

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ПРОВЕРЕНО  
1962г.

06  
Т78

# Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 45 (107)

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ И СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ  
КЛИМАТОЛОГИИ

Под редакцией  
доктора географических наук  
О. А. ДРОЗДОВА

БИБЛИОТЕКА  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ  
ОБСЕРВАТОРИИ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1954

### АННОТАЦИЯ

В сборник входит ряд статей, посвященных вопросам влагооборота, происхождения и распределения атмосферных осадков, а также характеристике местных особенностей климата в связи с мелиоративными мероприятиями в засушливых районах.

Сборник рассчитан на гидрометеорологов, климатологов и агроклиматологов. Некоторые статьи представляют интерес для географов и агрономов.

## ДАнные ПО Влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии

Как показано М. И. Будыко и О. А. Дроздовым [3], коэффициент влагооборота для не слишком больших территорий в первом приближении может быть представлен в виде

$$K = \frac{r}{r_A} = 1 + \frac{EL}{2u\omega}, \quad (1)$$

где  $r$  — общее количество осадков,  $r_A$  — количество адвективных осадков,  $E$  — испарение с территории,  $L$  — линейный размер территории,  $\bar{u}$  — средняя скорость прямолинейной составляющей движения водяного пара над данной территорией и  $\omega$  — влагосодержание в атмосфере на наветренной части контура рассматриваемой территории.

В предыдущих работах [4, 5, 7, 8] было установлено, что эффективная высота переноса водяного пара над Европейской территорией СССР составляет около 1,5 км, что дает возможность рационального определения  $\bar{u}$  по картам барической топографии. Для этой цели оценивалось время пребывания над данной территорией воздушных частиц, движущихся на уровне поверхностей 900 и 700 мб, что давало возможность определить среднюю скорость спрямленного движения на этих высотах. Окончательная скорость бралась как  $\bar{u} = \frac{2\bar{u}_{900} + \bar{u}_{700}}{3}$ . Естественно, что

наибольший путь над территорией совершают частицы, проходящие через ее центр (для Европейской территории СССР через Москву), наименьший путь — через какой-либо из периферийных пунктов. Характерным будет путь прохождения через какой-либо из промежуточных пунктов. За такой пункт был принят Харьков. На основании анализа 73 случаев, охвативших в общей сложности около 300 дней, было определено  $\bar{u}$ . Получившиеся величины были приведены к более длительному периоду; эти значения  $\bar{u}$  для каждого месяца помещены в табл. 2.

Сравнение прямолинейных составляющих скоростей частиц  $\bar{u}$ , определенных с помощью карт барической топографии, со средними скоростями ветра  $u$  по отдельным станциям, определенным по аэрологическим данным, должно было бы давать постепенное уменьшение  $\bar{u}$  по сравнению с  $u$  и при очень большой территории приближаться к равнодействующей скорости ветра  $u_0$ . Однако аэрологические данные, характеризующие скорости ветра на основании наблюдений в ясную, в основном антициклональную погоду, сами оказываются несколько заниженными по сравнению с данными карт барической топографии. Так, отношение среднегодовых скоростей ветра  $\frac{\bar{u}}{u}$  для засушливых областей юга Европейской территории СССР оказалось равным 1,02, т. е. систематические ошибки шаропилотного метода превышают влияние кривизны траектории. Такое же значение  $\frac{\bar{u}}{u}$  получилось в среднем для теплого времени года (май—сентябрь).

Для Европейской территории СССР в целом уже для года  $\frac{\bar{u}}{u} = 0,82$ . Из рассмотренных нами случаев три (для октября) характеризовались резким превышением скоростей  $\bar{u}$  над  $u$ . Считая, что степень характерности подобных случаев при наличном количестве использованного материала не определена, мы их исключили и получили  $\frac{\bar{u}}{u} = 0,78$ ; данные табл. 2 получены без учета упомянутых трех случаев.

Кроме  $u$ , представляло интерес выяснить рассеяние водяного пара по пути следования воздушной массы, вследствие различий в скорости ветра на высотах. Для простоты мы взяли рассеяние частиц, движущихся по поверхности 900, 700 и 500 мб. Результаты расчетов подтвердили высказанное ранее мнение, что рассеяние частиц по высотам того же порядка, что и скорость их движения. Радиус рассеяния по высотам со временем в среднем растет приблизительно линейно со скоростью около 200—300 км за сутки. Возрастание скорости рассеяния со временем отметить не удалось, возможно, в связи с тем, что частицы, движущиеся с наибольшими скоростями, быстрее выходят за рамки карты, чем медленно движущиеся, что приводит иногда даже к кажущемуся уменьшению скорости рассеяния частиц со временем.

Результаты расчета [2] приведены в табл. 1.

Таблица 1

Сезон	Возрастание радиуса рассеяния за сутки (в км)
Весна (март — май)	222
Лето (июнь — август)	256
Осень (сентябрь — ноябрь)	262
Зима (декабрь — февраль)	235

Интересно, что рассеяние к западу от меридиана Харькова оказалось несколько меньше, чем к востоку. Разница составляет 20—45 км в сутки. Данные в табл. 1 интересны еще и в том отношении, что позволяют оценить фактическое время существования воздушной массы. Считая воздушную массу перемешавшейся с окружающими при радиусе рассеяния частиц, равном 1000 км, получаем среднее время ее существования (с учетом линейного роста рассеяния со временем) осенью 3,8 дня, весной 4,5 дня.

Исходя для Европейской территории СССР из  $L = 2300$  км ( $\sqrt{2000 \cdot 2600}$  км),  $\bar{u}$ , определенного указанным выше способом для каждого месяца года,  $w$ , определенного по наземным данным абсолютной влажности с применением формулы Ханна (что близко сходится с данными прямыми аэрологических измерений), и  $E$  для каждого месяца, вычисленного по формуле Б. В. Полякова (по данным М. И. Будыко), можно получить следующую таблицу годового хода составляющих влагооборота на Европейской части СССР.

Таблица 2

Годовой ход составляющих влагооборота для Европейской части СССР

Составляющие влагооборота	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$E$ 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
$u$ 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	1,09	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	3,8	48,7
$r_A$ см/мес.	2,5	2,1	2,2	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	0,2	0,5	0,7	0,9	0,9	0,6	0,4	0,2	0,2	0,2	5,3

Здесь интересно прежде всего то, что наибольший коэффициент влагооборота получился весной, хотя наибольшее количество местных осадков приходится все-таки на лето. Коэффициент влагооборота, определенный как средний за 12 месяцев, совпал с определенным по средним годовым данным с точностью до трех знаков. Это является результатом сдвига в годовом ходе  $K$  по отношению к  $w$  на  $1/4$  фазы, что делает их как бы корреляционно независимыми друг от друга, при другом годовом ходе  $\bar{u}$  и  $w$ , а также  $E$  этого могло бы и не произойти.

Расчет, приведенный выше, дает только состав выпадающих осадков, но не решает вопроса о влиянии местного испарения на общее количество осадков. Это последнее зависит от интенсивности влагооборота. Последнюю величину можно охарактеризовать показателем

$$i = \frac{rL}{2wu + EL} \quad (2)$$

Величина  $i$  зависит от нескольких факторов. К этим факторам относится, прежде всего, относительное увлажнение воздуха над территорией. Образование как внутримассовых, так и фронтальных осадков, особенно сколько-нибудь значительных, не происходит при очень высоком уровне конденсации. Осадки в пустынях прекращаются при низкой относительной влажности, но еще при довольно большом влагосодержании в атмосфере. Местное испарение, поддерживающее влажность воздушной массы на достаточно высоком уровне, стимулирует увеличение как адвективных, так и местных осадков. Наличие влаги в атмосфере само по себе еще не определяет величины 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 массой в связи 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, увеличивая количество их в наветренной части территории и уменьшая в подветренной.

Это, в первую очередь, относится к увеличению шероховатости, которая, способствуя возрастанию осадков в начале пути, приводит к обеднению воздушной массы влагой и уменьшению осадков в подветренных участках пути. Это хорошо видно на примере влияния на осадки возвышенностей на равнине, где увеличению осадков перед возвышенностями соответствует уменьшение их за возвышенностями. Это обстоятельство хорошо заметно на Среднерусской, Валдайской, Приволжской, Донецкой возвышенностях, на сыртах Заволжья и т. д. Между тем эффект этих равнинных возвышенностей на осадки, по крайней мере, наполовину связан с действием шероховатости подстилающей поверхности, эффект шероховатости изменяет количество осадков до 50—100 мм или до 10—20% годовой суммы.

Кроме орографии, шероховатость местности зависит от ее лесистости [12]. При этом влияние лесных опушек оказывается главным турбулизирующим фактором, однородный же лесной массив, вызывая токи обтекания (вытеснения), может тем не менее меньше турбулизовать атмосферу, чем открытая степь. Так, обработка данных акселерограмм, полученных во время полетов самолета над участком лесных защитных полос в Каменной Степи летом 1950 и 1951 гг. и полетов над Шиповым лесом в 1950 г., показала увеличение обмена над оазисом полос по сравнению с открытой степью, в то время как над центром лесного массива турбулентность оказалась меньше, чем в степи.

Данное положение иллюстрируется табл. 3 (рассчитанной А. С. Григорьевой). Для материка в целом, повидимому, шероховатость перераспределяет осадки и лишь в очень небольшой степени их увеличивает [1].

Совершенно иначе сказывается зависимость количества осадков от относительного увлажнения территории.

Коэффициенты обмена (в м<sup>2</sup>/сек.) над оазисом лесных защитных полос, Шиповым лесом и над степью летом 1950 и 1951 гг. (Каменная Степь)

Место и время измерения	Высота (в м)				
	100	200	300	500	1000
Степь 1950	11,7	—	13,8	14,1	14,5
1951	6,1	7,9	8,8	13,0	15,9
Полосы 1950	16,3	—	18,3	16,1	19,6
1951	9,8	11,3	9,3	15,0	21,4
Шипов лес 1950 г.	—	—	10,2	24,3	12,5
Степь	—	—	5,6	19,3	9,0
Лес (3 полета, утро)	—	—	—	—	—

Как известно, в пустынях выпадение осадков прекращается еще при значительном влагосодержании в воздушной массе, составляющем приблизительно половину того, которое воздушная масса имела входя на материк. Следовательно, рост осадков с ростом относительного увлажнения для средних значений влажности должен происходить пропорционально быстрее роста влажности.

Для очень большой влажности это изменение идет, вероятно, пропорционально влагосодержанию, для очень малой влажности небольшие изменения влажности на осадки не влияют из-за их отсутствия. Такую зависимость можно было бы получить на основании аэрологических наблюдений, но соответствующих материалов мало и они не обработаны. Поэтому приходится подобную зависимость строить по наземным данным. Последнее обстоятельство сильно сказывается на точности расчета и вносит ряд ограничений в их использование.

Так, нельзя использовать станции, где имеется избыточное испарение по сравнению с окружающей местностью, не сказывающееся на влажности всего столба атмосферы, но увеличивающее ее внизу (морские побережья, орошаемые участки, болота и т. п.). Кроме того, в условиях пересеченного рельефа наветренные и подветренные склоны могут вести себя несколько различно. Но наиболее неприятно то, что выпадающие осадки увеличивают влажность в приземных слоях, а так как причину и следствие различить трудно, то легко увеличение влажности, возникшее под влиянием осадков, счесть причиной увеличения осадков, например за месяц. При прочих равных условиях осадки пропорциональны при данной относительной влажности влагосодержанию в атмосфере. Приблизительно (в условиях, указанных выше)

$$r(h) = \alpha f(t) \varphi(h), \quad (3)$$

где  $f(t)$  — упругость насыщения при температуре  $t$ ,  $\varphi(h)$  — функция относительной влажности  $h$ , о которой уже говорилось ранее,  $\alpha$  — параметр, зависящий от интенсивности всех видов циркуляции и свойств подстилающей поверхности района.

В предыдущих работах использовалось значение  $r(h)$ , полученное для условий летней циркуляции на юге Европейской территории СССР [4, 9]. Проверка этой зависимости для других районов [2] показала удовлетворительную применимость этой формы связи в довольно обширном районе материка, даже применительно к отдельным месяцам.

Таблица 4

Месячные количества осадков  $r(h)$  в функции средней месячной относительной влажности  $h$  при температуре, равной 20°

%	100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	45
$r$ см	13,2	12,5	11,8	10,8	9,9	9,0	8,0	6,7	5,0	3,0	1,9	1,4

Воздушные массы входят на континент в среднем с относительной влажностью 80%. Полное прекращение осадков происходит практически при влажности 40%.

но уже при влажности 50% количество осадков уменьшается в 5 раз по сравнению с первоначальным.

Для месяцев холодной части года  $\alpha$  оказывается бóльшим, чем для лета. Вместе с тем остается некоторое опасение, что количественная сторона влияния  $h$  на  $r$  в табл. 4 несколько преувеличена за счет обратной связи  $r$  с  $h$ . Окончательно вопрос должен решиться с переходом на аэрологический метод исследования. Однако было важно выяснить физический смысл  $r(h)$  и  $\varphi(h)$ : обусловлены ли они тем, что вероятность выпадения осадков внутримассовых и фронтальных меняется пропорционально  $\varphi(h)$  или выпадение каждого вида осадков происходит лишь при влажности выше некоторого критического значения, которое нельзя было установить в осреднении за месяц. Для проверки этого обстоятельства было проведено несколько работ. Так, Е. В. Воробьева и В. Б. Згурко исследовали вероятность выпадения осадков в зависимости от наземных температур и влажности по нескольким станциям юга Европейской территории СССР как фронтальных, так и внутримассовых [6]. В результате исследования было установлено, что внутримассовые осадки здесь вообще очень редки, происходят они преимущественно при более высоких влажностях, хотя четкой нижней границы не дают. Фронтальные осадки ниже некоторого предела влажности вообще не выпадают (фронты становятся сухими), причем граница влажности, при которой происходит выпадение осадков, тем ниже, чем выше температура, а в годовом ходе, наоборот, весной ниже, чем летом. Это явление, повидимому, связано со степенью неустойчивости стратификации атмосферы, которая в общем тем больше, чем выше наземная температура, а при одних и тех же наземных температурах весной больше, чем летом. При влажности выше критической сухие фронты естественно также встречаются, и их вероятность постепенно уменьшается с ростом влажности. Таким образом, форма  $\varphi(h)$  зависит не только от критического значения  $h$ , но сказывается на значении  $r$  и при других уровнях относительной влажности.

Помимо этого, А. С. Григорьева, исследуя синоптические процессы лета 1946 г., в частности причины засухливости, оценивала при какой влажности в осадкообразующей массе прекратилось выпадение осадков на фронтах. Оказалось, что осадки на фронтах прекращаются примерно при 30% влажности (в дневную половину суток — 13 и 19 час.) [7].

В. М. Мучник [13] по данным Киева показал, что в образовании ливней и гроз наличие запасов энергии, неустойчивости и высокая относительная влажность в 5-километровом слое атмосферы одинаково необходимы.

При отрицательной энергии неустойчивости ливни и грозы редкое явление, даже при высокой влажности. При влажности же ниже 40% ливней и гроз не наблюдается при любых значениях энергии неустойчивости. Вообще же вероятность ливней и гроз растет как с увеличением энергии неустойчивости, так и относительной влажности.

Используя зависимость, приведенную выше, между относительной влажностью и температурой, а также влияние местного испарения с Европейской территории СССР на изменение относительной влажности в тропосфере (с учетом циркуляции) и средние температуры каждого месяца, можно окончательно получить следующую таблицу (табл. 5).

Таблица 5

Влияние местного испарения на суммы осадков

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$t$ град. . . . .	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
$\Delta r$ см/мес. . . . .	0,3	0,3	0,5	1,6	2,4	3,3	3,6	1,2	0,6	0,4	0,3	0,3	14,8
$\frac{\Delta r}{r}$ % . . . . .	11	13	21	37	63	60	57	23	12	8	8	9	30,5

При вычислении табл. 5 мы попытались учесть различия в значениях  $\alpha$  в разные месяцы. Это можно было установить сравнивая фактическое количество выпадающих осадков с тем, которое следовало бы ожидать на основании  $t$  и  $h$ . В результате оказалось, что в зимние месяцы  $\alpha$  значительно больше принятой в табл. 4, летом же для всей Европейской территории СССР она оказалась близкой к принятой ранее ( $\alpha_0$ ), полученной, как известно, по материалам степных и лесостепных районов. Отношение фактических значений  $\alpha$  к  $\alpha_0$  приводится в табл. 6.

Таблица 6

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\frac{\alpha}{\alpha_0}$	2,1	1,6	1,2	0,9	1,0	1,0	1,0	0,8	1,0	1,4	1,6	1,8

Большое значение  $\alpha$  зимой, повидимому, не вполне реально и вызывается нерепрезентативностью наземной температуры при инверсиях и большим различием средней температуры, по которой вычислялись осадки, от действительных температур, при которых осадки выпадают.

Значения  $\frac{\alpha}{\alpha_0}$  в табл. 6 могут служить одним из индексов интенсивности атмосферной циркуляции.

После внесения поправок в различные данные  $\alpha$  и  $\alpha_0$  можно окончательно оценить влияние местного увлажнения на осадки, приведенное в табл. 5. Эти данные показывают, что влияние „местного“ испарения на осадки довольно значительно и превышает то, которое можно было бы ожидать на основании  $K$  летом в 2—3 раза, зимой в  $1\frac{1}{2}$  раза, особенно существенно это влияние весной и в начале лета, в связи с чем не лишне вспомнить, что еще А. И. Воейков, говоря о причинах раннелетнего максимума осадков в степях, связывал его с большим испарением в это время года.

Рассмотрим более подробно влагооборот над югом Европейской территории СССР. Принимая, согласно сказанному выше  $\bar{u} = u$  (уточнения  $\bar{u} = 1,02 u$  мы не делаем, так как накопленного материала пока слишком мало, чтобы вносить поправки в третий знак получаемых величин) и данные испарения по расчетам М. И. Будыко (произведенным по формуле Б. В. Полякова), получаем следующую схему влагооборота (табл. 7).

Таблица 7

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Испарение $E$ , см/мес. . . . .	0,8	1,0	2,5	5,0	6,3	6,2	5,7	4,7	2,9	1,4	0,9	0,7	37,7
Влагосодержание $e$ , см . . . . .	0,4	0,5	0,7	1,1	1,7	2,2	2,5	2,3	1,7	1,4	1,0	0,6	1,3
Скорость ветра $\bar{u}$ , м/сек. . . . .	9,6	9,8	10,1	9,3	8,4	7,8	7,4	7,7	8,3	9,2	9,7	9,4	8,9
Коэффициент влагооборота $K$ . . . . .	1,05	1,06	1,09	1,12	1,11	1,10	1,08	1,06	1,05	1,02	1,02	1,03	1,066
Осадки $r$ , см . . . . .	2,5	2,3	2,5	3,2	4,5	5,9	5,4	4,2	3,6	3,5	3,5	3,3	44,3
Адвективные осадки $r_A$ , см . . . . .	2,4	2,2	2,3	2,7	4,1	5,4	5,0	4,0	3,4	3,4	3,4	3,2	41,4
Местные осадки $r_M$ , см . . . . .	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	2,6

Таблица 7 в общем аналогична табл. 2, хотя коэффициент влагооборота здесь в 2 раза ближе к единице, чем в предыдущем случае.



Оценивая влияние испарения в степи на количество выпадающих здесь осадков, мы также получаем величины в  $2\frac{1}{2}$  раза меньше, чем для испарения с Европейской территории СССР в целом, а именно, как показывает табл. 8, имеют место следующие соотношения.

Таблица 8

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура воздуха $t$ , град. . .	-8,2	-7,6	-1,8	7,2	15,5	19,3	22,0	20,5	14,6	7,7	0,3	-5,4	7,0
Количество осадков $r$ , см . . . .	2,5	2,3	2,5	3,2	4,5	5,9	5,4	4,2	3,6	3,5	3,5	3,3	44,3
Относительная влажность $h$ , %	85	83	82	71	61	63	61	61	69	76	85	88	74
Изменение влажности под влиянием местного испарения $\Delta h$ , %	4	5	7	8	7	6	5	4	3	2	2	3	5
Изменение осадков под влиянием испарения $\Delta r$ , см	0,2	0,2	0,3	0,9	2,1	1,8	1,6	0,9	0,4	0,3	0,2	0,2	9,1
$\frac{\Delta r}{r}$ , % . . . . .	8	9	12	28	46	31	30	21	11	9	6	6	20,5

Интересно, что согласование  $r$  с  $t$  и  $h$  здесь получилось хуже, чем для Европейской территории СССР в целом, хотя  $\varphi(h)$  была рассчитана именно по данным этого района, повидимому, это связано с неточностями учета влажности в районе, в связи с довольно сложным распределением  $h$  в целом на юго-востоке. Зато в годовом ходе колебания  $\alpha$  здесь меньше, чем для Европейской территории СССР, что показывает табл. 9.

Таблица 9

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$\frac{\alpha}{\alpha_0}$	1,56	1,44	1,09	0,94	1,12	1,02	0,92	0,72	0,63	0,83	1,21	1,65	0,96

Приведенные выше данные характеризуют нормальные годы. На данном этапе работы специально подвергался исследованию засушливый 1946 г. Анализ материала показал, что, хотя перенос пара в засушливые периоды 1946 г. (а также 1948 г.) несколько уменьшен по сравнению с нормой, в целом же за сезон с мая по сентябрь перенесенное количество пара близко к норме.

Таким образом, засуха была связана не с абсолютным недостатком воды в атмосфере, а с антициклональными формами циркуляции и несоответствием ресурсов влаги положительной аномалии температур. Кроме того, согласно исследованию, проведенному А. С. Григорьевой, в пределах района, подверженного засухе, в засушливые периоды преобладала адвекция воздуха с юга (по западной периферии антициклона). После того как запасы влаги в почве были почти израсходованы уже в мае, в формировании июньской положительной аномалии температур, повидимому, сказалось и понижение затрат тепла на испарение, что увеличило затраты тепла на нагревание атмосферы, а следовательно и скорость трансформации воздушных масс в  $1\frac{1}{2}$  раза. При этих условиях мы имели в июне значительно пониженную по сравнению с нормой относительную влажность, которая сама по себе способствовала продолжению бездождия, даже при прохождении атмосферных фронтов. Прносимые над югом Европейской территории СССР запасы водяного пара, очевидно, конденсировались в других (более северных и более восточных) районах и особенно в Западной Сибири, где это лето было исключительно дождливым.

Если взять месяцы с мая по сентябрь, для которых  $\alpha$  определяется относительно надежно, то колебания осадков на Европейской части СССР в годовом ходе составляют 22% среднего значения, колебания же  $\alpha$  — 5%.

Таким образом, учет температуры и влажности дает возможность рассчитать большую часть изменений осадков. На юге Европейской части СССР соответствующие цифры составляют 18 и 15%, что говорит об относительно большей роли циркуляционных условий в этом районе в образовании среднего многолетнего распределения осадков по месяцам, чем в Европейской части СССР в целом. Однако при переходе к отдельным годам важность учета температуры и влажности выступает весьма ярко и на юге Европейской части СССР. Так, в упомянутом 1946 г. засушливом, с резкими колебаниями условий циркуляции, где казалось бы учет температуры и влажности не мог бы дать чего-либо существенного, отношение колебаний  $\alpha$  к количеству осадков из месяца в месяц получилось от 0,9 до 0,24, т. е. в среднем фактор циркуляции и термико-влажностный режим оказались почти равнозначными. При осреднении по районам, отражающим более устойчивое влияние циркуляции крупных масштабов отношение колебаний  $\alpha$  к колебаниям количества осадков оказалось равным на западе 0,8, в центре — 0,55 и на востоке — 0,53. Таким образом, в целом циркуляционные факторы, определяемые как остаточный член, определяли осадки только в 63%, остальное же зависело от режима температуры и влажности.

Таким образом, формирование засухи 1946 г. приблизительно на  $\frac{2}{3}$  обусловлено непосредственным влиянием циркуляционных условий и на  $\frac{1}{3}$  их следствием — повышением температур и понижением влажности.

В заключение рассмотрим еще годовой ход интенсивности влагооборота  $i$ . Физическим смыслом этой величины является половина процента находящегося над данной территорией пара, конденсирующегося в виде осадков. Поражает большой процент пара, конденсирующегося на территории в зимний период: на Европейской территории СССР в целом свыше 50%, на юге Европейской территории СССР — около 30%. Если бы температуры зимой не падали вглубь материка, то в Западной Сибири господствовала весьма сухая погода. Повидимому, зимой значительное количество пара приходит в Западную Сибирь еще с юга. Вместе с тем видно, что  $i$  колеблется в течение года в общем меньше, чем  $\alpha$  для Европейской территории СССР в целом. Это связано с большей величиной переноса зимой, чем летом, что уменьшает рост  $i$  по сравнению с  $\alpha$ .

Обратный ход  $\alpha$  по сравнению с  $i$  в степных районах Европейской территории СССР можно объяснить только сильным развитием восходящих движений летом в этих районах (см. табл. 10).

Таблица 10

Значение интенсивности влагооборота по месяцам

Территория	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год средн.	Год эквивалентн.
Европейская территория СССР	0,28	0,25	0,16	0,12	0,11	0,13	0,14	0,13	0,15	0,17	0,21	0,27	0,18	0,14
Юг Европейской территории СССР . . . . .	0,15	0,13	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,12	0,08	0,07

Данные, приведенные в табл. 8, отражают не весь эффект изменения осадков; существует еще одно обстоятельство, усиливающее этот эффект. На испарение затрачивается некоторое количество тепла, что оказывает двоякое действие. С одной стороны, это приводит к охлаждению воздуха сначала в нижних слоях, а потом в результате перемешивания и всей тропосферы. Понижение температуры способствует повышению относительной влажности и следовательно выпадению

дополнительных осадков. С другой стороны, пока перемешивание в атмосфере не уничтожило инверсию температуры или пониженные температурные градиенты в нижних слоях, являющиеся следствием усиленного испарения, условия для образования восходящих токов, а следовательно и осадков, становятся неблагоприятными. Учет первого фактора может быть осуществлен следующим образом.

Определим сначала, сколько надо испарить воды с данной территории, чтобы понизить температуру во всей тропосфере на  $1^\circ$ . (Для наших целей, вероятно, достаточно половины тропосферы, но в силу перемешивания изменения температуры все равно распространятся и выше). Учтем, что при понижении температуры на  $1^\circ$  излучение система земля—атмосфера изменится приблизительно на  $1\frac{1}{2}$  или около 3—4 ккал. в год. Компенсируя уменьшение расхода тепла на излучение испарением, находим этот эквивалент в виде слоя около 60 мм в год, или 5 мм в месяц. Но, кроме изменения радиационного баланса, надо преодолеть тепловую инерцию тропосферы, которая равна  $0,7 c_p (1 + A)$  ккал., причем адвекцию  $A$  следует брать на поверхности 700 мб. Таким образом, для месячных изменений получаем формулу

$$H_{(E)} = 5 + 3n, \quad (4)$$

где  $n$  — число смен воздуха с данной территории за месяц.

Поскольку  $n$  с увеличением территории и уменьшением  $H$  падает быстрее, чем линейно, слой  $H$  быстро уменьшается с размером территории. Например, для Европейской территории СССР и юга Европейской территории СССР эквивалент  $H$  оказывается равным данным табл. 11.

Таблица 11

Слой испарения (в мм), понижающий температуру в тропосфере на  $1^\circ$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Европейская территория СССР . .	41	38	44	41	38	27	32	27	41	41	38	38
Юг Европейской территории СССР .	71	65	83	74	68	47	59	89	80	83	74	68

При прохождении той или иной территории воздушной массой этот эквивалент следует увеличить приблизительно в 2 раза, так как полное изменение температуры будет достигнуто только на подветренном контуре территории.

Рассмотрим теперь вопрос, при каких условиях испарение является фактором, благоприятствующим образованию осадков и в каких случаях оно может, наоборот, препятствовать конденсации. Благоприятным для образования осадков будет снижение уровня конденсации, происходящее по двум причинам: 1) за счет изменения удельной влажности в восходящем потоке воздуха  $\Delta q$  и 2) за счет снижения начальной его температуры  $\Delta t$ .

Общее снижение уровня конденсации составляет

$$\Delta H = \frac{\Delta q \rho_k}{\gamma_a} \left( \frac{1}{f(t)_k} + \frac{L \rho}{c_p \rho_k} \right), \quad (5)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха у земли,  $\rho_k$  — плотность воздуха на уровне конденсации,  $f(t)_k$  — максимальная упругость паров на уровне конденсации,  $L$  — скрытая теплота парообразования.

Из формулы видно, что при высоких температурах на уровне конденсации главную роль играет начальное понижение температуры, при низких же (около  $0^\circ$  и ниже) существенно сказывается также и повышение удельной влажности воздуха.

В полной мере стимулирующее влияние испарения на образование осадков, например в теплый период, возникает, когда воздух, охладившийся за счет процессов испарения с подстилающей поверхности, успеет перемешаться от земли до верхней границы кучевых облаков. В этом случае естественно, что испарение способствует как увеличению вероятности осадков, так и увеличению их интенсивности. Однако расчеты показывают, что подобное перемешивание достигается лишь на протяжении пути воздушной массы порядка нескольких тысяч километров. Таким образом, может влиять на осадки испарение лишь отдаленных районов, например для Западной Сибири испарение Западной Европы.

Пока перемешивание не завершилось, вопрос оказывается сложнее, так как испарение, понижая температуру воздуха в приземном слое, уменьшает вертикальные градиенты и может приводить к инверсиям. В простейшем случае, когда изменения температуры с высотой в свободной атмосфере в начальный момент происходит монотонно, а эквивалентная температура под влиянием испарения не меняется, можно рассуждать следующим образом.

1. Пока частица поднимающегося воздуха находится ниже нового уровня конденсации, энергия неустойчивости всех видов (в том числе связанная с горизонтальной температурной неоднородностью среды, в частности бароклинностью) уменьшена, так как она превратилась в скрытую теплоту испарения. Это может привести к инверсионному барьеру, препятствующему развитию вертикальных токов.

2. Между новым и старыми уровнями конденсации эта энергия постепенно освобождается.

3. Выше старого уровня конденсации состояние атмосферы такое же, какое было бы без испарения, если не учитывать большей влажности образующегося облака.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

Вероятность поднятия частички до старого уровня конденсации при наличии испарения оказывается меньшей, чем при отсутствии испарения, так как в первом случае запас энергии неустойчивости будет меньше, чем во втором.

Максимальная высота восходящих токов и температура на верхнем уровне конвекции, если он оказывается выше старого уровня конденсации, при наличии испарения не меняется и, следовательно, не меняется вероятность достижения облаками ледяной фазы. Если считать наличие ледяных кристаллов необходимым условием образования осадков, вероятность образования осадков при наличии испарения оказывается меньшей, чем при его отсутствии, с той, однако, поправкой, что полосы падения, не достигающие земли из-за малой влажности облаков при отсутствии испарения с поверхности земли, при его наличии будут достигать земли, давая реальные осадки. Если считать наличие твердой фазы для образования осадков необязательной [14], то повышенная влажность облака может сказаться не только на увеличении интенсивности осадков, но и на увеличении их вероятности. Таким образом, в зависимости от пути проходимого воздушной массой от места, где происходит испарение, до места образования осадков и запасов энергии неустойчивости всех видов в атмосфере, испарение может способствовать увеличению осадков или, наоборот, на первых порах тормозить образование осадков.

Нам, однако, представляется, что летом в Европейской части СССР (особенно на юге ее) энергия неустойчивости в атмосфере обычно находится в избытке и сколько-нибудь существенного тормозящего действия на образование осадков испарение оказывать не должно, в связи с чем мы считаем возможным неблагоприятное действие испарения на осадки не учитывать.

К этому нужно добавить, что вследствие роста радиационного баланса над влажным участком эквивалентная температура обычно несколько выше (на 1—2°) чем над сухим, но это дает возможность по преодолении инверсионного барьера развиваться над влажным участком более мощным восходящим токам, чем над сухим.

В табл. 12 приведены изменения температуры, вызываемые местным испарением на рассматриваемой нами территории, и связанные с этим дополнительные осадки.

## Изменение температуры (в град.) в связи с местным испарением

## Европейская территория СССР

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
0,06	0,06	0,1	0,44	0,6	1,0	0,8	0,7	0,25	0,13	0,09	0,05	

## Добавочные осадки (в см)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
0,0	0,0	0,1	0,3	0,2	0,7	1,5	0,7	0,2	0,1	0,0	0,0	3,8

## Юг Европейской территории СССР

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
0,05	0,07	0,15	0,33	0,5	0,65	0,5	0,4	0,8	0,08	0,06	0,05	

## Добавочные осадки (в см)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	1,1	0,8	0,7	0,1	0,0	0,0	0,0	3,3

К результатам, приведенным выше, по влиянию испарения на осадки надо прибавить указанный сейчас эффект, что увеличивает на 25—35% роль испарения по сравнению с прежними условиями.

Таким образом, местное испарение увеличивает осадки Европейской территории СССР, в том числе и в степной части, по крайней мере в 3—4 раза больше того, которое можно было бы ожидать на основании количества местных осадков.

## ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

Интересно сравнить схему влагооборота за год в Западной Сибири от Уральско-го хребта и реки Урал до Енисея (на юге до водораздела Казахской складчатой страны), с приведенной выше схемой влагооборота над Европейской частью СССР.

Рассматриваемая территория имеет площадь  $s = 4428000 \text{ км}^2$ . Среднегодовое влагосодержание здесь оказалось меньше, чем на Европейской части СССР, а именно 0,9 см, осадки  $r = 42,2$  см, испарение  $E = 27,4$ , скорости переноса несколько больше, чем над Европейской частью СССР. Приняв  $\bar{u} = 0,8$  м/сек., мы получили на высоте эффективного переноса водяного пара  $\bar{u} = 7,4$  м/сек. При этих условиях коэффициент влагооборота  $K$  оказался равным 1,14, несмотря на то, что взятая нами территория несколько меньше Европейской части СССР (и составляет лишь 85%), влияние местного (сибирского) испарения сказывается там больше, чем местное испарение, на Европейской территории СССР. Повидимому, если привести обе территории к одинаковой площади,  $K$  для Сибири будет приблизительно на 20% больше, чем для Европейской части СССР, так что роль местного испарения, даже в узком смысле, постепенно увеличивается вглубь материка.

## СРЕДНЯЯ АЗИЯ

По сравнению с предыдущими районами Средняя Азия представляет весьма сложный район, окаймленный с юго-востока высокими горами. Представлялось поэтому целесообразным рассчитать отдельно влагооборот для равнинной части. Северную границу равнинной части мы приняли по р. Эмбе на Казахскую складчатую страну и Тарбогатой; южную (там, где она не упирается в предгорья) — по государственной границе.

Площадь этой территории принята в  $1\,936\,000\text{ км}^2$ ,  $w = 0,96\text{ г/см}^2$ ,<sup>1</sup>  $r = 13,4\text{ см} = 263\text{ км}^3/\text{год}$ ,  $L = 1391\text{ км}$ . Испарение  $E$  составляет  $13,4\text{ см}$  за счет осадков и  $4,3\text{ см}$  за счет стока рек, спускающихся с гор — всего  $18,9\text{ см}$  ( $263 + 104 = 367\text{ км}^3/\text{год}$ ). Скорость переноса для такого района, как и на Европейской территории СССР, была принята равной  $u = 7,5\text{ м/сек}$ . Правда, не исключено, что для такого ясного района, как Средняя Азия,  $u$  может оказаться несколько меньше  $u$  (примерно на  $10\%$ ), но на данном этапе это уточнение еще не произведено. При этих условиях оказалось, что  $K = 1,06$ ;  $r_A = 12,8\text{ см}$ ;  $r_M = 0,6\text{ см}$ ;  $i = 8\%$ . Таким образом, в Средней Азии схема влагооборота примерно соответствует схеме влагооборота на юге Европейской территории СССР, с учетом меньшего количества выпадающих осадков.

В предгорьях замечается значительное ослабление ветра до  $4,5\text{ м/сек}$ . на высоте  $1,5\text{ км}$ , а местами и менее. В некоторых долинах скорость опять возрастает до  $7,2\text{ м/сек}$ ., но большая высота местности приводит к тому, что поток воздуха и здесь меньше, чем на равнине. В общем в предгорьях его можно оценить около  $60\%$  потока на равнине.

Таким образом, горы Средней Азии в нижней тропосфере обходят не менее  $40\%$  воздушного потока, что заметно по усилению ветра в южной части равнины на востоке Средней Азии. Формальная схема влагооборота за год над горной частью Средней Азии выглядит следующим образом. Площадь горной части  $484\,000\text{ км}^2$  (около  $20\%$  от площади равнины),  $\bar{u} = 7,2\text{ м/сек}$ .,  $w = 0,64\text{ г/см}^2$ ,  $r = 226\text{ км}^3$  ( $46,7\text{ см}$ ),  $L = 694\text{ км}$ . Испарение  $E$  составляется из осадков в горах, за исключением рек, стекающих с гор,  $226 - 104 = 122\text{ км}^3/\text{год}$  ( $25,2\text{ см}$ ). При этих условиях коэффициент влагооборота  $K$  будет равен  $1,06$ , что для такой малой территории весьма высоко, но вместе с тем показывает, что даже горы Средней Азии не являются достаточным препятствием для переноса влаги, которая, очевидно, уходит главным образом через междугорные понижения. Отсюда  $r_A = 213,2\text{ км}^3/\text{год}$  ( $44,0\text{ см}$ ),  $r_M = 12,8\text{ км}^3/\text{год}$  ( $2,7\text{ см}$ );  $i = 14\%$ .

Для территории Средней Азии в целом мы уже приняли  $\bar{u} = 0,90\text{ м/сек}$ , поскольку горы явно обтекаются воздушным потоком при следующих условиях:

$u = 5,8\text{ м/сек}$ .,  $w = 0,96\text{ г/см}^2$ ,  $r = 489\text{ км}^3/\text{год}$  ( $20,3\text{ см}$ ),  $L = 1555\text{ км}$ ,  $E = 489\text{ км}^3/\text{год} = 20,3\text{ см}$ ,  $K = 1,09$ ,  $r_A = 449\text{ км}^3/\text{год}$  ( $18,5\text{ см}$ ),  $r_M = 40\text{ км}^3/\text{год}$  ( $1,6\text{ см}$ ); адвекция пара через территорию Средней Азии оказалась равной  $2717\text{ км}^3/\text{год}$ ,  $i = 9\%$ .

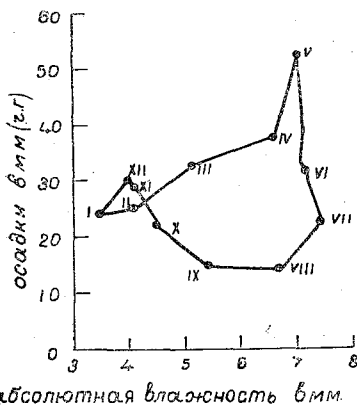


Рис. 1. Увеличение осадков в горах в зависимости от абсолютной влажности на равнине.

Представляло интерес оценить, как сказывается на влагообороте и особенно на сумме осадков испарение с Каспийского моря.

Для подхода к этому вопросу пришлось выполнить некоторые вспомогательные работы.

Во-первых, мы сделали попытку выявить в годовом ходе связь количества осадков в горах (в  $\text{км}^3$ ) с абсолютной влажностью на равнине (рис. 1). Чтобы избежать искажающего влияния орошения на влажность нижних слоев атмосферы, за основу для сравнения была взята пустынная станция Репетек. Однако из-за различий в циркуляции такой зависимости установить не удалось. Лишь за месяцы с октября — ноября по май — июнь намечается некоторая связь, которую можно выразить приблизительно

$$r_r - r_p = 4e + 10, \quad (6a)$$

<sup>1</sup> В связи с большей сухостью возможно более медленное убывание водяного пара с высотой, чем в других районах, а  $w$  и  $u$  могут оказаться преуменьшенными. Тогда, полученные ниже значения  $K$  будут еще несколько преувеличенными.

где  $r_g$  и  $r_p$  — осадки в миллиметрах за месяц в горах и на равнине,  $e$  — абсолютная влажность в пустыне в миллиметрах.

Если считать, что зависимость эта при всех  $e$  должна быть линейной, можно принять

$$r_g - r_p = 6e. \quad (66)$$

Но ни ту, ни другую связь нельзя считать точно установленной, так как осадки с июля по сентябрь отнюдь не укладываются в эту связь и, наоборот, иллюстрируют полное ее отсутствие. Это связано с особенностями циркуляции летнего периода в Средней Азии.

Несколько лучше проявилась связь между отношением осадков в горах к осадкам на равнине и относительной влажностью в пустыне

$$\frac{r_g}{r_p} = -0,025h + 3,5. \quad (7)$$

Эти связи дают ход осадков между  $h = 25\%$  и  $h = 70\%$  (рис. 2).

Помимо этого было проведено непосредственное сравнение по месяцам различных лет абсолютной влажности в пустыне и осадков в различных частях гор (главным образом открытых склонов и внутренних частей гор). В общем, как и следовало бы ожидать, между абсолютной влажностью и осадками обнаружилась некоторая связь; правда, в некоторые месяцы года, особенно в ноябре, эта связь оказалась для открытых южных или юго-западных склонов обратного знака, что свидетельствует о том, что осадки этого месяца связаны с арктическими вторжениями. При неудачном подборе пар станций, когда они находились на различных склонах, связи вообще нарушались. В общем для открытых склонов изменения осадков за год при изменении абсолютной влажности на 1 мм, или на 20%, можно принять в  $0,25 r$ ; для внутренних частей гор получился не меньший процент (30%), хотя колебания от станции к станции довольно велики. Для равнины изменение осадков при возрастании абсолютной влажности на 1 мм (на 20%) увеличилось бы на 100 мм (на 70%).

Таким образом, осадки в горах, особенно на открытых склонах, с увеличением влажности в тропосфере по абсолютному значению изменяются больше, чем на равнине, относительные же изменения осадков на равнине более велики. Вместе с тем следует отметить, что большая часть этого эффекта приходится на зимние месяцы, когда испарение сравнительно невелико.

С апреля по октябрь для открытых склонов изменение осадков с изменением абсолютной влажности на 1 мм составляет всего  $0,19 r$  или 80 мм; внутри гор большой разницы между зимой и летом нет; на равнине при изменении влажности на 1 мм — на 60 мм.

Перейдем теперь к роли Каспийского моря в увлажнении Средней Азии.

Каспийское море испаряет в год [11]  $389,6 \text{ км}^3$ . Учитывая долю водяного пара, идущего в Среднюю Азию в сторону гор, можно оценить ее приблизительно в 50% переноса, или в  $194,8 \text{ км}^3$ , что составляет 7,2% от адвекции. Под влия-

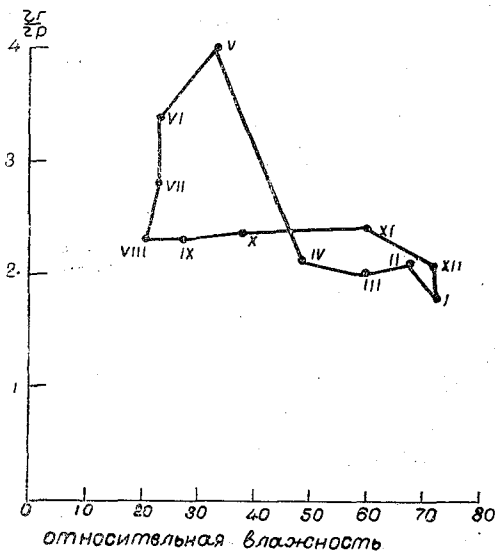


Рис. 2. Отношение увеличения осадков в горах к количеству осадков на равнине в зависимости от относительной влажности на равнине.

нием этого фактора  $e$  меняется, следовательно, на 0,3—0,4 мм. Относительная влажность меняется на 3—4%.

Таким образом, роль Каспия в общем увлажнении Средней Азии все же невелика. Тем не менее испарение с Каспийского моря существенно влияет на осадки; под влиянием увеличения влажности их количество возрастает на наружных склонах гор на 70 мм, во внутренних частях гор — на 15—30 мм (в среднем в горах 25 мм), на равнине — около 12—16 мм.

Указанный эффект с учетом снижения температуры воздуха под влиянием испарения следует увеличить приблизительно в полтора раза, однако даже в этом случае испарение с Каспия хотя и сказывается заметно на склонах гор Средней Азии, но не имеет решающего значения в ее увлажнении.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Береснева И. А. и Данилова Л. П. Влияние возвышенностей равнины на осадки и влагооборот. См. настоящий выпуск.
2. Брегина А. Ю. Оценка скоростей переносов воздушных масс над Европейской территорией СССР по данным карт барической топографии. См. настоящий выпуск.
3. Будыко М. И., Дроздов О. А. О закономерностях влагооборота в атмосфере. Докл. АН СССР, 1953.
4. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Под ред. Х. П. Погосяна. Гидрометеиздат, 1952.
5. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеиздат, Л., 1950.
6. Воробьева Е. В., Згурко В. Б. Вероятность выпадения осадков в зависимости от синоптических условий, температуры и влажности воздуха в теплое полугодие на юге Европейской территории СССР. См. настоящий выпуск.
7. Григорьева А. С. Некоторые особенности влагооборота на юге Европейской территории СССР в различные годы. См. настоящий выпуск.
8. Дроздов О. А. О некоторых особенностях влагооборота в связи с мелиоративными мероприятиями. Труды ГГО, вып. 36 (98), 1952.
9. Дроздов О. А. К вопросу об изменении осадков в связи с системой полезащитных мероприятий в степных и лесостепных районах Европейской территории СССР. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеиздат, Л., 1950.
10. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУГМС, вып. 24, сер. IV, 1946.
11. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Труды НИУ ГУГМС, вып. 38, сер. IV, 1946.
12. Калинин Г. П. Роль леса в распределении осадков. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеиздат, Л., 1950.
13. Мучник В. М. К прогнозированию послеполуденных гроз и ливней. Труды КГФО, вып. I, Киев, 1952.
14. Шишкин Н. С. Расчет интенсивности осадков из водяных облаков. Труды ГГО, вып. 13 (75), 1948.



## ОЦЕНКА СКОРОСТЕЙ ПЕРЕНОСА ВОЗДУШНЫХ МАСС НАД ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ СССР ПО ДАННЫМ КАРТ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ

До сих пор масштабы и скорости переносов в атмосфере изучены довольно плохо. Совершенно не изучались скорости переносов в зависимости от их масштабов. Одним из способов выяснения масштабов переносов в атмосфере является построение и анализ траекторий воздушных частиц в потоке по картам барической топографии.

В зависимости от масштабов территории это понятие будет меняться. Для малых масштабов скорость движения потоков будет равна средней скорости ветра. Для территорий крупных масштабов в силу кривизны траекторий переноса отдельных воздушных частиц скорость крупных движущихся потоков будет меньше средней скорости ветра, наблюдающейся над территорией. В этом случае за скорость переноса принимается сглаженная скорость движения потока воздуха через данную территорию. В настоящей статье под скоростью переноса понимается спрямленная скорость движения воздушных частиц в пределах территории масштабов Европейской части СССР или ее засушливых областей.

Анализ траекторий в потоке над Европейской территорией СССР и ее степной частью по картам барической топографии позволил установить скорости отдельных переносов. Средние скорости переносов рассчитывались путем вычисления среднего времени пребывания воздушных частиц над Европейской частью СССР, движущихся на высоте поверхностей 900, 700 и 500 мб, к которому относилось среднее расстояние между точками вхождения частиц на данную территорию и точками выхода из нее.

За эффективную высоту переноса принято 1,5 км, так как 50% всего водяного пара сосредоточено именно до этой высоты. В силу кривизны траекторий переноса отдельных воздушных частиц средняя скорость переноса равна

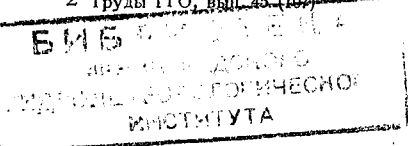
$$\bar{u} = un,$$

где  $u$  — средняя скорость ветра на высоте переноса,  $n$  — поправка на кривизну траектории, здесь  $n < 1$ .

Для среднего переноса водяного пара величина определялась с учетом скорости прохождения частиц водяного пара на разных высотах над Европейской территорией СССР в целом и отдельно над ее степной частью. В среднем из всех взятых случаев для Европейской территории СССР поправка на кривизну траектории для года оказалась около 0,8.

Для степных районов эта величина получилась чуть выше единицы, что, видимо, объясняется систематическим занижением скоростей ветра, получаемых с помощью шаров-пилотов, а также малым числом случаев (для октября было построено всего три карты, которые оказались, по всей вероятности, не совсем характерными).

Нами рассматривались траектории воздушных частиц, проходящих через Харьков. Выбор этого пункта был неслучаен. Если бы мы выбрали пункт в центре



Европейской территории СССР (например Москву), то получали бы наибольшее время пребывания воздушной частицы над данной территорией, в случае же выбора пункта на крайнем юге или севере (Одесса или Мурманск) мы получали бы, наоборот, в среднем наименьшее время ее прохождения через Европейскую территорию СССР. И то, и другое не являлось бы характерным для переноса в целом. Траектории воздушных частиц строились для различных форм циркуляции с тем, чтобы можно было иметь возможность обобщить сделанные выводы на средние климатологические условия. В результате просмотра и анализа синоптических карт, а также построения карт траекторий воздушных частиц нами были получены некоторые объективные материалы, которые дали возможность оценить скорости переноса воздушных масс над Европейской территорией СССР, а также установить некоторые особенности переносов. Так, по предварительным данным, средние скорости переноса, рассчитанные по среднему времени пребывания воздушных частиц над Европейской территорией СССР, на высоте поверхности 900 мб (1 км) порядка 30—40 км/час ( $\approx 10$  м/сек.), на высоте поверхности 700 мб (3 км) скорости заметно увеличиваются, 50—60 км/час ( $\approx 15$  м/сек.), и уже на высоте поверхности 500 мб (5 км) скорости достигают порядка 70—80 км/час ( $\approx 20$  м/сек.).

В годовом ходе наибольшие скорости переносов воздушных масс приходится на осень и весну, несколько уменьшаются скорости переноса зимой, и весьма заметное уменьшение наблюдается летом. Например, из анализа карт траекторий воздушных частиц получалось, что:

весной средняя скорость переноса порядка 45—50 км/час (13,5 м/сек.);  
осенью средние скорости переноса того же порядка, что и весной, 45—50 км/час (13,5 м/сек.);

зимой средняя скорость переноса 40 км/час (11,5 м/сек.);

летом средняя скорость переноса 30—35 км/час (9,5—10 м/сек.).

Ввиду того что мы пользовались картами барической топографии, которые расчерчены главным образом до Урала, нам не удалось охватить весь Евразийский материк в целом и мы смогли произвести оценку времени пребывания воздушных масс лишь только для Европейской территории СССР.

Перейдем к анализу времени пребывания воздушных масс над Европейской территорией СССР и отдельно над ее степной частью.

**Зима.** Средняя (из трех высот) скорость переноса для зимы 35—40 км/час. Воздушные массы идут с Атлантического океана или Средиземного моря до Европейской территории СССР в среднем 2 дня и довольно быстро уходят за пределы этой территории, на высоте поверхности 500 мб скорости переносов значительно увеличиваются (до 50—60 км/час) и тем самым сокращается время пребывания воздушной частицы до одного дня. Зимой водяной пар проходит степную часть в среднем за 1,5 дня, Европейскую территорию СССР в целом — за 3,5 дня.

**Лето.** Летом картина несколько меняется. Средние скорости переноса меньше, чем зимой (30—35 км/час). Даже на высоте 5 км скорости только порядка 40—50 км/час. Воздушные массы с момента вхождения на материк идут до Европейской территории СССР 2—4 дня. Увеличивается и время пребывания воздушной массы. Если зимой воздушная масса проходила над степными районами 1 день, максимум 1,5 дня, то летом это прохождение длится от 1,5 до 3 дней и для всей Европейской территории СССР от 4 до 5 дней. Например, на карте от 15 июля 1951 г. (рис. 1) воздушная масса пребывала на Европейской территории СССР 7,5 дня, а над степной ее частью 3 дня. Увеличение времени пребывания воздушной массы зависит не только от уменьшения скоростей переноса. Дело здесь также и в форме циркуляции. Циклоны приходят на юг Европейской территории СССР размытые, окклюдируясь в более северных районах, антициклоны же, наоборот, представляют высокие теплые барические образования. Так, в засушливые дни 28 июня и 15 июля 1951 г. над югом Европейской территории СССР стоял мощный антициклон (рис. 1 и 2).

**Осень.** При переходе от лета к осени скорости переносов возрастают. Средние скорости переноса (из трех высот) 45—50 км/час, а на высоте 5 км скоро-

сти достигают 60—65 км/час. Воздушные массы быстро пронесутся над данной территорией. Пребывание воздушной массы над Европейской территорией СССР осенью составляет 2,5 дня, а над степным районом — 1—1,5 дня.

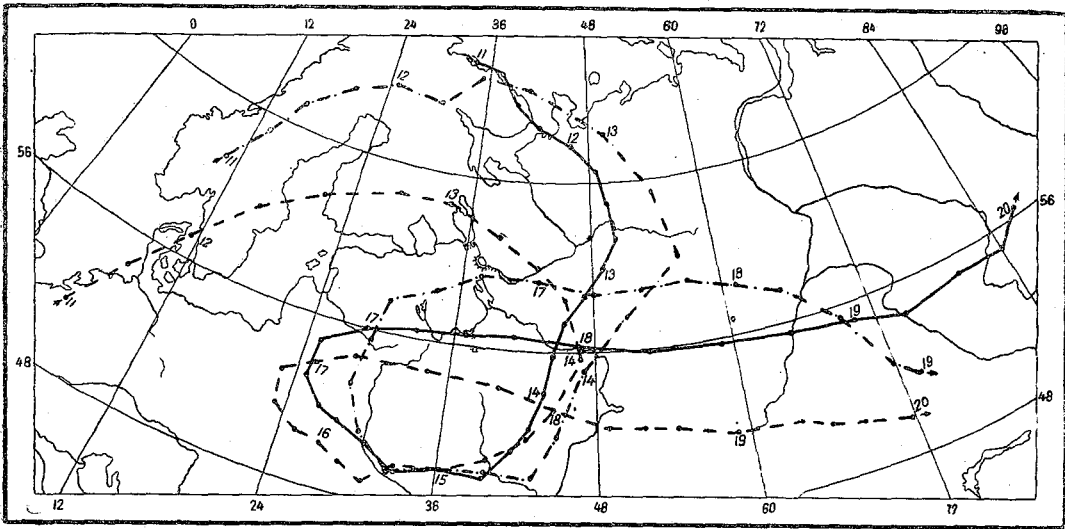


Рис. 1. Антициклон. 15 июля 1951 г.

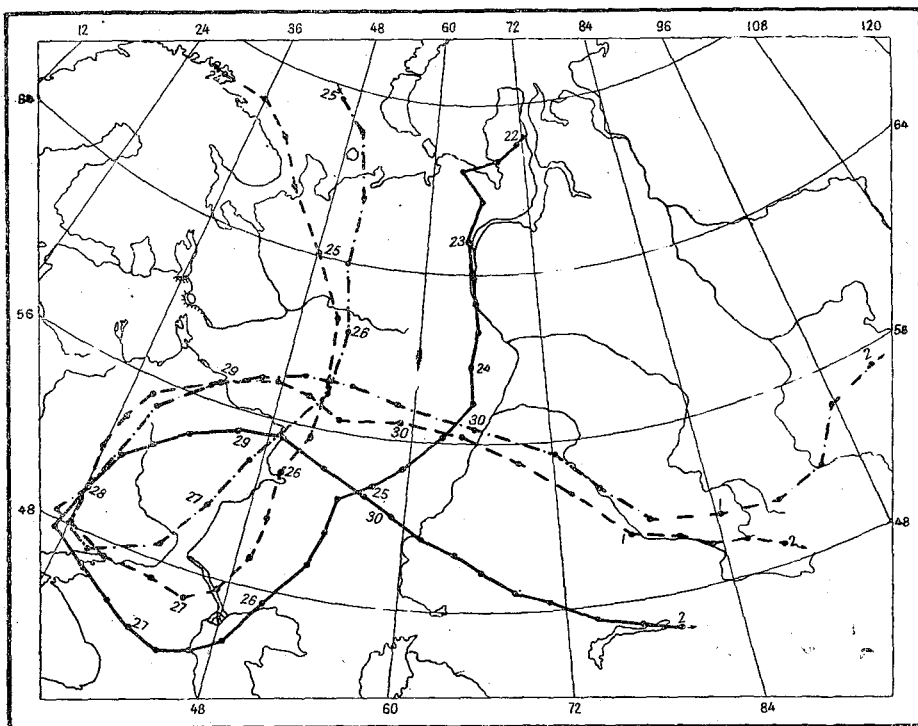


Рис. 2. Антициклон. 28 июня 1951 г.

Весна. Средние скорости переноса 30—40 км/час. В среднем время пребывания воздушной массы над Европейской территорией СССР 2—3 дня, над ее югом 1—2 дня.

Если же взять каждую высоту изобарической поверхности в отдельности, то в среднем из всех взятых случаев, как показывает таблица, получается, что для всех высот наибольшее время пребывания воздушной массы над рассматриваемыми территориями приходится на лето, когда скорости переноса значительно ослаблены, и наименьшее время пребывания приходится на осень, когда скорости ветра наибольшие.

**Время пребывания (в днях) воздушной массы в районах Европейской территории СССР**

Сезон	Поверхность		
	900 мб	700 мб	500 мб
<b>Европейская территория СССР</b>			
Лето . . . . .	5	4,5	3
Осень . . . . .	3	2,5	2
Зима . . . . .	4	3	2,5
Весна . . . . .	3	2,7	2,5
<b>Юг Европейской территории СССР</b>			
Лето . . . . .	2,5	2	1,75
Осень . . . . .	1,5	1,25	0,75
Зима . . . . .	1,75	1,5	1,5
Весна . . . . .	1,5	1	1

В отдельных случаях летом воздушная масса долго пребывает здесь по всем высотам (случай 15 июля 1951 г. — на освещаемой территории стоял мощный антициклон. См. рис. 1.).

**Время пребывания воздушной массы (в днях) 15 июля 1951 г.**

Территория	Поверхность		
	900 мб	700 мб	500 мб
Европейская часть СССР	8	6	6
Юг Европейской части СССР . . . . .	3	2	1

Случай 23 июля 1951 г. (на северо-западе Европейской территории СССР стоял глубокий циклон. См. рис. 3.).

**Время пребывания воздушной массы (в днях) 23 июля 1951 г.**

Территория	Поверхность		
	900 мб	700 мб	500 мб
Европейская часть СССР	8	6	7
Юг Европейской части СССР . . . . .	2,5	1,5	1,5

В приведенных примерах время пребывания воздушной массы на всех высотах увеличивается за счет того, что как антициклон (в примере от 15 июля), так

и циклон (в примере от 23 июля) являются высокими барическими образованиями (т. е. они прослеживаются по всем высотам), в результате чего траектория на поверхностях 900, 700 и 500 мб имеет форму петли и воздушная масса „кружит“ над данной территорией.

Из всего вышеизложенного можно сказать, что средние скорости переносов позволяют нам решить вопрос о количественной стороне адвекции влаги.

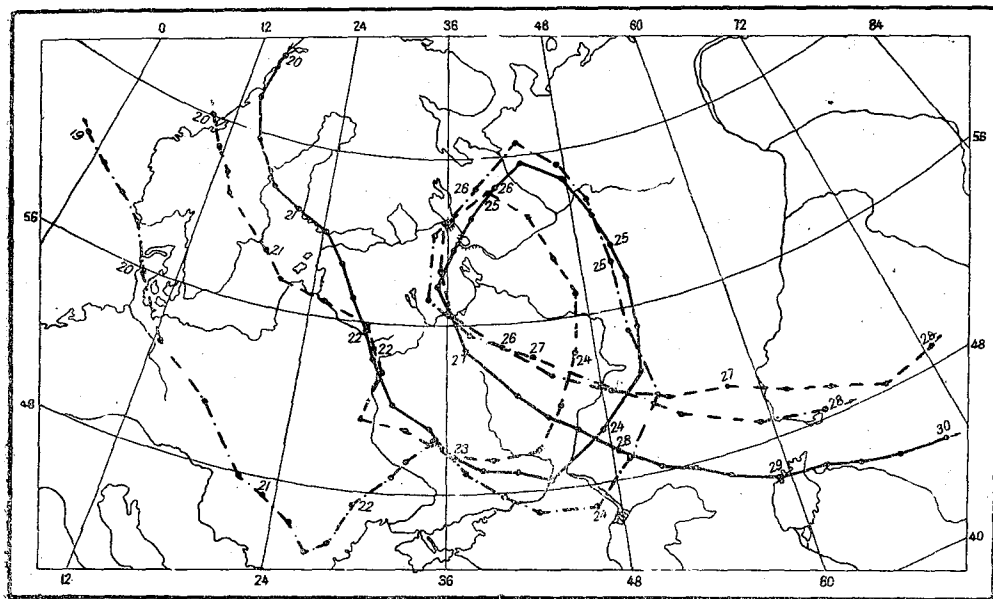


Рис. 3. Циклон, 23 июля 1951 г.

Немалый интерес в переносе влаги представляет также вопрос о горизонтальном рассеянии воздушных частиц по пути переноса. Известно, что вследствие различия на высотах скорости и направления ветра имеет место рассеяние воздушных частиц. В связи с этим не всегда можно достаточно определенно сказать, откуда приносятся тепло и влага. Для простоты мы брали просто радиус рассеяния воздушных частиц, движущихся по поверхностям 900, 700 и 500 мб. Здесь речь идет об условном, среднем рассеянии воздушных частиц по высотам.

Из анализа построенных карт траекторий воздушных частиц получилось, что рассеяние по высотам наибольшее летом и осенью; зимой и весной рассеяние невелико, причем зимой оно наименьшее. Построенный нами график рассеяния воздушных масс (рис. 4—7) показывает, что:

осенью	радиус	рассеяния	равен	260	км/сутки
летом	"	"	"	255	"
весной	"	"	"	246	"
зимой	"	"	"	235	"

Мы заведомо знаем, что радиус рассеяния у нас несколько преуменьшен в связи с тем, что нами не учитывались вертикальные скорости переноса. Из графика видно также, что радиус рассеяния воздушных масс растет линейно примерно 200—250 км/сутки. Общим для всех сезонов является то обстоятельство, что рассеяние растет по мере проникновения в глубь континента. Карты от 9 октября 1948 г., 6 июля и 20 сентября 1951 г. (рис. 8, 9, 10) и многие другие случаи хорошо иллюстрируют вышесказанное. Если в самом начале своего пути траектории воздушных частиц на поверхностях 900, 700 и 500 мб следуют более или менее одна за другой, то уже по мере проникновения в глубь континента наблюдается сильное разбрасывание их по высотам.

Рассеивание воздушных масс самым тесным образом связано с вопросом перемешивания. Для решения целого ряда вопросов по тепло- и влагообороту необходимо изучать пути смешения воздушных масс. Например, могут быть такие

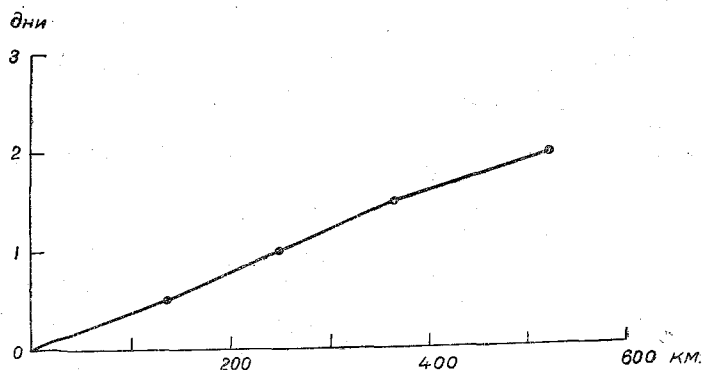


Рис. 4. Рассеивание воздушных частиц. Сентябрь — ноябрь.

случаи (рис. 11), когда у земли перенос с юго-востока, а на картах барической топографии (начиная уже с высоты 1,5 км) перенос совершенно обратный — с юго-запада. Можно привести целый ряд и других примеров, которые говорят за то, что в атмосфере происходит сильное перемешивание.

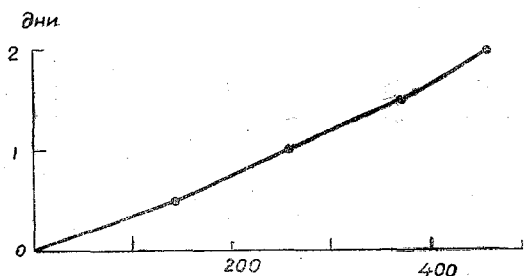


Рис. 5. Рассеивание воздушных частиц. Июль — август.

Смешение воздушных масс является важным моментом в формировании новой воздушной массы. Если считать, что при радиусе рассеивания, равном 1000 км (когда рассеивание достигает примерно размера Европейской территории СССР), воздушная масса смешалась с окружающими мас-

сами, то среднее время существования воздушной массы для зимы будет около 5 дней, для лета 4 дня, а затем начинается формирование какой-то новой воздушной массы.

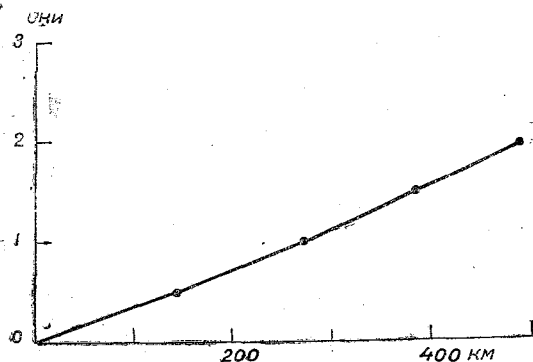


Рис. 6. Рассеивание воздушных частиц. Март — май.

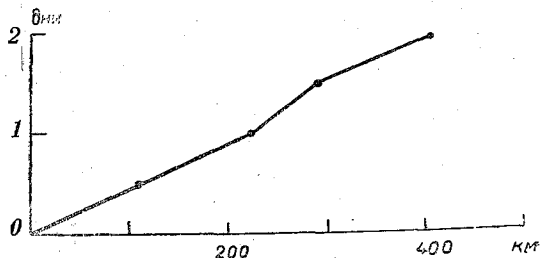


Рис. 7. Рассеивание воздушных частиц. Декабрь — январь.

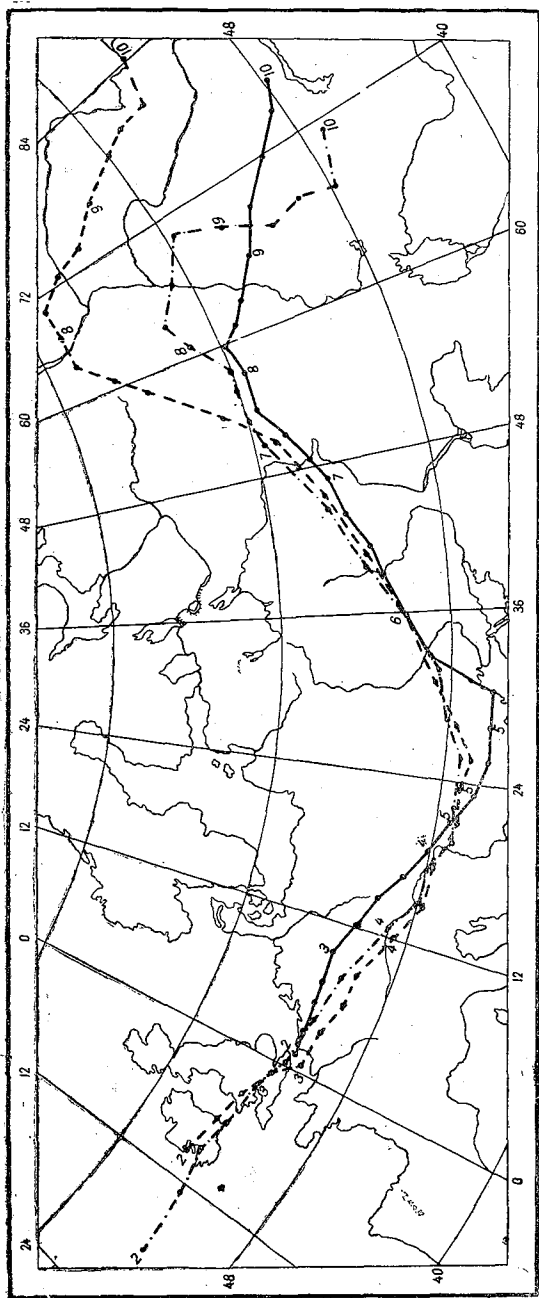


Рис. 8. Размытое барическое поле, 6 июля 1951 г.

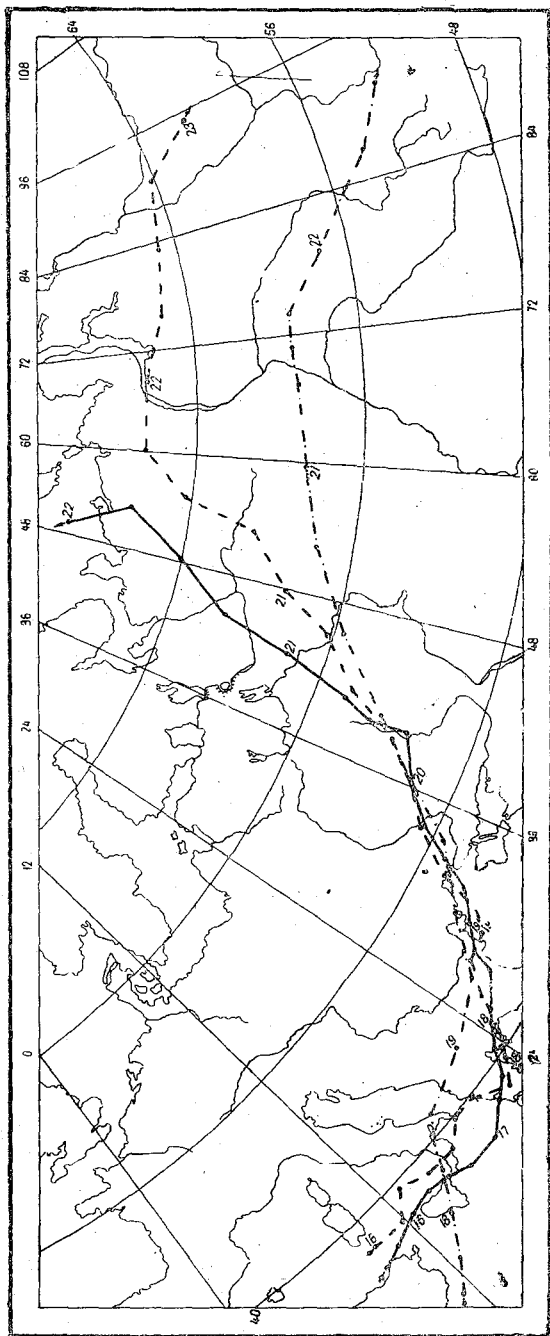


Рис. 9. Перенос с юго-запада. 20 сентября 1951 г.



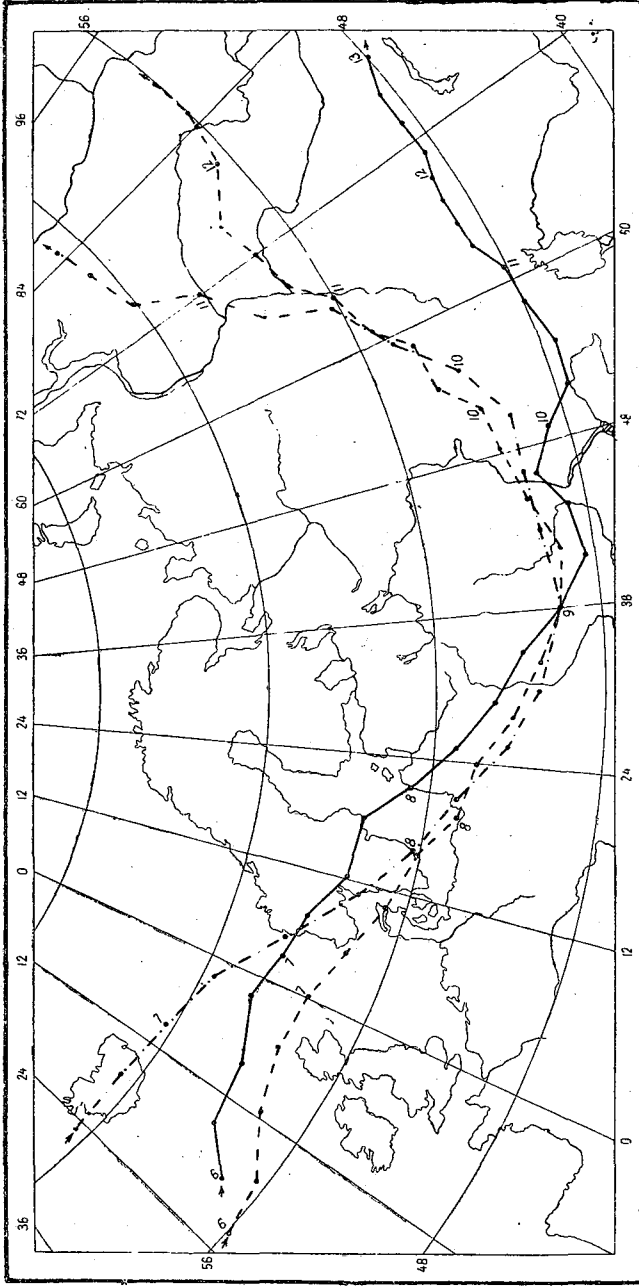


Рис. 10. Перенос с северо-запада. 9 октября 1948 г.

В результате проделанной работы мы получили:

1. Некоторые объективные данные по скоростям переноса воздушных масс, что позволило оценить ошибки аэрологического метода, с одной стороны, и, с другой, учесть кривизну траекторий воздушных частиц.

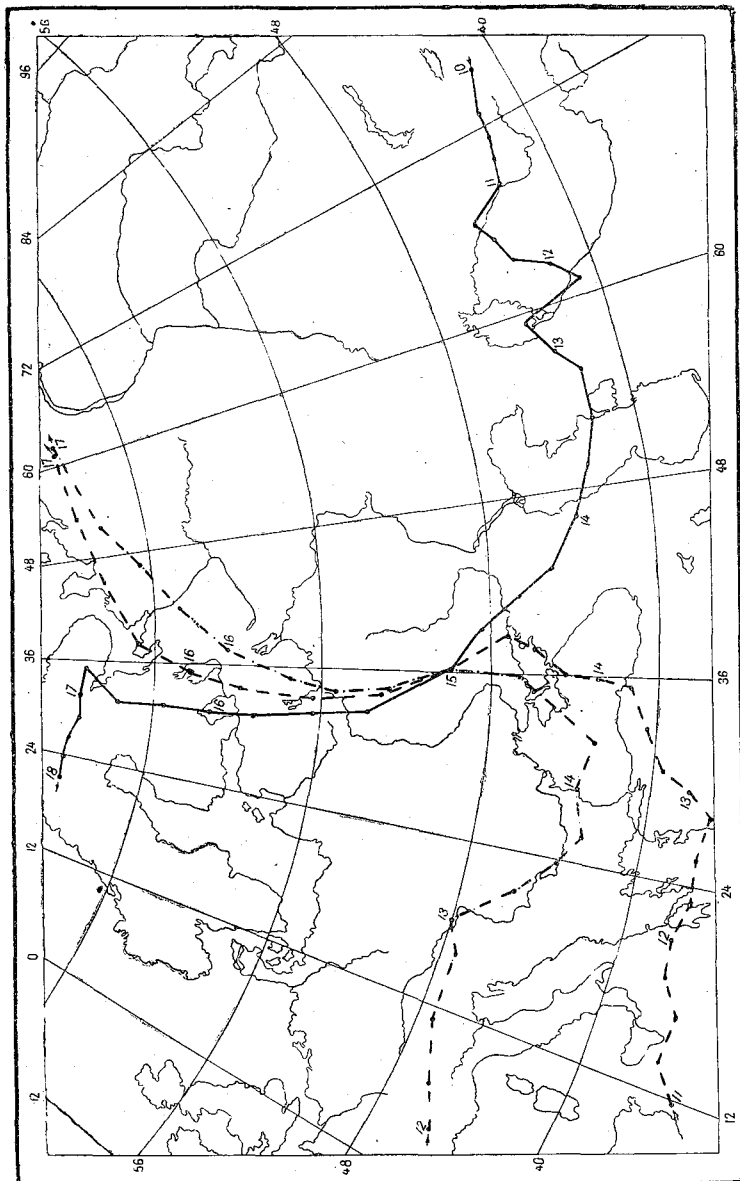


Рис. 11. Перенос с юго-востока у земли. 15 августа 1951 г.

2. Установлено, что смешение воздушных масс является очень важным моментом в формировании новой воздушной массы.

3. Установлены некоторые особенности переносов над Европейской территорией СССР. Сделанные нами выводы являются предварительными и, конечно, не исчерпывают весь круг вопросов, которые связаны с данной работой.

В заключение нужно отметить, что работа эта новая и требует дальнейшей более глубокой и детальной разработки.

## ВЕРОЯТНОСТЬ ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ, ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА В ТЕПЛОЕ ПОЛУГОДИЕ НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

### Введение

Рассматриваемый вопрос был поделен на две части: В первой части работы выяснялась зависимость выпадения внутримассовых ливневых осадков от температуры и относительной влажности, во второй части — зависимость выпадения фронтальных осадков от тех же элементов.

Для выяснения зависимости были взяты районы Нижнего Днепра, Нижнего Дона и Нижней Волги.

По Нижнему Днепру исследования проводились младшим научным сотрудником В. Б. Згурко по станциям Орел, Киев, Чернигов, Умань, Кировоград, Николаев, Мелитополь за летние месяцы (с апреля по сентябрь) 1946, 1947, 1948, 1951 гг.

По Нижнему Дону и Нижней Волге исследования проводились младшим научным сотрудником Е. В. Воробьевой по станциям Воронеж, Харьков, Каменная Степь, Ростов, Стерлитамак, Чкалов, Уральск за те же годы и месяцы.

Из имеющейся литературы известно, что в атмосфере в той или иной степени всегда имеет место турбулентное перемешивание.

Различают два вида турбулентности в зависимости от причин ее возникновения: динамическую и термическую.

При достаточно сильном развитии термической турбулентности возникают относительно упорядоченные восходящие и нисходящие движения воздуха, простирающиеся до больших высот. В таких случаях термическая турбулентность переходит в конвекцию.

По закону Архимеда индивидуальная частица воздуха обладает подъемной силой, пропорциональной разности плотностей окружающей среды и данной частицы.

Вертикальное ускорение, сообщаемое этой подъемной силой частице, равно

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T' - T}{T},$$

где  $T'$  — температура частицы,  $T$  — температура окружающей среды,  $g$  — ускорение силы тяжести.

Так как

$$\begin{aligned} T' &= T_0' - \gamma_a h, \\ T &= T_0 - \gamma_a h, \end{aligned}$$

где  $T_0'$  и  $T_0$  — температура частицы и окружающей среды у поверхности земли,  $\gamma$  и  $\gamma_a$  — фактический градиент и адиабатический,  $h$  — высота,

то

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T'_0 - T_0}{T} + g \frac{\gamma - \gamma_a}{T} h.$$

Таким образом, вертикальное ускорение частицы определяется начальным перегревом ( $T'_0 - T_0$ ) и характером стратификации ( $\gamma - \gamma_a$ ).

Атмосфера стратифицирована неустойчиво, когда вертикальный градиент температуры  $\gamma$  больше адиабатического  $\gamma_a$ . В этом случае достаточно небольшого перегрева массы у земли ( $T'_0 > T_0$ ) или некоторого подъема ее вследствие динамической турбулентности, чтобы она начала свободно подниматься со все возрастающим ускорением. Если же  $\gamma < \gamma_a$ , стратификация воздуха устойчива.

Выведенная каким-либо образом из положения равновесия масса воздуха будет стремиться вернуться в прежнее положение. Даже сравнительно большой прогрев этой массы относительно окружающего воздуха не способен поддерживать до большой высоты ее подъем.

Если  $\gamma = \gamma_a$ , воздух стратифицирован безразлично и вертикальное перемещение его возможно только под воздействием какой-либо внешней силы.

Практически определение возникновения и развития конвекции производится при помощи бланка аэрологической диаграммы при нанесении на него кривых стратификации и состояния.

Сравнение наклона кривой стратификации с наклоном сухих и влажных адиабат диаграммы позволяет наглядно судить о характере стратификации атмосферы.

Сравнением же кривой стратификации с кривой состояния легко определить, каким должен быть перегрев этой массы воздуха у земли, чтобы конвекция могла достичь больших высот (нужно, чтобы кривая состояния легла правее кривой стратификации, начиная от земли, по крайней мере, до уровня поверхности 500 мб).

Для возникновения конвекции необходим такой прогрев приземных слоев воздуха путем турбулентности, при котором до уровня конденсации (1—2 км) возникают сухоадиабатические градиенты температуры, а в нижних 100—500 м и сверхадиабатические.

Конвекция в наиболее чистом виде проявляется в слабоградиентных заполняющихся депрессиях или ослабевающих антициклонах.

Конвективно поднимающиеся частицы воздуха будут иметь подъемную силу до тех пор, пока они остаются теплее окружающей среды. Но как только их температура выравнивается с температурой окружающей среды, подъемная сила становится равной нулю. Так как подъему воздуха по инерции препятствует трение об окружающий воздух, гидростатическое сопротивление вышележащих масс и вес сконденсировавшейся влаги, то можно принять, что потолок подъема совпадает с уровнем, где происходит выравнивание температур восходящей массы воздуха и окружающей среды.

Поэтому за уровень конвекции (потолок подъема) была принята высота, на которой кривая стратификации пересекается с кривой состояния.

Уровень конвекции будет являться верхней границей кучево-дождевого облака. Нижняя граница его примерно совпадает с уровнем конденсации.

Вследствие отсутствия аэрологического материала проанализировать вышеуказанным способом случаи внутримассовых осадков по нашим районам не представилось возможным. Поэтому выделять случаи выпадения внутримассовых осадков пришлось другими, косвенными способами.

Однако можно считать, что выводы, полученные для конвективных ливневых осадков, будут справедливыми и для рассматриваемых нами случаев выпадения конвективных ливневых осадков.

### Район Нижнего Днепра

а) Внутримассовые осадки. Выделение случаев ливневых внутримассовых осадков производилось при помощи рассмотрения синоптических карт и таблиц ТМ-1.

После выявления случаев выпадения внутримассовых осадков стало ясно, что таких осадков в рассматриваемом районе выпадает крайне мало:

апрель . . . . .	0 случаев
май . . . . .	3 случая
июнь . . . . .	2 случая
июль . . . . .	4 случая
август . . . . .	8 случаев
сентябрь . . . . .	4 случая

Однако, несмотря на малое число случаев выпадения внутримассовых осадков, мы попытались составить сборные карты синоптических процессов, при которых в исследуемом районе такие осадки имели место.

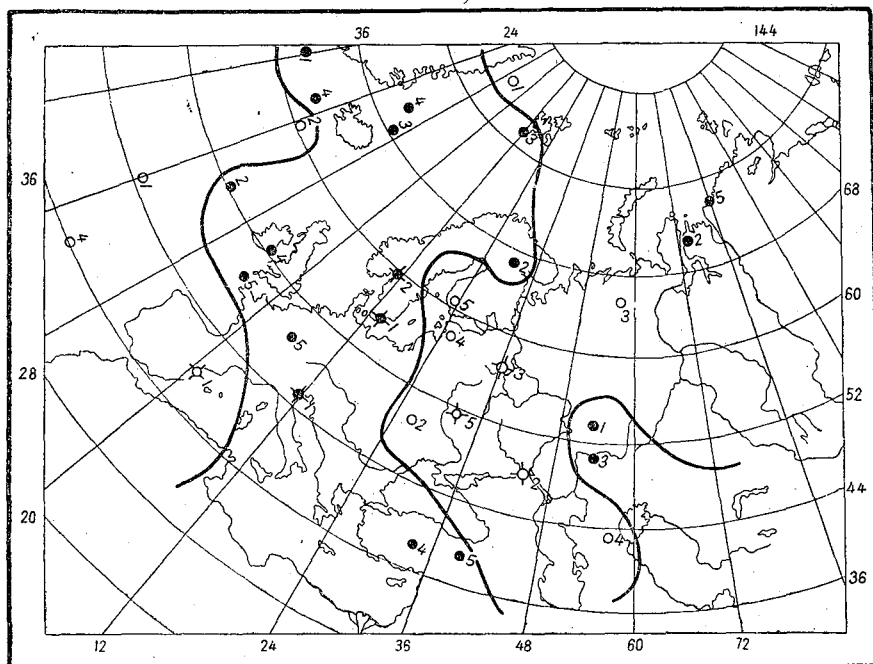


Рис. 1.

Эти процессы можно в основном представить двумя типами: тип 1-й, при котором хорошо развита полярность, почти совершенно отсутствует западно-восточный перенос; тип 2-й, при котором хорошо выражен западно-восточный перенос по северу Европы, сильно развит азорский антициклон (карты, рис. 1, 2).

При рассмотрении карт становится ясным, что тип 2-й встречается значительно чаще. Вследствие малого числа случаев выпадения внутримассовых ливневых осадков какой-либо резко выраженной зависимости их выпадения от температуры и относительной влажности проследить трудно.

Однако можно заметить, что при относительной влажности ниже 35% выпадение внутримассовых ливневых осадков весьма маловероятно. В качестве примера приводим два графика (рис. 3, 4).

б) Фронтальные осадки. При рассмотрении вопроса о фронтальных осадках были отмечены случаи, когда фронты, проходя по южной части Украины, не давали осадков, т. е. проходили „сухими“.

Вообще вопрос о том, когда фронты проходят сухими и когда дают осадки, имеет большое значение, однако он еще не получил достаточного освещения. О. А. Дроздов [1] говорит, что „...синоптический опыт показывает, что значительная часть атмосферных фронтов по мере продвижения к юго-востоку летом становятся сухими, лишенными не только осадков, но и сплошной облачности...“.

Д. А. Мишутин в своей работе [2] пишет, что значительная часть атмосферных фронтов проходит на юге Украины без осадков не только летом, но и на протяжении всего года.

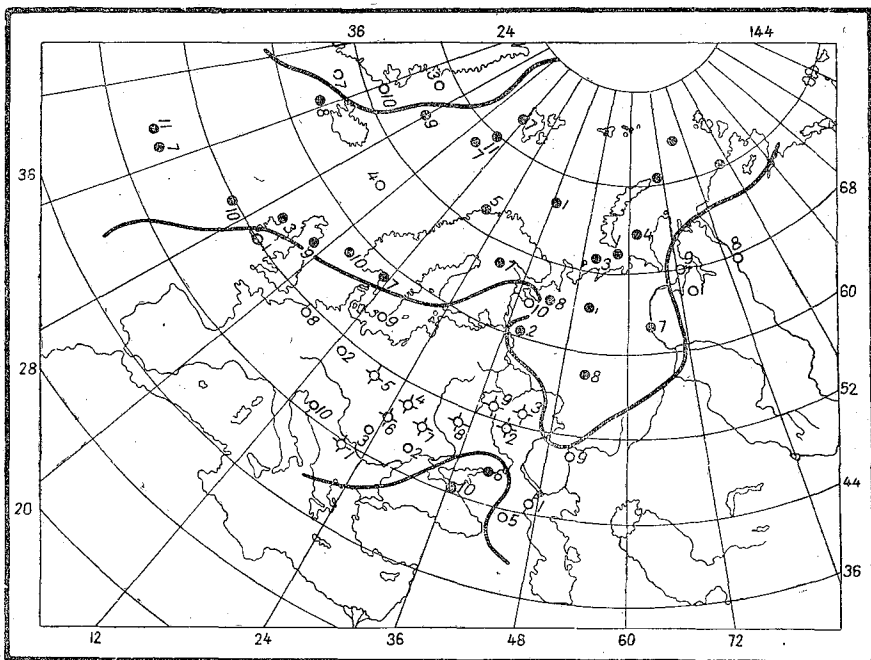


Рис. 2.

Изучение по синоптическим картам сухих холодных фронтов показывает, что они большей частью в летнее время в южных степях Украины сопровож-

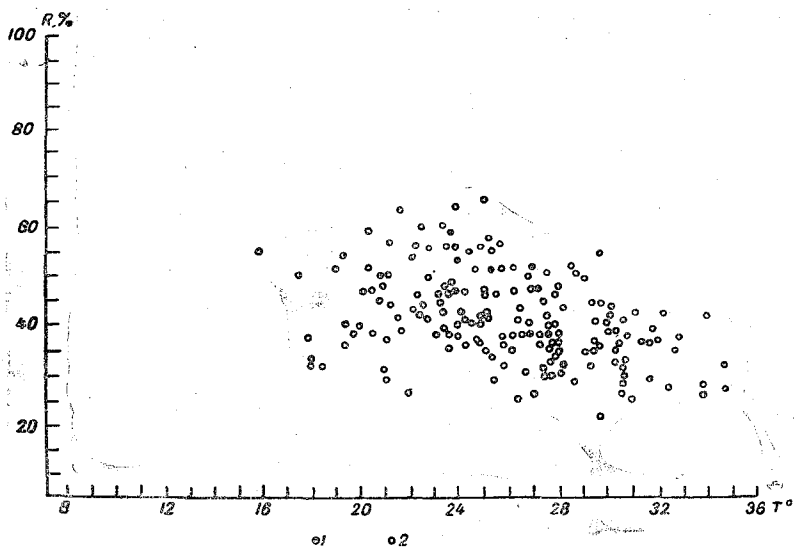


Рис. 3. Август 1946, 1951 гг.

1 — внутримассовые осадки, 2 — без осадков.

даются резким усилением ветра, понижением температуры и увеличением облачности большой вертикальной мощности, а иногда и грозами. Значительное количество теплых фронтов бывает в летнее время сильно размыто и сопровождается

лишь увеличением облачности до сплошной, без существенного изменения температурных условий.

Д. А. Мишутин отмечает, что в течение года около 45% всех атмосферных фронтов проходит степную часть УССР без выпадения осадков.

В нашей работе ставилась задача показать, при каких значениях температуры и относительной влажности фронты проходят сухими и при каких дают осадки.

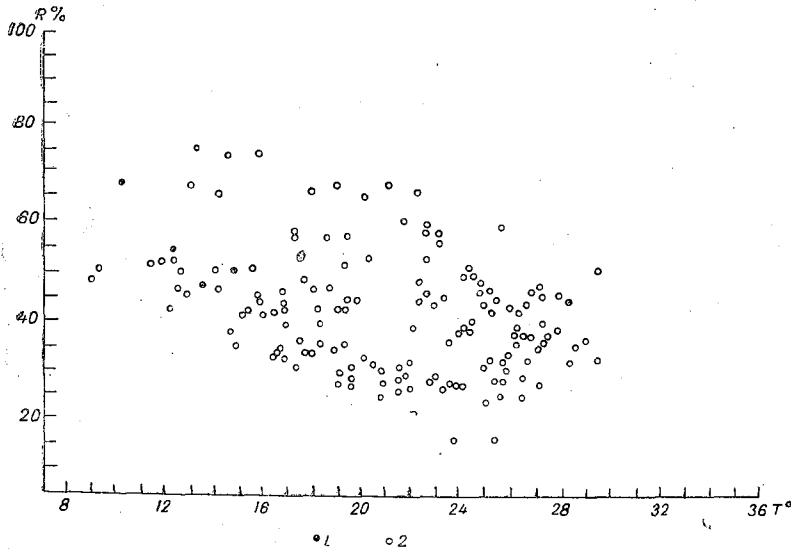


Рис. 4. Сентябрь 1946, 1951 гг.  
1 — внутримассовые осадки, 2 — без осадков.

По синоптическим картам и таблицам ТМ-1 были выбраны за указанные в начале работы годы случаи фронтов, проходящих по нашему району с осадками и без осадков.

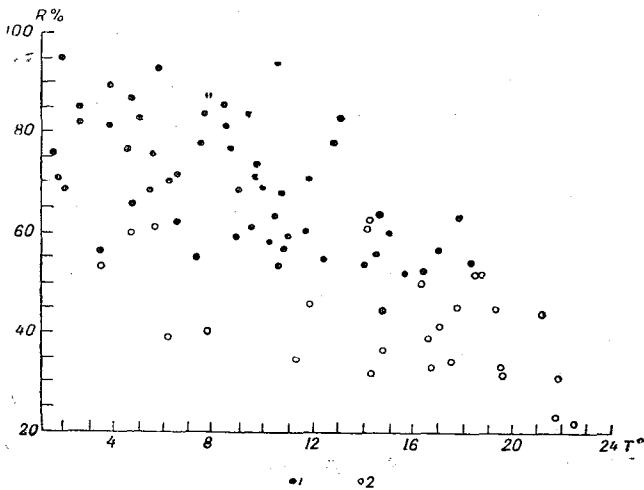


Рис. 5. Апрель 1947, 1948 гг.  
1 — фронты с осадками, 2 — сухие фронты.

По полученным данным температуры и влажности были построены графики для отдельных летних месяцев (с апреля по сентябрь).

Из графиков стало ясно, что нанесенные по температуре и относительной влажности точки располагаются с определенной зависимостью от относительной

влажности и температуры. На каждом из графиков можно выделить три зоны точек:

I — зона значений относительной влажности, при которых фронты не дают осадков, т. е. проходят сухими. Эта зона охватывает значения относительной влажности в среднем от 45—50% и ниже (лишь в мае от 35% и ниже).

II — зона значений относительной влажности, при которых наблюдаются как случаи сухих фронтов, так и случаи фронтов, дающих осадки. Эта зона охватывает значения относительной влажности в среднем от 45—50 до 65—70%.

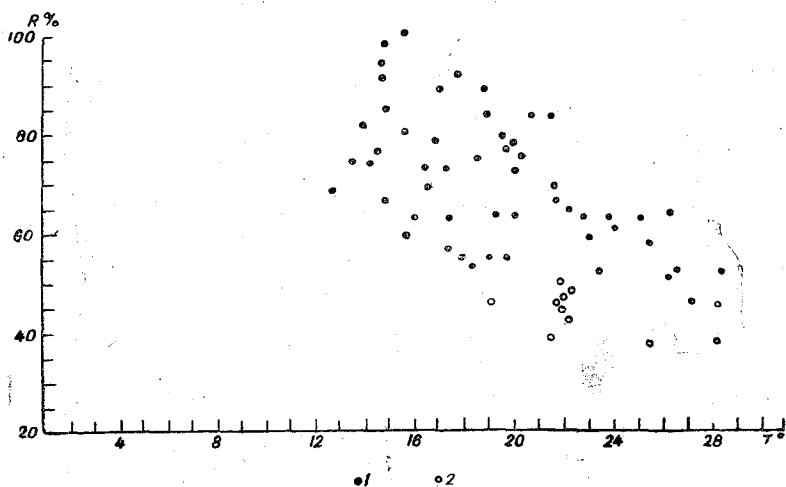


Рис. 6. Август 1947, 1948 гг.

1 — фронты с осадками, 2 — сухие фронты.

III — зона значений относительной влажности, при которых фронты дают осадки на юге Украины. Эта зона охватывает значения относительной влажности выше 65—70%. Для примера приводим два графика (рис. 5 и 6).

Затем была сделана попытка подсчитать процент сухих фронтов от общего числа фронтов, проходящих через район Нижнего Днепра в летние месяцы. В результате получили следующую таблицу (табл. 1).

Таблица 1

Месяц	Общее количество фронтов	Сухие фронты	Фронты с осадками	% сухих фронтов
IV	81	28	53	34
V	129	26	103	20
VI	79	29	50	37
VII	74	24	50	32
VIII	65	11	54	17
IX	72	22	50	30

Всего за исследуемые месяцы и годы из 500 проходящих фронтов 143 через район Нижнего Днепра прошли сухими, что составляет 27% от общего числа прошедших фронтов через юг Украины.

### Районы Нижнего Дона и Нижней Волги

а) Внутримассовые осадки. Внутримассовых осадков в данных районах выпадает крайне мало: по району Нижнего Дона за летние месяцы 1946, 1947, 1948 и 1951 гг. было:



май — 4 случая  
 июнь — 7 случаев  
 август — 3 случая  
 по району Нижней Волги:  
 май — 3 случая  
 июнь — 4 случая  
 август — 1 случай

При построении графиков какой-либо хорошо выраженной зависимости выпадения осадков от температуры и относительной влажности обнаружить не удалось (см. графики рис. 7, 8).

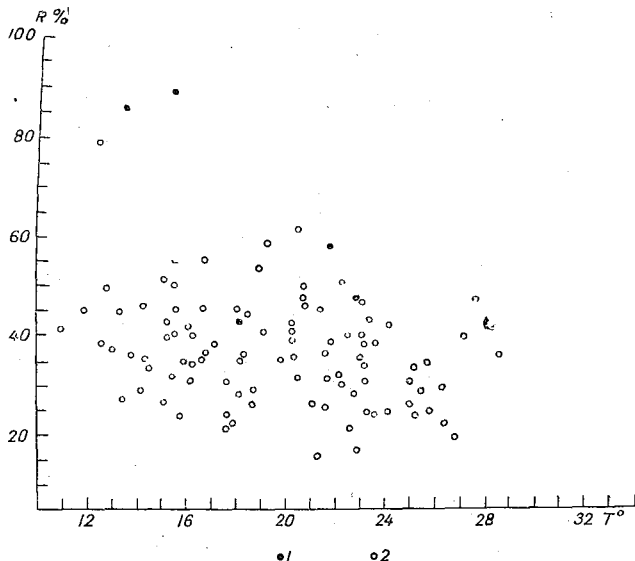


Рис. 7. Район Нижнего Дона. Май 1948, 1951 гг.  
 1 — внутримассовые осадки, 2 — без осадков.

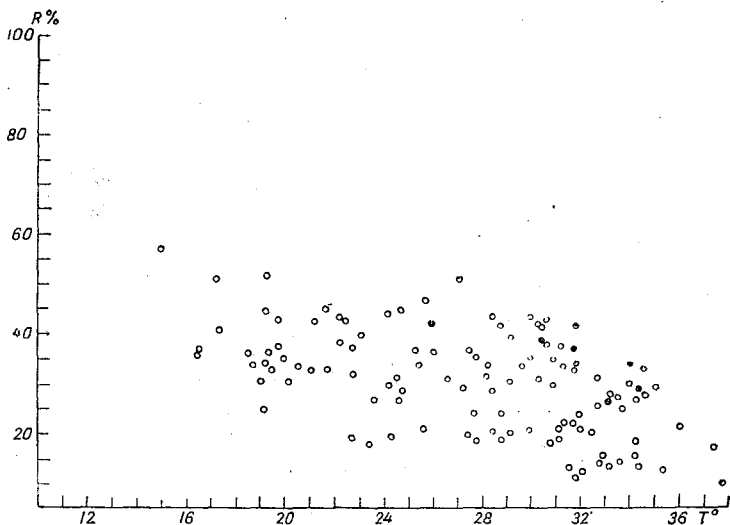


Рис. 8. Район Уральска, июнь 1948, 1951 гг.  
 1 — внутримассовые осадки, 2 — без осадков.

б) Фронтальные осадки. При построении графиков для выявления зависимости выпадения фронтальных осадков от  $T$  и  $R$  получили расположение

точек, аналогичное описанному выше для района Нижнего Днепра (для примера см. рис. 9, 10). На каждом графике можно выделить три зоны точек:

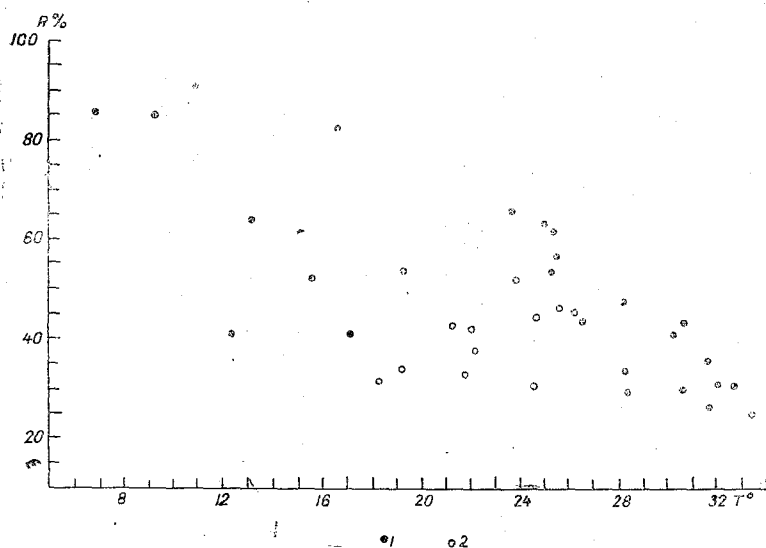


Рис. 9. Район Уральска. Июнь.  
1 — фронты с осадками, 2 — фронты сухие.

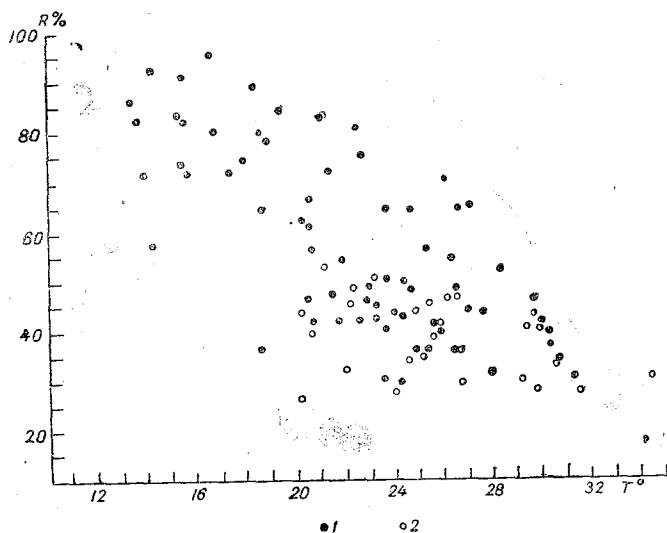


Рис. 10. Район Нижнего Дона. Июль.  
1 — фронты с осадками, 2 — фронты сухие.

I — зона значений относительной влажности, при которых фронты не дают осадков, т. е. проходят сухими. Эта зона охватывает значения относительной влажности:

для Нижнего Дона до 30—35% и ниже,

для Нижней Волги до 20—25% и ниже.

II — зона значений относительной влажности, при которых наблюдаются как случаи сухих фронтов, так и случаи фронтов, дающих осадки. Эта зона охватывает значения относительной влажности:

для Нижнего Дона от 30—35 до 65—70%,

для Нижней Волги от 20—25 до 55—60%.

III — зона значений относительной влажности, при которых фронты дают осадки на юге Волги и Дона:

для Нижней Волги выше 60%,

для Нижнего Дона выше 70%.

Затем был подсчитан процент сухих фронтов от общего числа проходящих летом через районы Нижнего Дона и Нижней Волги. Результаты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Месяц	Общее число фронтов	Число сухих фронтов	Фронты с осадками	% сухих фронтов
Район: Воронеж, Ростов, Каменная Степь, Пенза, Харьков				
IV	90	29	61	32,2
V	119	25	84	21,0
VI	96	39	57	40,6
VII	98	27	71	27,5
VIII	134	42	92	31,3
IX	86	21	65	24,4
Итого . . .	623	183		29,4
Район: Уральск, Стерлитамак, Чкалов				
IV	65	24	41	36,9
V	61	19	42	31,1
VI	40	11	29	27,5
VII	81	21	60	25,9
VIII	46	22	24	47,8
IX	40	13	27	32,2
Итого . . .	333	110		33%

Из 956 случаев прохождения фронтов в районах Нижней Волги и Дона 293 фронта осадков не дали, что составляет 30,2%.

### Выводы

На основании исследований, проведенных для района Нижнего Днепра и района Нижней Волги и Нижнего Дона, можно сделать следующие выводы:

1. Внутримассовых облаков на юге Украины и Поволжья выпадает в летнее время крайне мало и выявить какую-либо зависимость их выпадения от относительной влажности и температуры не удается.

2. Фронтальных осадков в этих районах отмечено значительно больше, причем фронты в одних случаях проходят сухими, в других случаях дают осадки.

Можно отметить определенную зависимость выпадения фронтальных осадков от относительной влажности. В среднем для всех районов фронты проходят сухими при относительной влажности от 30% и ниже, причем на западе с 45% и ниже, на востоке от 20% и ниже. Фронты всегда дают осадки при относительной влажности от 65—70% и выше для всех районов юга Украины и Поволжья.

В промежутке относительной влажности от 30 до 65—70% фронты могут проходить как сухими, так и давать осадки. Количество сухих фронтов для юга Украины и Поволжья составляет в среднем 28,5%, причем количество их увеличивается с запада (27%) на восток (30%).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А. К вопросу об изменении осадков в связи с системой полезащитных мероприятий в степных и лесостепных районах Европейской территории СССР. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеонздат, Л., 1950.
2. Мишутин Д. А. Сухие атмосферные фронты в южных степях Украины. Метеорология и гидрология, № 6, 1952.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЛАГООБОРОТА НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В РАЗЛИЧНЫЕ ГОДЫ

Расчет переноса водяного пара над ограниченной территорией, выявление роли местного испарения в образовании осадков имеет важное значение в решении вопроса о долгосрочном прогнозе погоды, а также в оценке влияния местных факторов на осадки.

До последнего времени господствовало мнение, что испарение с суши является основным источником влаги для образования осадков, выпадающих в данном районе (если брать район достаточно большого размера, например размер материка). Брюкнер, Дубах, Цинзерлинг считали, что водяной пар, прежде чем уйдет с ограниченной территории, успеет испариться и выпасть в виде осадков несколько раз. Брюкнер для Западной и Средней Европы получил коэффициент влагооборота, равный 3,0.

В. В. Цинзерлинг считал, что для Европейской равнины средний годовой коэффициент влагооборота — отношение общего количества выпадающих осадков к осадкам, образовавшимся из внешнего водяного пара, — равен 2,5, а летом он еще больше и составляет в июне 4,8, в июле — 5,1, в августе — 2,3 [9].

А. И. Воейков в работе [3] указал, что „Европейский материк и Западная Сибирь получают влажный воздух со средних широт Атлантического океана и этот воздух еще обогащается парами, вследствие сильного испарения растений, с внутренних водоемов и почвы. Какое количество паров воздух внутри материка получает из того и другого источника мы, конечно, точно не знаем. Можно сказать, что усиленному испарению соответствуют и обильные осадки, хотя, конечно, они часто выпадают и не там, где испарилась вода“.

В более позднее время А. А. Каминский указал путь расчета переноса водяного пара с помощью аэрологических данных и синоптических карт.

В последнее время К. И. Кашин и Х. П. Погосян [7], М. И. Будыко и О. А. Дроздов [1, 2] разработали новую схему влагооборота и, используя данные аэрологических наблюдений, доказали, что осадки на ограниченной территории суши возникают в основном не за счет испарения на данной территории размера Европейской части СССР, а за счет влаги, которая приносится извне (с океанов и прилегающей суши). Расчеты по конкретным аэрологическим данным показали, что коэффициент влагооборота для года для Европейской территории СССР равен 1,13, а для юга Европейской территории СССР — 1,06.

Это означает, что только 13% для Европейской территории СССР и 6% водяного пара для юга Европейской территории СССР может выпасть вторично в виде осадков, а остальная часть водяного пара уносится за пределы территории раньше, чем успеет совершить повторный цикл.

По расчетам, произведенным по данным 1945 и 1946 гг. за период май — сентябрь для юга Европейской территории СССР (район между реками Днепр и Урал и примерно от 54° с. ш. до Черного и Каспийского морей и Кавказских гор), мы получили коэффициент влагооборота соответственно равным 1,07 и 1,05.

В последней работе М. И. Будыко и О. А. Дроздов [2] уточнили схему влагооборота и получили годовой ход его составляющих для Европейской территории СССР, предложили новые простые формулы расчета закономерностей влагооборота. Предложенные формулы позволяют выяснить основные факторы, влияющие на влагооборот.

Авторами в работе дается схема влагооборота по месяцам, где указывается влияние местного испарения на состав выпадающих осадков и дан годовой ход влияния местного испарения на общее количество выпадающих осадков. Указано, что общее количество выпадающих осадков зависит от интенсивности влагооборота — отношение общего количества осадков, выпавших на данной территории ко всему количеству водяного пара (местного и адвективного), пронесенного над данной территорией. Интенсивность влагооборота является функцией относительного увлажнения, форм циркуляции, горизонтальных и вертикальных градиентов температуры, влагосодержания, шероховатости подстилающей поверхности, орографии. В работе указывается, что влияние местного испарения на сумму осадков значительно больше влияния местного испарения на состав выпадающих осадков.

Авторы этой статьи пришли к аналогичным выводам, которые были сделаны А. И. Воейковым о влиянии осадков на испарение, и продолжили идею А. И. Воейкова дальше, на современном материале рассчитали количественную сторону этого вопроса.

Из того количества осадков, которое выпадает на территории района, часть возвращается в океан в виде речного стока и грунтовых вод, а часть возвращается в атмосферу путем испарения. То количество водяного пара, которое получает атмосфера дополнительно от испарения, увеличивает влагосодержание атмосферы, но, как известно, количество выпадающих осадков зависит не только от абсолютной влажности, но еще и от целого ряда факторов.

Часто при небольшом количестве водяного пара в атмосфере выпадает большое количество осадков и, наоборот, при большом количестве водяного пара в атмосфере осадков может выпасть незначительное количество. Для того чтобы выпали осадки, необходимы еще хорошо развитые вертикальные токи, чтобы относительная влажность была не ниже определенного уровня, и ряд других факторов.

Испарение, при прочих равных условиях, стимулирует выпадение осадков, вследствие повышения относительной влажности.

Анализ синоптических карт для юга Европейской территории СССР за период май—сентябрь 1946 г. показал, что осадки по существу при относительной влажности в осадкообразующей массе ниже 30% в дневную половину суток не выпадают. В редких случаях осадки выпадают при относительной влажности 25%, но в таких случаях они бывают незначительными и их часто бывает нельзя уловить дождемером. Такие осадки в увлажнении почвы никакой пользы не приносят. Обычно при относительной влажности 25% и ниже фронт размывается или проходит сухим. Осадки на юге Европейской территории СССР в преобладающем большинстве являются фронтальными.

С поверхности суши испаряется большое количество водяного пара, но на небольшой территории суши водяной пар не успевает вступить во влагооборот и выпадать в виде осадков, а уносится на соседнюю территорию и там выпадает. И только незначительная часть испарившейся влаги, которую воздушные массы не успели вынести, может выпасть в виде осадков.

Для 1945 г., сравнительно влажного, и для 1946 г., засушливого за период май—сентябрь, для юга Европейской территории СССР нами были рассчитаны все составляющие водного баланса. Сейчас мы более подробно остановимся на тех результатах, которые были получены для 1946 г. и постараемся выяснить его особенности. Методика расчета для обоих лет аналогичная.

Расчет испарения производился по формуле водного баланса

$$E = R - F \pm \Delta,$$

где  $E$  — испарение,  $R$  — осадки,  $F$  — сток,  $\Delta$  — изменение влагосодержания в почве.

Поверхностный сток за период с мая по сентябрь мы приняли равным нулю. Ошибка, которую мы здесь допускаем, невелика, так как в летние месяцы на юге Европейской территории СССР в основном все выпадающие осадки испаряются, а в засушливый год тем более. В 1946 г. за период май—сентябрь выпало 180 мм осадков, что составляет 70% нормы. При расчете испарения учитывалось изменение запасов влаги в почве. Анализ изменения запасов продуктивной влаги в почве по отдельным слоям указывает, что весной запасы продуктивной влаги в метровом слое на юге Европейской территории СССР были близки к полевой влагоемкости. Проследить изменение запаса продуктивной влаги до больших глубин не удалось, так как не было данных. В дальнейшем в результате того, что запасы влаги в почве пополнялись недостаточно, так как осадков выпало значительно ниже нормы, и, благодаря наличию высоких температур и низкой относительной влажности, слой почвы 0—20 см почти полностью израсходовал продуктивную влагу к июню, а в некоторых местах к маю (Ростов-на-Дону, Котельниково, Херсон и др.).

В южных районах сильному иссушению подверглись слои почвы до глубины 1 м, где запасы продуктивной влаги были очень незначительными, а иногда весь слой пересыхал.

Запасы продуктивной влаги в слое почвы толщиной 1 м в июне в центральных и южных районах юга Европейской территории СССР составляли в большинстве случаев меньше 50% нормы, а в некоторых местах (Ростов-на-Дону, Котельниково) еще меньше. В результате отсутствия осадков и пересыхания почвы испарение было меньше нормы и в среднем для района за период с мая по сентябрь равно 207 мм, что составляет около 80% нормы.

В весенние месяцы разница испарения между нормой и 1946 г. невелика и в отдельных районах, где запасы влаги в почве еще достаточны и температура была выше нормы, испарение в мае превышало норму. Отклонения температуры на 1—2° на западе и юге района обусловлены, наряду с процессом трансформации, приносом сюда теплого сухого воздуха с юга и юго-востока по южной периферии антициклона и теплого воздуха с юго-запада по южной периферии циклона. В мае месяце на большей части территории выпало осадков меньше 50% нормы, а в центре района и к востоку до Волги осадки составляли 25% нормы и менее, и только к востоку от Волги осадков было больше нормы. Относительная влажность в центре района на 5% ниже нормы.

В июне испарение было невелико, так как запасы влаги в почве к этому времени иссякли и испаряться было нечему. Высокие температуры воздуха (отклонения среднемесячных температур от нормы составляли 2—5°) поддерживались трансформацией воздушных масс в антициклоне и вторжением с юга воздуха с высокими температурами. Кроме того, тепло, которое не затрачивалось на испарение, шло на повышение температуры воздуха.

Для июня месяца нами было рассчитано дополнительное количество тепла, которое пошло на прогрев почвы и верхних слоев воздуха, за счет меньших затрат тепла на испарение, оно оказалось около 2,0 ккал/см<sup>2</sup>. Это означает, что турбулентный теплообмен почвы с воздухом увеличится примерно в 1,5 раза, а следовательно, увеличится скорость трансформации воздушных масс.

Радиационный баланс в засушливые годы несколько увеличивается, альbedo изменяется мало, эффективное излучение увеличивается, но увеличение приходной части радиации перекрывает эффективное излучение.

В июне в районе Нижней Волги, в центре и на юге района осадков выпало менее 25% нормы, на остальной территории выпало не более 50%, исключая западную часть, где осадков выпало несколько больше вследствие прохождения серии циклонов с юго-запада на северо-восток. Относительная влажность в центре и на юге района была ниже нормы на 15—20% и более. Минимум относительной влажности в 13 часов достигал 10%. Абсолютная влажность в центре района ниже нормы на 1,5—2,0 мб.

В июле был перерыв в засухе, по всему району выпали осадки, в центре и на востоке района осадков выпало больше нормы, особенно много осадков

выпало на востоке, где преобладал циклонический тип погоды. На остальной части территории осадков выпало несколько ниже нормы, исключая юг района, где осадки составляли около 50% нормы. Все же испарение в июле было несколько ниже нормы. В августе и сентябре район снова подвергся засухе, но испарение было мало, а после дождей шло накопление влагозапасов в почве.

За период с мая по сентябрь на испарение затрачено тепла меньше нормы примерно на 3 ккал/см<sup>2</sup>. Это тепло пошло на увеличение турбулентного теплообмена почвы с воздухом, на дополнительное повышение температуры.

Антициклоническая циркуляция, где происходила трансформация воздушных масс, вторжения арктического воздуха, который, продвигаясь на юг, прогревался и удалялся от точки насыщения, и нередко возвращался с юга в виде континентально тропического воздуха с высокими температурами, заниженное испарение в результате сухости почв, все это способствовало поддержанию низкой относительной влажности и бездождью в районе.

Мы попытались по методу, предложенному О. А. Дроздовым, выяснить, что сыграло главную роль в образовании засухи 1946 г. в различные месяцы. Для расчета месячного количества осадков О. А. Дроздов предложил формулу

$$r(h) = \alpha f(t) \varphi(h),$$

где  $r(h)$  — среднее месячное количество осадков,  $\alpha$  — параметр, зависящий от горизонтальных и вертикальных градиентов температуры и свойств подстилающей поверхности,  $f(t)$  — упругость насыщения водяного пара при температуре  $t$ ,  $\varphi(h)$  — функция относительной влажности.

Правую часть уравнения мы разбили на две части:

1)  $\alpha$  — параметр, зависящий от циркуляции и свойств подстилающей поверхности, и 2)  $f(t) \varphi(h)$  — параметр, зависящий от температуры и влажности воздуха.

Влияние этих параметров на осадки рассчитали отдельно. Расчеты производились вначале для каждой станции и выяснилось, что на  $\alpha$  сильно сказывается влияние отдельных ливней. Ливни мало влияют на температуру и влажность и сильно увеличивают  $\alpha$ . Поэтому целесообразнее такие расчеты производить по данным, осредненным по району, либо, чтобы выявить причину засухи, исключить при расчетах ливни.

Для западной, центральной и восточной частей юга Европейской территории СССР нами были рассчитаны оба параметра с мая по сентябрь.

		V	VI	VII	VIII	IX
Запад	$\alpha$	0,7	0,8	0,7	0,8	0,5
	$f(t) \varphi(h)$	0,8	0,5	1,6	0,8	1,9
Центр	$\alpha$	0,8	0,4	1,2	0,3	0,4
	$f(t) \varphi(h)$	0,6	0,3	1,0	0,8	1,6
Восток	$\alpha$	1,5	0,9	1,3	1,0	0,8
	$f(t) \varphi(h)$	0,9	0,3	1,4	0,7	0,7

Из таблицы видно, что, хотя влияние циркуляционного фактора и преобладает, термические условия и условия увлажнения играют значительную роль главным образом в расширении района, охватываемого засухой, и увеличении ее устойчивости (июнь). Однако следует отметить, что подобное разграничение роли циркуляционных и трансформационных факторов еще мало разработано, а параметр  $\alpha$  сильно меняется в зависимости от характера выпадения осадков и размера района, поэтому результаты анализа не могут претендовать на полную строгость и нуждаются в дальнейшей разработке.

Для расчета переноса влаги над югом Европейской территории СССР были использованы результаты ежедневных аэрологических наблюдений на разных высотах, над скоростью ветра и влажностью воздуха.

Перенос рассчитывался по отдельным слоям как произведение абсолютной влажности на скорость ветра на данной высоте. Суммарный перенос влаги

в столбе воздуха до высоты 7 км находили как сумму переносов по слоям. Таким образом, получали перенос влаги в единицу времени через столб воздуха высотой 7 км и основанием 1 м<sup>2</sup>, а затем рассчитывался перенос влаги за месяц и за период с мая по сентябрь.

После того, как был получен перенос влаги для отдельных станций, данные были нанесены на карту и уже с карты снимались значения средние взвешенные для всего района. Затем производился расчет переноса влаги через контур рассматриваемой территории.

Так как рассеивание водяного пара происходит во все стороны, то, чтобы рассчитать перенос влаги в одном направлении, производился расчет переноса влаги через четверть контура. Для площади юга Европейской территории СССР — район полезащитного лесоразведения в степных и лесостепных районах Европейской территории СССР, — равной 1600 × 1000 км, получили перенос водяного пара для 1946 г. 1900 кг/м<sup>2</sup>, для 1945 г. — 2000 кг/м<sup>2</sup>.

Зная перенос пара над данной территорией, испарение и осадки, можно рассчитать, какое количество водяного пара, образовавшегося за счет местного испарения, пронесется над данной территорией, рассчитать коэффициент влагооборота, т. е. сколько раз пришедший на данную территорию и вступивший во влагооборот водяной пар выпадет в виде осадков до того, как он будет вынесен за пределы рассматриваемой территории.

Следует указать, что при расчетах коэффициента влагооборота и переносе влаги мы пользовались средними аэрологическими скоростями ветра без учета кривизны траекторий. Для такой сравнительно небольшой территории как юг Европейской территории СССР ошибка шаропилотного метода наблюдений превышает влияние кривизны траектории.

Вслед за О. А. Дроздовым и М. И. Будыко мы считали, что над данной территорией пронесется половина водяного пара, здесь испарившегося [1].

$$M = \frac{E}{2} = \frac{20,7}{2} = 10,4 \text{ см},$$

где  $M$  — количество водяного пара местного происхождения, пронесенного над данной территорией,  $E$  — испарение.

$$\frac{A}{M} = \frac{r}{R-r},$$

где  $A$  — внешний водяной пар,  $M$  — местный водяной пар,  $r$  — осадки, образовавшиеся из внешнего водяного пара,  $R$  — общее количество осадков,  $\frac{R}{r}$  — коэффициент влагооборота

$$\frac{1900}{104} = \frac{r}{180-r},$$

отсюда

$$r = 17,1 \text{ см},$$

$$\frac{R}{r} = \frac{18}{17,1} = 1,053.$$

Средний многолетний коэффициент влагооборота для юга Европейской территории СССР за период май—сентябрь равен 1,06, в 1945 г. коэффициент влагооборота был несколько выше нормы — 1,07, а в 1946 г. он оказался несколько ниже нормы — 1,05. Это можно было объяснить следующими обстоятельствами.

Коэффициент влагооборота зависит от баланса влаги в атмосфере и размера территории. Интенсивность влагооборота в атмосфере в 1945 г. возможно была несколько завышена, так как при расчете испарения за неимением достаточного количества данных по влагосодержанию в почве были использованы данные малого числа пунктов. При этом данные относились в основном к западной части района. Поэтому возможно, что испарение в 1945 г. было нами несколько завышено.



Отсюда возможно кажущееся увеличение роли местных осадков и ослабление внешних и увеличение коэффициента влагооборота. В 1946 г., наоборот, интенсивность влагооборота несколько ниже нормы за счет меньшего испарения. Увеличилась роль внешних осадков и уменьшился коэффициент влагооборота.

Высказанное предположение подтверждается расчетами. По формуле, предложенной М. И. Будыко и О. А. Дроздовым, была рассчитана интенсивность влагооборота для юга Европейской части СССР за период май—сентябрь для 1945, 1946 гг. и в среднем многолетнем.

$$i = \frac{rL}{2wu + EL}$$

где  $i$  — интенсивность влагооборота,  $r$  — сумма осадков за рассматриваемый период,  $E$  — испарение за период май—сентябрь,  $w$  — среднее влагосодержание,  $u$  — средняя скорость переноса,  $L$  — линейный размер территории.

Результаты получились следующие:

годы . . .	1945	1946	в среднем многолетнем
$i$ . . . . .	0,064	0,049	0,06

Влагосодержание рассчитывалось по отдельным слоям, а затем интегрировали от 0 до 7 км.

Влагосодержание во всем столбе воздуха в 1946 г. в летние месяцы несколько меньше, чем в 1945 г., но в целом за весь период влагосодержание одинаково, так как влагосодержание весной и осенью в 1946 г. несколько больше, чем в 1945 г.

Перенос влаги в целом за период с мая по сентябрь в 1946 г. несколько меньше, чем в 1945 г. за счет меньших скоростей.

Средняя скорость переноса в 1946 г. составляет 7,8 м/сек. против 8,1 м/сек. в 1945 г. Средняя скорость переноса определялась как частное от деления переноса влаги во всем столбе атмосферы до 7 км на влагосодержание.

Эффективная высота снималась для каждого месяца с графика распределения скорости ветра с высотой по значению средней скорости переноса. Эффективная высота переноса — высота, которая соответствует среднему значению скорости переноса в слое 0—7 км. Для 1945 и 1946 гг. она оказалась одинаковой и равной примерно 1,5 км.

В табл. 1 даны влагосодержание атмосферы, суммарный перенос влаги, средняя скорость переноса и высота эффективного переноса для 1945 и 1946 гг.

Таблица 1

Месяц	Влагосодержание атмосферы (в кг/м <sup>2</sup> )		Суммарный перенос влаги (в кг/м <sup>2</sup> за сек.)		Суммарный перенос влаги (в кг/м <sup>2</sup> за месяц)		Средняя скорость переноса (в м/сек.)		Высота эффективного переноса (в км)	
	Год									
	1945	1946	1945	1946	1945	1946	1945	1946	1945	1946
V	13,7	18,8	135,1	148,2	294,0	322,6	9,6	8,0	1,2	1,5
VI	22,2	21,6	173,4	152,3	365,2	321,6	7,4	7,2	1,6	1,6
VII	28,7	25,8	224,5	200,5	494,8	426,0	8,1	7,8	1,5	1,6
VIII	29,8	26,8	211,4	190,6	460,0	414,8	6,8	7,1	1,8	1,5
IX	20,2	22,3	181,8	200,0	382,8	421,0	8,7	8,9	1,6	1,9
Среднее	22,0	22,0	185,0	178,0			8,1	7,8	1,5	1,6
					Перенос за период май — сентябрь					
					2000	1900				

При расчетах переноса влаги над югом Европейской территории СССР мы попытались выяснить с каким потоком проходит водяной пар данную территорию в 1945 г. и в засушливый 1946 г.

Для этой цели были рассчитаны розы переноса влаги в слое 0—7 км над отдельными пунктами по 8 румбам. При этом выяснилось, что во влажные месяцы (весь 1945 г. и июль 1946 г.) в основном преобладал западный перенос главным образом с Атлантики, создававший преобладание переносов влаги под пунктами наблюдений с запада, северо-запада и с севера. В засушливые месяцы 1946 г. преобладали меридиональные процессы взаимодействия между азорским и арктическим центрами действия.

В некоторых случаях розы переноса влаги отразили этот момент, давая одновременное преобладание ветров северных и южных румбов (например в Киеве), но большая часть района, охваченного засухой, отразила вынос влаги по периферии антициклона: южной, например в Ростове, где преобладал восточный перенос влаги, западной, например в Полтаве, где преобладали переносы сухого воздуха с юга или юго-востока и востока, и северной (Саратов), где сохранялось в некоторые месяцы и преобладание переносов с запада.

### Выводы

1. Расчеты, произведенные по ежедневным аэрологическим данным, для года, близкого к норме, и для года засушливого, еще раз опровергают выводы предыдущих исследователей (Брюкнер, Цинзерлинг, Дубах), что водяной пар прежде чем будет вынесен за пределы территории размером Европейской территории СССР и менее успеет несколько раз испариться и выпасть в виде осадков. Расчеты показывают, что средний годовой коэффициент влагооборота для Европейской территории СССР равен 1,13, для юга Европейской территории СССР — 1,06. С увеличением размера территории и интенсивности влагооборота растет коэффициент влагооборота.

2. Испарение увеличивает влагосодержание в атмосфере, но, как известно, количество выпадающих осадков зависит не только от абсолютной влажности, а еще от целого ряда факторов: от вертикальных движений, форм циркуляции, градиентов температуры, относительной влажности и др. При прочих равных условиях, дополнительное испарение может вызвать выпадение осадков.

Осадки при относительной влажности в осадкообразующей массе ниже 30% почти не выпадали.

В редких случаях осадки выпадают при относительной влажности 25%, в таких случаях интенсивность осадков очень мала.

3. В результате отсутствия осадков и пересыхания почв испарение на юге Европейской территории СССР летом 1946 г. было ниже нормы и в среднем за период май—сентябрь составляло 80% нормы.

4. Тепло, которое не затрачивалось на испарение, пошло на прогрев почвы и нижних слоев воздуха. Для наиболее засушливого месяца — июня — теплообмен почвы с воздухом увеличился примерно в 1,5 раза, что увеличило скорость трансформации воздушных масс.

5. Коэффициент влагооборота в атмосфере на юге Европейской территории СССР в 1945 г. (1,07) получился несколько выше нормы (1,06), а в 1946 г. несколько ниже нормы (1,05).

6. Влагосодержание в атмосфере в засушливые месяцы несколько ниже, чем в обычные, но в целом за период май—сентябрь для обоих лет в среднем равно 22 кг/м<sup>3</sup>.

7. Перенос водяного пара в засушливый год несколько меньше за счет заниженных скоростей, обусловленных антициклоническим типом погоды.

8. Эффективная высота переноса водяного пара как в засушливый, так и в нормальный год равна 1,5 км, несколько больше той высоты, которую принимали ранее М. И. Будыко и О. А. Дроздов (1,25 км).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеоиздат, Л., 1950.
2. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О закономерностях влагооборота в атмосфере. Изв. АН СССР, сер. географ., вып. 4, 1953.
3. Воейков А. И. Круговращение воды в природе. Осадки и испарение. Метеорологический вестник, № 10, 12, 1894.
4. Дроздов О. А. К вопросу об изменении осадков в связи с системой полезащитных мероприятий в степных и лесостепных районах Европейской территории СССР. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеоиздат, Л., 1950.
5. Каминский А. А. Данные и мысли о круговороте воды на земном шаре. Изв. Центр. гидромет. бюро, вып. IV, 1925.
6. Каминский А. А. и Ванеева О. В. Перенос водяного пара на территории Европейской части СССР в теплый сезон. Записки ГГИ, т. 8, 1933.
7. Кашин К. И. и Погосян Х. П. О влагообороте в атмосфере. Сб. „Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения“. Гидрометеоиздат, Л., 1950.
8. Труды ЦИП, вып. 13 (40), 1949.
9. Цинзерлинг В. В. Внутренний водооборот на Европейской части СССР и его водохозяйственное значение. Докл. ЦИП, т. II, вып. 7, 1948.
10. Holzman B. Sources of moisture for precipitation in the United States us Dept Agric. Tech. Bull., 589, 1937.

## **ВЛИЯНИЕ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ РАВНИНЫ НА ОСАДКИ И ВЛАГООБОРОТ**

Данная работа посвящена главным образом уточнению вопроса о влиянии возвышенностей на распределение осадков на территории Европейской части СССР, включая Урал. В частности, следовало установить, в какой мере влияет на увеличение осадков высота местности и увеличение шероховатости в районе возвышенностей и каково соотношение увеличения осадков перед возвышенностью с уменьшением их за возвышенностью, т. е. с „дождевой тенью“.

То, что плоские возвышенности влияют на количество выпадающих осадков, давно уже не вызывает никакого сомнения.

Об этом писали многие ученые.

Э. Ю. Берг [1] и А. И. Кайгородов [2] упоминают о влиянии на годовое количество осадков таких небольших возвышенностей, как Средне-Русская, Приволжская, Вольно-Подольская и др.

Е. Е. Федоров [3] высказывает мнение, близкое только что приведенным. Он говорит и о том, что влияние возвышенности не ограничивается самой возвышенностью, а распространяется и на окружающую местность. О. А. Дроздов [4] указывает, что увеличение годовых количеств осадков на возвышенности лишь в небольшой степени обусловлено непосредственным обтеканием, как таковым, а в большей степени увеличением турбулентности, связанной со значительной изрезанностью рельефа. За последнее говорит и то, что максимум выпадения осадков часто наблюдается довольно далеко перед возвышенностью. Некоторые, как например И. Е. Бучинский [5], относят это увеличение осадков на возвышенности за счет абсолютной высоты местности. В его работе была получена четкая связь между суммами осадков и высотой местности, что подтверждается также и нашими исследованиями.

Кроме того, И. Е. Бучинский делает вывод, что для Украины существует прямолинейная зависимость годового количества осадков от высоты местности. Им выявлено влияние высоты местности на распределение осадков по месяцам на той же территории. По результатам видно, что в теплый период количество осадков на станциях, находящихся на большой высоте, превышает количество осадков, выпадающих на станциях с небольшими высотами. Зимой такую закономерность установить трудно. Автор видит зависимость влияния возвышенности на осадки от следующих физико-географических факторов: высоты над уровнем моря, форм рельефа и экспозиции как данного участка, так и всей возвышенности. Подъем возвышенности в любом направлении способствует увеличению осадков. Однако градиент осадков на восточных склонах несколько больше. И. Е. Бучинский делает вывод, что на небольших возвышенностях экспозиция склона по отношению к влагоносным ветрам не имеет большого значения.

Связь между расчлененностью рельефа и количеством выпадающих осадков Бучинский считает недостаточной и требующей дополнительного анализа.

Интересна также работа Я. И. Фельдмана [6]. Автор приходит к выводу, что есть, безусловно, все основания считать очевидной зависимость между расчленен-

ностью рельефа и осадками на равнине. Коэффициент корреляции между осадками (за летнее время) и расчлененностью получается довольно высокий. Наоборот, коэффициент корреляции между осадками и высотой местности получается небольшой, за исключением юга Украины. Там коэффициент корреляции между осадками и высотами получается порядка 0,81. Такое исключение Я. И. Фельдман считает случайным и делает отсюда вывод, что связи между высотой местности и осадками нет. Возможно, отсутствие достаточного материала привело автора к такому неправильному, на наш взгляд, выводу.

Теоретическую разработку вопроса влияния плоской возвышенности на осадки получил в работах А. А. Дородницына [7].

Необходимо отметить работу О. А. Дроздова [8] по определению и разграничению влияния шероховатости и высоты местности на осадки за год и за теплый и холодный периоды.

Для целей работы были построены карты распределения годовых количеств осадков в масштабе 1 : 1 500 000. Станции для исследования выбирались так, чтобы на участке с разными формами рельефа (долинами рек и водоразделами) было не меньше трех станций. Расстояние между станциями не превышало 20—30 км. Подобным выбором достигалось исключение влияния макро-шероховатости на показания станций. Различия в количестве осадков относились к разности высот в сотнях метров.

В результате в среднем для ряда возвышенностей (Волыно-Подольской, Средне-Русской, Приволжской, Донецкого кряжа и др.) было получено соотношение  $\frac{\Delta r}{\Delta H} = 50$  мм/100 м. Однако автор отмечает, что эта величина довольно сильно колеблется в зависимости от направления долины. В долинах, направленных перпендикулярно к переносу влаги (с севера на юг),  $\frac{\Delta r}{\Delta H}$  нередко превышает 100 мм/100 м, в то время как долины, открытые влажным ветрам, не давали никакого различия с холмами. Эти расчеты дают почти в чистом виде влияние высоты места на осадки.

Для выявления совместного влияния шероховатости и высоты местности на количество выпадающих осадков брались полусуммы осадков между западной и восточной сторонами возвышенности на расстоянии примерно 200 км и сравнивались с наибольшими, в среднем, значениями осадков в районе возвышенности, в центре или на западном ее крае. Различия оказались около 100 мм/100 м высоты возвышенности.

Таким образом, оба фактора влияния (высота местности и шероховатость) оказались одного и того же порядка и дали около 50 мм/100 м в год.

Наша работа выполнена по данным климатологических справочников СССР по осадкам и материалам карт осадков (хранящихся в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова) и стока (по Б. Д. Зайкову) [10] по Европейской территории СССР и Уралу в сопоставлении с гипсометрической картой (ГУГК, масштаб 1 : 1 500 000). Были использованы также описания некоторых станций, составленные ГГО. Влияние возвышенностей на осадки изучалось на примере возвышенностей Европейской части СССР (Валдайской, Средне-Русской, Приволжской, Донецкого кряжа) и Уральских гор.

При изучении распределения осадков на Европейской части СССР выяснилось, что влияние небольших возвышенностей на осадки сказывается прежде всего в том, что полосу максимальных количеств годовых осадков на Европейской территории СССР установить трудно. Распределение осадков на всей территории Европейской части СССР идет следующим образом: сначала с севера на юг происходит увеличение годовых количеств осадков до лесной зоны, затем идет уменьшение осадков к югу. Это уменьшение нарушается влиянием в средней и южной части рассматриваемой территории небольших плоских возвышенностей, благодаря которым происходит опять увеличение осадков. И только около самого побережья Черного и Азовского морей наблюдается уменьшение осадков до 450—350 мм. На севере

Европейской территории СССР это количество — 300—400 мм, в лесной зоне — 500—600 мм, сами возвышенности дают до 600—700 мм и более.

Возвышенности Европейской части СССР и Урал увеличивают осадки в среднем на 90—100 мм/100 м в год, что составляет примерно 16% от годовой суммы осадков. Действие высоты местности оказалось несколько больше влияния изрезанности рельефа. При этом рассматривался суммарный эффект влияния высоты места и шероховатости западных и восточных склонов в отдельности. Выяснен также суммарный эффект действия обоих факторов на относительное увеличение количества осадков с высотой на западных и восточных склонах возвышенностей. При рассмотрении вопроса о влиянии возвышенностей на увеличение осадков обычно не уделяется достаточного внимания обратному явлению — уменьшению

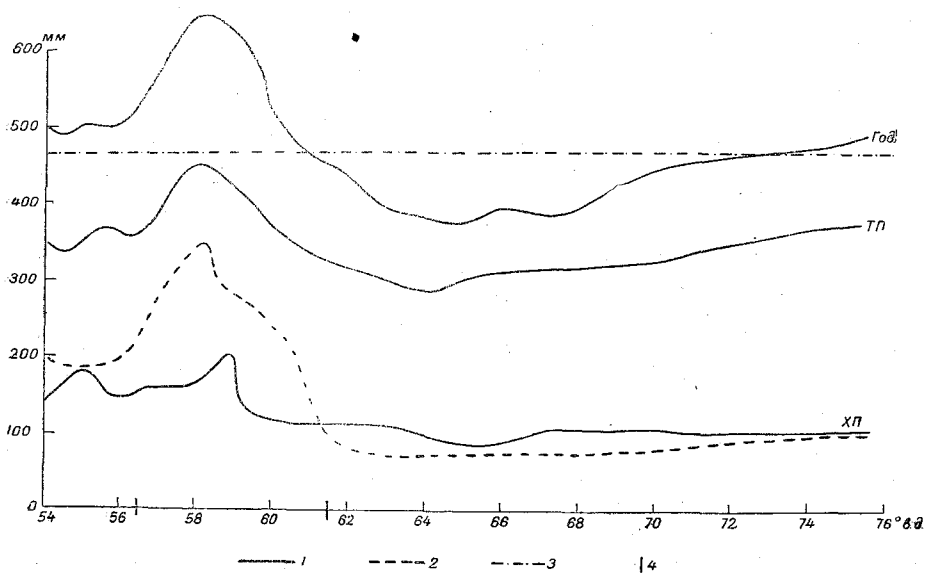


Рис. 1. Распределение осадков и стока (Уральские горы, 58° с. ш.)

1 — количество осадков за год (Год), теплый период (ТП) и холодный период (ХП); 2 — сток за год; 3 — изменение количества осадков на равнине в направлении преобладающего переноса; 4 — границы горного района.

осадков с подветренной стороны возвышенности. Нами сопоставлено увеличение осадков перед возвышенностью с уменьшением их за возвышенностью.

Сопоставление показало, что действительное влияние возвышенностей на общее количество осадков равнины не более половины увеличения осадков на возвышенностях, а во многих случаях возвышенности в сущности только перераспределяют осадки равнины, не меняя их сумму по всей площади.

При рассмотрении влияния возвышенностей на другие составляющие влагооборота — испарение и сток — оказалось, что избыточные осадки перед препятствием в основном тратятся на сток, и, таким образом, возвышенности в целом, не увеличивая интенсивности влагооборота при одновременном увеличении стока в районе возвышенностей, способствуют обеднению влагой внутренних частей материка.

Для определения абсолютных градиентов мы пользовались методом, предложенным О. А. Дроздовым. Отметим, что исследования велись дальше и дали некоторые результаты, которых не было у Дроздова.

Для определения эффекта действия факторов на процентное увеличение количества осадков, дающего более правильное и ясное представление о роли рельефа в распределении осадков, были взяты, полученные нами, абсолютные градиенты, а среднее количество осадков на равнине с наветренной и подветренной стороны возвышенности определялось по картам осадков.

Вторая часть работы проводилась графическим методом. Были построены профили распределения осадков, пересекающие возвышенности Европейской части СССР и Урал по нескольким широтам (рис. 1).

По оси абсцисс откладывались градусы долготы, по оси ординат — осадки в миллиметрах. Такие графики строились для года и теплого (IV—X) и холодного (XI—III) периодов в отдельности.

На годовые графики в тех же единицах были нанесены данные по стоку, а испарение выражалось на графиках разностью первых двух величин.

Метод этот очень удобный, наглядный и дает большие возможности для анализа влияния возвышенности на соотношение составляющих водного баланса и на интенсивность влагооборота. Одновременно графический метод послужил проверкой результатов, вычисленных по методу О. А. Дроздова.

Недостатком метода является его небольшая точность. Расчеты получились очень приближенные, особенно по стоку из-за большой сглаженности карт. Но ввиду того, что настоящая работа имеет целью выявить хотя бы общий характер влияния возвышенностей на влагооборот, данный метод оказался более или менее удовлетворительным, позволяющим получить результаты, достаточно определенные по порядку величин.

Соотношение увеличения осадков перед препятствием и их уменьшения за ним определялось из измерения площадей, лежащих на графиках выше и ниже линии, отражающей закономерность общего изменения осадков с запада на восток. В некоторых случаях исключалось влияние различий в высотах местности с наветренной и подветренной сторон возвышенности с помощью профилей высот, построенных по гипсометрической карте, и данных по изменению осадков на 100 м высоты для той или иной возвышенности.

Но и этого оказалось недостаточно, и часто приходилось ограничиваться получением лишь приблизительных качественных результатов.

Отношение площадей на графиках, лежащих выше и ниже средней линии, соответствует отношениям абсолютных величин осадков в миллиметрах и выражает действительное влияние возвышенностей на осадки района. Это соотношение отражает как величину изменения количества осадков, так и расстояние, на которое оно распространяется.

Для некоторых профилей определялся средний слой в миллиметрах прироста осадков перед препятствием и их недостатка за препятствием (табл. 4).

Аналогично исследовалось распределение стока. Результаты по стоку получились еще более грубыми, чем по осадкам, из-за большой сглаженности карт стока. Но даже при таком приближенном подходе к проблеме влияния возвышенностей на процесс влагооборота получены количественные оценки, которых до сих пор не было.

### Возвышенности Европейской части СССР

Известно наличие „пятнистости“ в распределении осадков Европейской территории СССР, связанное с неровностями рельефа, в частности, с наличием плоских возвышенностей, у которых высота в сотни раз меньше основания. На наветренной стороне этих возвышенностей выпадает наибольшее количество осадков, на подветренной — наименьшее. При этом наблюдается сдвиг максимальных величин годовых сумм осадков относительно осей возвышенностей: на Приволжской возвышенности на расстоянии в 150 км к северо-западу от оси возвышенности; на Донецком кряже — на расстоянии в 50—80 км к северу от оси; на Валдайской возвышенности это увеличение намечается на расстоянии в 100 км к юго-западу от оси возвышенности; на Средне-Русской — в 100—150 км к западу. Возвышенности, расположенные на западе и востоке Европейской территории СССР, по-разному влияют на распределение осадков. Восточные возвышенности резко уменьшают количество осадков на подветренной стороне (Приволжская возвышенность), западные — увеличивают осадки на наветренной стороне и на самой возвышенности.

Возвышенность является препятствием, через которое воздушные массы и фронты должны переваливать, обуславливая подъем воздушных масс, способствующий выпадению осадков. Размеры возмущений в атмосфере, возникающие над возвышенностью, зависят от ее высоты, а также от соотношения высоты и основания возвышенности.

Из табл. 1 следует, что Валдайская и Средне-Русская возвышенности, расположенные западнее других возвышенностей Европейской территории СССР и наиболее открытые для влажных западных и юго-западных ветров, дают наибольшее увеличение осадков под влиянием высоты местности — приблизительно 60 мм/100 м в год, что составляет 11—12% от средней полусуммы осадков на равнине с запада и востока от возвышенности.

На Валдайской возвышенности зимой особенно заметен сдвиг максимального количества осадков далеко на запад на наветренную сторону. В годовых величинах распределение такое же. В данном случае мы имеем дело с увеличением осадков не по склонам, а перед ними, независимо от высоты местности. Но если в сторону возвышенности происходит постепенное поднятие местности, то создается впечатление о чрезвычайно сильном влиянии подъема на небольшую высоту. Кроме того, для северо-запада Европейской части СССР зимой характерна особенно усиленная циклоническая деятельность, что также приводит к возрастанию эффекта влияния высоты местности Валдайской возвышенности в холодный период (25%). Выпадает из общей закономерности значение влияния высоты местности в холодный период для Приволжской возвышенности и, повидимому, мало влияние высоты в теплый период для Валдайской возвышенности.

В среднем для возвышенностей Европейской части СССР каждые 100 м высоты увеличивают осадки за год на 10—12% от средней суммы осадков на равнине. В холодный период влияние высоты сказывается сильнее.

Таблица 1

Увеличение осадков на возвышенностях (в мм/100 м)

Название возвышенности	Эффект высоты			Эффект шероховатости			Суммарный эффект двух факторов		
	год	XI—III	IV—X	год	XI—III	IV—X	год	XI—III	IV—X
Валдайская . . .	53	34	19	47	11	26	100	55	45
Средне-Русская . .	61	18	43	36	18	18	97	36	61
Приволжская . . .	39	9	30	52	40	12	91	49	42
Донецкий кряж . . .	36	17	19	31	25	6	67	42	25
Средний Урал . . .	61	17	46	10	5	3	71	22	49
Южный Урал . . .	30	9	21	34	9	25	64	18	46

По сравнению с окружающей территорией большая шероховатость возвышенности обуславливается наличием различных форм рельефа, овражно-балочной сети, а также большей лесистостью.

Расчлененность рельефа увеличивает испаряющую поверхность, усиливает динамическую и термическую турбулентность, что приводит к возрастанию количества осадков. Если рельеф возвышенности или горной системы очень сложен, т. е. характеризуется большой изрезанностью, то могут возникнуть так называемые осадки „предвосхождения“ [4] в предгорьях или в нижней части наветренного склона, в результате чего максимальное количество осадков на возвышенности может не совпадать с ее наибольшими высотами (Валдайская возвышенность, Урал).

Влияние шероховатости на увеличение осадков для возвышенностей Европейской части СССР составляет 6—9% в год (30—40 мм/100 м). Обычно влияние высоты местности и шероховатости подстилающей поверхности проявляется совместно, и трудно выделить действие каждого из этих двух факторов. Их эффект в разных физико-географических условиях и формах рельефа различен, но приблизительно оба фактора можно считать равнозначными.

Суммарный эффект действия обоих факторов дает увеличение осадков на возвышенностях Европейской части СССР 70—100 мм/100 м. Относительное суммарное влияние возвышенностей приблизительно одинаково — 18% от суммы осадков на равнине.



Эффект влияния возвышенности на распределение осадков на подветренном склоне оказывается больше, чем на наветренном, так как увеличение осадков на наветренном склоне происходит не так резко и в меньшей степени, чем уменьшение осадков на подветренном склоне („тень“). Это связано со смещением полосы максимального количества осадков на возвышенности на запад от наибольших высот, с иссушением воздушных масс по мере приближения их к восточному склону возвышенности и с их опусканием. Отсюда в среднем для возвышенностей Европейской части СССР эффект западного склона 14% и восточного 23%. Это значит, что на западном склоне осадки увеличиваются по сравнению с количеством осадков у подошвы в среднем на 14% на 100 м, а на востоке возвышенности осадки уменьшаются на 23% на каждые 100 м по сравнению с максимальным количеством осадков на возвышенности.

Для Валдайской возвышенности, расположенной западнее остальных трех возвышенностей и открытой для влажных западных ветров, эта разница наименьшая.

Донецкий кряж вытянут в широтном направлении. При преобладающем западно-восточном переносе в атмосфере такое положение облегчает обтекание кряжа воздушными массами. Совместное влияние высоты местности и шероховатости подстилающей поверхности для Донецкого кряжа оказалось меньше, чем для остальных рассматриваемых возвышенностей Европейской части СССР. Оно равно 67 мм на 100 м поднятия местности или 16% на 100 м от средней полусуммы осадков на равнине с запада и востока от Донецкого кряжа. По отношению к полусумме осадков на равнине севернее и южнее кряжа увеличение осадков составляет 12% на 100 м.

### Урал

Северный Урал метеорологически освещен слабо, поэтому влияние высоты местности и шероховатости можно было определить только для Среднего и Южного Урала. Абсолютное увеличение годовых количеств осадков на 100 м высоты в среднем равно 61 мм/100 м для Среднего Урала и 30 мм/100 м для Южного Урала, что составляет соответственно 12 и 7% от полусуммы среднегодового количества осадков на равнине с запада и востока от Урала. Значительно меньшее влияние высоты местности на Южном Урале можно объяснить несколькими причинами. Южный Урал представляет собой очень сложную, сильно изрезанную систему с несколькими параллельными хребтами. Такое строение этой части Урала, с одной стороны, заставляет воздушные массы подниматься на большую высоту, с другой стороны, способствует меньшему переваливанию воздушных масс через хребты (и большему обтеканию хребтов). Повидимому, последнее преобладает. На запад от Южного Урала расположен целый ряд возвышенностей, которые „выжимают“ влагу из проходящих по направлению к Уралу воздушных масс. Вследствие большой изрезанности рельефа Южного Урала максимум осадков смещен на западный склон в результате образования осадков „предвосхождения“, что также снижает вертикальный градиент осадков по склону. Последние два обстоятельства сказываются и на осадках Среднего Урала, но в меньшей степени. Кроме того, в широтах Южного Урала воздушные массы суше. По влиянию высоты на осадки Средний Урал дает результаты, аналогичные результатам Валдайской и Средне-Русской возвышенностей, а Южный Урал аналогично Приволжской возвышенности и Донецкому кряжу. Вертикальные градиенты осадков теплого и холодного периодов равны для Среднего Урала 46 мм/100 м (13 и 12% от полусуммы количества осадков к западу и востоку от хребта) и для Южного — 21 и 9 мм/100 м (6 и 8% также от полусуммы осадков).

Следует заметить, что на больших высотах Уральских гор метеорологических станций нет и количество выпадающих там осадков контролировалось по стоку, поэтому вертикальный градиент осадков определялся приблизительно до уровня 500 м.

Эффект шероховатости на Южном Урале равен эффекту высоты местности, а на Среднем Урале он значительно меньше (всего 2% на 100 м). В холодный период роль шероховатости возрастает.

Суммарный эффект (относительный) влияния высоты местности и шероховатости на увеличение осадков для Северного, Среднего и Южного Урала приблизительно одинаков и равен для года 13—14% на 100 м. По сезонам различия в суммарном эффекте также невелики.

Влияние Урала на количество и распределение осадков в холодный период возрастает в результате усиления атмосферной циркуляции. Суммарный эффект влияния наветренного склона Уральских гор значительно меньше влияния подветренного склона. Из-за того, что за Уральскими горами осадков меньше, чем перед Уралом, вертикальные градиенты осадков получаются больше. Полученный результат подтверждает тот факт, что возвышенности, расположенные на востоке Европейской части СССР, резко уменьшают количество осадков с подветренной стороны возвышенности и в меньшей степени влияют на увеличение осадков на наветренном склоне и на самой возвышенности.

На Южном Урале мы имеем два максимума осадков: один на западном склоне, а второй (меньший) соответствует наибольшим высотам. Некоторое смещение максимума наблюдается и на Среднем Урале. Северный Урал имеет более простое строение, в связи с чем там влияние шероховатости значительно меньше (2%) и нет смещения или раздвоения максимума.

Урал увеличивает осадки на 120—130 мм, а в районе наибольших высот — на 250—280 мм в год.

Данные расчеты не отличаются большой точностью и могут послужить лишь для получения приблизительных результатов влияния возвышенностей на осадки.

Тем не менее удалось получить вполне ясную картину влияния возвышенностей на процентное увеличение годовых осадков и осадков отдельных сезонов и определить роль каждого из двух факторов, обуславливающих возрастание количества осадков на возвышенностях (табл. 2 и 3).

Таблица 2  
Среднее относительное влияние возвышенностей на увеличение осадков на 100 м высоты в процентах от количества осадков на равнине

	Год		
	XI—III	IV—X	
Высота . . . . .	10	12	9
Шероховатость . . . . .	6	8	6
Суммарный эффект . . . . .	16	20	15

Из изложенного следует, что непосредственно на территории возвышенности из воздушной массы конденсируется большая часть водяного пара, чем над равниной, т. е. интенсивность влагооборота возрастает. Однако влияние возвышенности распространяется и на окружающую территорию. Возвышенность собирает влагу из проходящих воздушных масс, в результате чего они становятся

менее способными увлажнять территорию с подветренной стороны возвышенности. К этому нужно добавить нисходящее движение воздушных масс в этих районах.

Таблица 3  
Относительное влияние возвышенностей на увеличение осадков, выраженное в % на 100 м от средней суммы осадков на равнине

Название возвышенностей	Относительный градиент осадков в % на 100 м высоты			Средний эффект шероховатости			Суммарный средний эффект высоты и шероховатости			Суммарный годовой эффект	
	год	хол. пер.	тепл. пер.	год	хол. пер.	тепл. пер.	год	хол. пер.	тепл. пер.	зап. склон	вост. склон
Валдайская . . . . .	9	31	5	8	8	8	18	29	13	13	19
Средне-Русская . . . . .	12	12	12	6	12	4	18	24	16	12	30
Приволжская . . . . .	10	7	12	8	11	6	18	18	18	12	26
Донецкий кряж . . . . .	9	13	7	7	5	7	16	18	14	19	16
Южный Урал . . . . .	7	8	6	7	9	7	14	17	13	5	36
Средний Урал . . . . .	12	12	13	2	4	1	14	16	14	11	18
Северный Урал . . . . .							13	18	10	10	15
Среднее . . . . .	10	12	9	6	8	6	16	20	15	12	23

В результате количество осадков на восток от возвышенности заметно падает, создавая так называемую „дождевую тень“. Она хорошо прослеживается на картах осадков в виде „языков“ и „пятен“ малых сумм осадков с подветренной стороны возвышенности.

Следует отметить, что теоретически „дождевая тень“ за возвышенностью должна быть безгранична, так как влага, дополнительно сконденсированная над возвышенностью, оказывается почти полностью потерянной для подветренной части территории. Графическим путем мы учитывали лишь основную часть „тени“.

На севере Европейской территории СССР „тень“ проявляется иначе, чем на юге. На севере с подветренной стороны возвышенности обычно имеется резко выраженное уменьшение количества осадков, причем сумма осадков падает сразу ниже того количества, которое наблюдается у подножья наветренного склона. Затем идет постепенное увеличение количества осадков до суммы, нормальной для равнины Европейской территории СССР (или Западно-Сибирской низменности за Уралом). На юге „тень“ выражается в очень резком падении суммы осадков, которое затем замедляется, приближаясь к обычному уменьшению количества выпадающих осадков с запада на восток; увеличение осадков по мере удаления от возвышенности не наблюдается. Выделить „тень“, связанную с влиянием возвышенности на осадки, из общего убывания количества осадков в направлении преобладающего переноса в атмосфере трудно, тем более, что рельеф Европейской территории СССР, несмотря на его равнинность, сложен для изучения данного вопроса. Приведение местности к одной высоте не всегда дает возможность выявить величину „тени“. Если за возвышенностью расположена обширная равнина, то обычно „дождевая тень“ прослеживается на большом расстоянии от возвышенности, а в случае возвышенного рельефа „тень“ быстро исчезает.

Как уже отмечалось выше, Валдайская возвышенность имеет простое строение, открыта для влажных западных ветров и расположена на северо-западе Европейской части СССР, характеризующейся довольно влажным климатом и усиленной циклонической деятельностью, особенно в холодный период. Поэтому влияние этой возвышенности на осадки больше влияния других возвышенностей и хорошо заметно на графиках. С другой стороны, на восток от нее следует целый ряд других возвышенностей: на юге — Смоленско-Московская гряда, севернее — Угличская, Бежецкая, Галицкая возвышенности. Они также оказывают влияние на количество выпадающих осадков, в результате чего трудно разделить влияние отдельных возвышенностей, особенно выделить „тень“ за Валдаем. Значительные высоты равнины за Валдаем и большое влагосодержание воздушных масс благоприятствуют быстрому исчезновению „дождевой тени“. На юге, где возвышенность шире, а воздушные массы менее насыщены водяным паром, „тень“ больше. Наибольшие значения максимумов и минимумов (отклонения от уровня осадков на равнине) соответственно равны: по  $56^{\circ}$  с. ш. — 80 и 60 мм, по  $56,5^{\circ}$  с. ш. — 240 и 210 мм, по  $58^{\circ}$  с. ш. — 115 и 50 мм.

Исключив различия в высотах местности с запада и востока от возвышенности, мы получили отношение прироста осадков перед препятствием к дефициту их за препятствием, равным 1,9 (табл. 4). На самом деле в действительных физико-географических условиях Европейской части СССР это отношение больше — 3—4 единицы, но это результат влияния возвышенностей, расположенных восточнее Валдайской возвышенности. Следовало бы рассмотреть комплексное влияние группы этих возвышенностей на увеличение осадков и проследить „дождевую тень“ за ними. Возможно, величина „дождевой тени“ за Валдайской возвышенностью преуменьшена, так как вводилась поправка только на высоту местности (и то приблизительно), а действие шероховатости соседних возвышенностей не учитывалась.

Итак, в среднем для Валдайской возвышенности величина дождевой тени оказалась приблизительно в два раза меньше прироста осадков на возвышенности. Следовательно, для всего района в целом действительное влияние возвышенности равно половине от суммы увеличения осадков (т. е. 50 мм/100 м или 9% на 100 м поднятия местности).

Средне-Русская и Приволжская возвышенности расположены к юго-востоку от Валдая. Их влияние на осадки маскируется целым рядом близлежащих возвышенностей: Калачской, Бугульминской и др. Поэтому величину „тени“ Средне-Русской возвышенности почти невозможно определить. Отношение максимума к минимуму осадков, связанных с влиянием возвышенности, равно приблизительно 1,1, т. е. Средне-Русская возвышенность практически лишь перераспределяет осадки, не оказывая влияния на интенсивность влагооборота в целом. Аналогично влияние Приволжской возвышенности. Исключением является северная часть ее, где влияние возвышенности на осадки возрастает: здесь больше высоты, сильно сказывается изрезанность рельефа (сама возвышенность шире) и северо-запад возвышенности больше открыт для влажных западных ветров. Отношение прироста осадков к „дождевой тени“ равно 1,67, т. е. возвышенность увеличивает осадки всего района на 5—6% (22 мм) на 100 м.

Таблица 4

Отношение площади увеличения осадков к площади тени

Возвышенность	Широта	Отношение площади максимум к минимуму	Средний слой осадков (в мм)			Норма осадков (в мм)	Отношение разности к норме осадков (в %)
			макс.	мин.	разность		
Валдайская	56°	1,76	52	30	22	600	3,7
	56,5	1,79	93	52	41	590	7,0
	57,5	1,81	70	38	32	570	5,6
	58	2,56	66	26	40	560	7,2
Средне-Русская	Среднее	1,98					6,4
	52°	1,15	27	24	3	510	0,6
	53	1,08	28	26	2	520	0,4
	Среднее	1,12					0,5
Приволжская	52°	1,77	27	15	12	400	3,0
	53	1,67	46	27	19	470	4,0
	Среднее	1,72					3,8
Урал	53°	1,43	123	93	30	335	9,0
	55	1,15	126	110	16	390	4,1
	58	1,05	131	125	6	450	1,3
	61	1,14	129	113	16	500	3,2
	67	0,96	84	86	-2	430	-0,5
	Среднее (из двух последних)	1,1	117	108	9	—	2,0

Явление „дождевой тени“ за Донецким краем выражается в том, что оно приводит к еще более резкому уменьшению осадков с запада на восток. Но отделить три фактора: дождевую тень, понижение высоты местности и общее убывание осадков в направлении преобладающего переноса в атмосфере, — не удалось.

За Уралом „дождевая тень“ очень хорошо выражена по всем профилям. На юге (52—53° с. ш.) и на крайнем севере Урала (67° с. ш.) „тень“ исчезает довольно быстро, так как на некотором расстоянии от Уральских гор расположены возвышенности, обуславливающие увеличение осадков. По 55, 58 и 61° с. ш. за Уральскими горами простирается равнинная территория, вследствие чего легко учесть разницу высот и выявить в чистом виде результат иссушения воздушных масс над Уральскими горами. Оказывается, „дождевая тень“ прослеживается на расстоянии более 3000 км.

За Уральскими горами идет резкое падение количества осадков (на 300 мм), а затем сумма осадков почти не меняется на протяжении 2000—3000 км. Величина „тени“ 50—80 мм. Холодный период дает большую „тень“ (по сравнению с увеличением осадков), чем теплый период. Среднее отношение максимума и минимума осадков равно 1,1 (если отбросить данные по 53° с. ш., как сомнительные из-за влияния сложного рельефа к востоку от Урала). Это отношение показывает, что Уральские горы перераспределяют осадки по территории, почти не увеличивая их (1—2% на 100 м) в районе воздействия Уральских гор.

Следовательно, отношение прироста осадков перед препятствием к их дефициту за препятствием во всех системах, за исключением Валдайской возвышенности, близко к единице. Таким образом, подтверждается мнение О. А. Дроздова [8], что возвышенности лишь способствуют перераспределению осадков, почти не увеличивая их количество.

На основе графического метода количественно определить влияние возвышенностей на сток оказалось труднее, чем на осадки. Пришлось ограничиться качественными выводами. Карты годового стока [9] построены в более крупных единицах (каждая единица содержит 31,6 мм/см<sup>2</sup>), сильно сглажены, поэтому результаты получаются очень грубыми. По графикам обычно не удается отделить сток двух соседних возвышенностей.

Влияние возвышенностей на сток тем сильнее, чем ближе последние расположены к наиболее влажному западу. По мере приближения к возвышенностям изолинии стока принимают общее направление, свойственное рельефу. Подветренные склоны, равнины и котловины, расположенные за ними, имеют сток меньше, чем наветренные склоны возвышенностей. Но обычно подобная „тень“ менее выражена, чем в распределении осадков. Влияние Средне-Русской и Приволжской возвышенностей на сток невелико, „тени“, за ними почти нет (большие высоты и изрезанность рельефа). За Валдаем минимум осадков быстро исчезает из-за больших высот на востоке и достаточного количества осадков. За Уральскими горами сток резко уменьшается, а затем остается приблизительно на одном уровне на больших расстояниях (аналогично распределению осадков). Количественно определить отношение увеличения осадков (на графиках) к увеличению стока не удалось. Приблизительно оно равно единице, незначительно отклоняясь от этого значения в ту или другую сторону. Это значит, что основная часть избыточных осадков, выпадающих на возвышенностях, тратится на сток. В некоторых случаях увеличение стока даже превышает увеличение осадков на возвышенностях. Для Южного Урала оно несколько больше единицы (т. е. какая-то незначительная часть увеличения осадков идет на испарение), а для севера Урала это отношение равно приблизительно 0,9, т. е. все дополнительные осадки идут на сток. Дополнительные осадки Валдайской возвышенности на юге частично тратятся на испарение, а на севере все идут на сток.

Осадки Средне-Русской и Приволжской возвышенностей в значительной части расходуются на испарение. Однако та часть дополнительных осадков, которая идет на испарение на юге, не может повлиять на увеличение осадков при существующей в тех районах низкой относительной влажности, тем более, что испарение с поверхности земли может играть существенную роль в увлажнении перемещающегося воздуха только в том случае, если оно происходит с больших территорий.

### Выводы

В результате проведенного нами исследования по вопросу об увеличении количества осадков в районе возвышенностей были получены числовые данные, которые явились подтверждением и продолжением выводов, сделанных О. А. Дроздовым по данному вопросу [8]. Мы попытались также сопоставить увеличение осадков перед возвышенностью с уменьшением их за возвышенностью. Результаты кратко сводятся к следующему:

1. Оба фактора — высота местности и шероховатость подстилающей поверхности — играют существенную роль в увеличении количества осадков, выпадающих на возвышенностях, но влияние высоты несколько больше влияния шероховатости подстилающей поверхности.

2. На возвышенностях Европейской территории СССР, включая Урал, количество выпадающих осадков увеличивается под влиянием обоих факторов на 70—100 мм/100 м, что составляет примерно 16—18% на 100 м от полусуммы количества осадков на равнине к западу и востоку от возвышенности. Относительный градиент 26% на 100 м высоты, данный И. Е. Бучинским [5], повидимому, несколько завышен.

3. В холодный период (XI—III) влияние возвышенностей Европейской части СССР на увеличение осадков несколько больше (до 20% на 100 м высоты) за счет усиленной атмосферной циркуляции.

4. На востоке эффект возвышенностей сказывается сильнее, чем на западе, благодаря очень резкому уменьшению количества осадков на подветренной стороне.

Наблюдается сдвиг максимальных количеств осадков относительно осей возвышенностей, подтверждающий значительное влияние шероховатости на осадки.

5. На подветренной стороне равнины наблюдается аномально малое количество осадков („дождевая тень“) — следствие иссушения воздушных масс над возвышенностями в результате дополнительной конденсации влаги. Отношение прироста осадков перед препятствием к величине „дождевой тени“ за препятствием во всех системах, кроме Валдайской возвышенности, немногим больше единицы. Это говорит о том, что влияние возвышенностей на увеличение осадков окружающей территории в целом незначительно. Возвышенности главным образом перераспределяют осадки, почти не увеличивая интенсивности влагооборота территории.

6. Избыточные осадки перед препятствием в основном тратятся на сток.

7. На влагообороте материка возвышенности сказываются отрицательно, иссушая воздушные массы и увеличивая сток влаги в океан.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Э. Ю. Наибольшие суточные максимумы осадков в Европейской России по 25-летним наблюдениям, 1886—1910 гг. Изв. АН СССР, серия VI, № 16, 1914.
2. Кайгородов А. И. Осадки, снеговой и ледяной покров Западной области. Часть I. Осадки. Материалы Западной опытно-мелиорационной организации, вып. 3. Горки, 1924.
3. Федоров Е. Е. Распределение дождливых погод и их типов по равнине Европейской части СССР в летнее полугодие. Труды Института географии АН СССР, вып. 28, 1938.
4. Курс климатологии под ред. Е. С. Рубинштейн. Гл. V. Гидрометеоздат, Л., 1952.
5. Бучинский И. Е. Рельеф и осадки. Известия ВГО, т. 86, 1954.
6. Фельдман Я. И. Некоторые результаты по исследованию влияния равнинного рельефа на летние осадки. Труды Института географии АН СССР, вып. 48, 1950.
7. Дородницын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды ЦИП, вып. 21 (48), 1950.
8. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Под ред. X. П. Погосяна. Гидрометеоздат, Л., 1952.
9. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУГМС, сер. 4, вып. 24, 1946.

## КАРТЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОГОЛЕННОЙ ПОЧВЫ

Режим температуры поверхности почвы, которая названа А. И. Воейковым „внешней деятельной поверхностью“, имеет важное значение для практических вопросов сельскохозяйственного производства, а также играет большую роль в процессах теплообмена. Данные по температуре поверхности оголенной почвы необходимы для характеристики условий появления всходов, а также для характеристики среды произрастания растений, пока еще травостой не сомкнут. Кроме того, эти данные важно иметь для лесоводства, так как при высоких температурах поверхности почвы могут произойти повреждения молодых растений. Между тем карт географического распределения температуры поверхности почвы не имеется.

Из характеристик температуры поверхности почвы наиболее значительный интерес представляют средние суточные температуры, максимальные и минимальные.

В настоящей работе рассматривается температура поверхности оголенной почвы в 13 час. По температуре в 13 час., как известно, можно судить о максимальной температуре. На метеорологических станциях температура поверхности почвы измеряется ртутными термометрами, резервуар которых наполовину погружен в почву. Измерения производятся на оголенной перекапываемой весной почве, которую в первом приближении можно рассматривать как черный пар.

Материалы этих наблюдений обычно почти не используются для климатической характеристики температурного режима поверхности почвы главным образом из-за недостаточной их точности по сравнению с наблюдениями других метеорологических элементов. Однако, принимая во внимание значительное изменение температуры поверхности почвы как во времени, так и в пространстве [7], эти данные вполне могут быть использованы для приближенной характеристики температуры поверхности почвы.

Так как температура поверхности почвы существенно отличается от температуры более глубоких слоев почвы, то и приближенная характеристика температуры поверхности почвы представляет значительный интерес.

Согласно исследованиям С. А. Сапожниковой ртутные термометры, резервуар которых наполовину погружен в почву, занижают температуру поверхности почвы в дневные часы. Ее исследования показали, что данные этих термометров соответствуют температуре поверхностного слоя толщиной 0,5—1,0 см, а не самой поверхности.

Занижение температуры поверхности почвы в дневные часы ртутными термометрами, резервуар которых погружен в почву, отмечает и Л. И. Зубенок, которая сравнивала данные этих термометров с данными платиновой термосетки [5].

Ввиду этого под температурой поверхности почвы будем понимать температуру вышеуказанного поверхностного слоя 0,5—1,0 см.

Для построения карт распределения температуры поверхности почвы по территории необходимы данные за более или менее длительный период наблюдений. Ввиду их отсутствия (систематические наблюдения над температурой поверхности оголенной почвы на метеорологических станциях начались с 1945—1947 гг.) для

получения средних многолетних величин по температуре поверхности оголенной почвы, пришлось использовать косвенный метод.

Для этой цели температура поверхности оголенной почвы была увязана с температурой воздуха, измеряемой в будке на высоте 2 м от поверхности почвы. Так как, во-первых, температура воздуха в значительной мере зависит от температуры деятельной поверхности, т. е. температуры поверхности почвы и, во-вторых, по температуре воздуха на большинстве метеорологических станций имеются длительные ряды наблюдений. Кроме того, по температуре воздуха имеются карты распределения по территории. Все это позволит при найденной зависимости температуры воздуха и температуры поверхности почвы определить последнюю для интересующей нас территории.

Для определения температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. были построены графики связи средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. и средней месячной температуры воздуха в 13 час. [3].

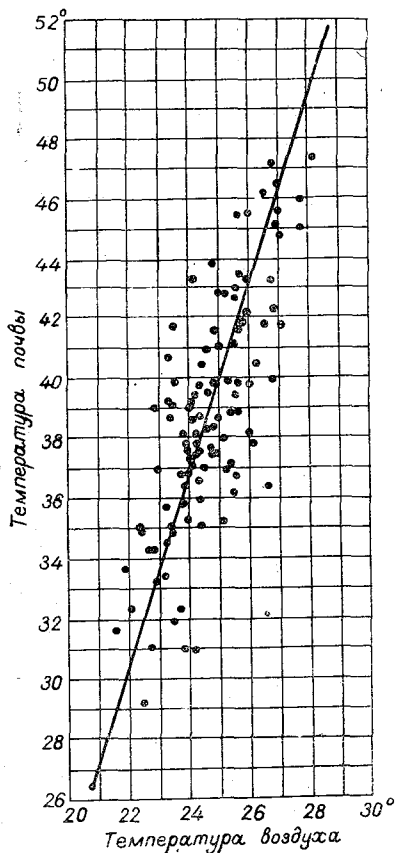


Рис. 1. График связи средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. и средней месячной температуры воздуха в 13 час. Июль.

построены схематичные карты географического распределения температуры поверхности оголенной почвы для юга Европейской части СССР для месяцев с апреля по сентябрь.

Переходя к рассмотрению распределения температуры поверхности оголенной

Для построения графиков были использованы данные параллельных наблюдений над температурой поверхности почвы и воздуха более, чем 200 метеорологических станций, расположенных на юге Европейской части СССР. Графики строились для всех месяцев теплого периода с апреля по сентябрь, отдельно для каждого месяца. По оси ординат откладывалась средняя месячная температура поверхности почвы, а по оси абсцисс — средняя месячная температура воздуха.

В качестве примера на рис. 1 приводится график за июль. Как показывает график рассеяние точек довольно значительное. Отклонение от среднего значения примерно в 70—75% случаев составляет от 0 до  $\pm 3^\circ$ . Такое рассеяние точек на графике в основном определяется значительным изменением температуры поверхности почвы в пространстве, недостаточной точностью метода наблюдений, не всегда тщательным уходом за термометром, а также и тем, что на температуру поверхности почвы, кроме температуры воздуха, влияют и другие факторы (облачность, влажность почвы и др.). Кроме того, если бы графики строились не по ежегодным, а по многолетним данным, то расстояние точек было бы меньше.

После проведения линии зависимости с этих графиков были сняты для каждого месяца многолетние средние месячные температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. по многолетним средним месячным температурам воздуха в 13 час., взятым из климатологических справочников для всех пунктов, имеющих данные по температуре воздуха. Точность данных, снятых с графика, составляет в среднем около  $\pm 2^\circ$ .

Затем по данным температур поверхности почвы, снятым с графиков, были



почвы отмечаем, что на всех картах с апреля по сентябрь (рис. 2—7) линии равной температуры поверхности оголенной почвы имеют летний тип распределения, т. е. широтное направление, также как и линии равной температуры воздуха в летнее время. Такое распределение линий равных температур поверхности почвы обусловлено преобладающим влиянием солнечной радиации.

Горизонтальный температурный градиент на поверхности почвы во все месяцы теплого периода значительно больше градиента температуры воздуха, особенно в летние месяцы, когда температура воздуха на рассматриваемой территории возрастает с севера на юг на 6—7°, а температура поверхности почвы на 15—25° (рис. 5—6).

В апреле (рис. 2) на рассматриваемой территории температура поверхности почвы изменяется от 10° на северо-востоке до 20° на юге.

От апреля к маю температура почвы значительно возрастает — на 15°, достигая на юге 35° (рис. 3).

В июне (рис. 4) температура поверхности почвы продолжает возрастать и составляет на северо-западе 25°, на юго-востоке 40°.

В июле температура поверхности почвы достигает наибольшего значения и изменяется от 35° на северо-востоке до 50° на юго-востоке (рис. 5).

В августе температура поверхности почвы уже повсеместно начинает медленно убывать (рис. 6).

От августа к сентябрю убывание температуры поверхности почвы происходит значительно быстрее (10—15°) и в сентябре температура поверхности почвы на севере составляет несколько больше 20°, на юге — 35° (рис. 7).

Следует отметить, что в прибрежной зоне температура поверхности почвы будет несколько ниже, чем показано на картах, в основном за счет адвекции более охлажденного воздуха с моря. Однако величину понижения температуры поверхности почвы для прибрежной полосы пока указать затруднительно. Для этого необходимо построить графики связи температуры поверхности почвы и воздуха именно для этой зоны, так как связь между этими элементами будет несколько

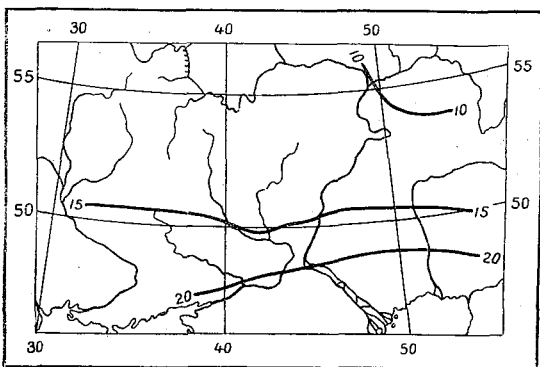


Рис. 2. Схематическая карта распределения средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. Апрель.

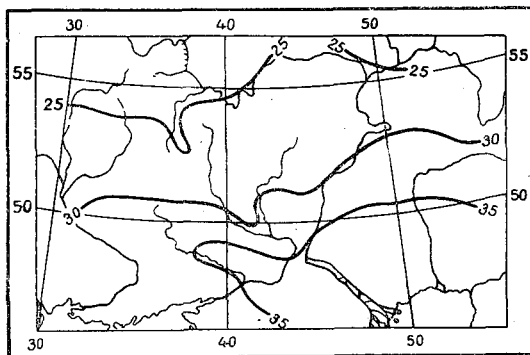


Рис. 3. Схематическая карта распределения средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. Май.

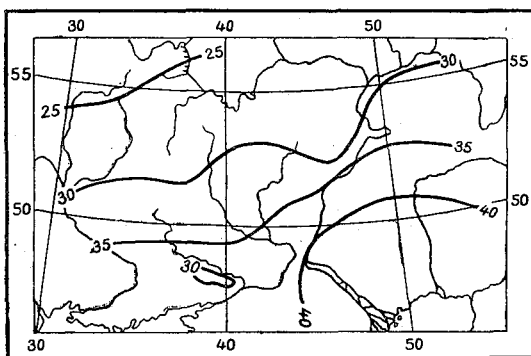


Рис. 4. Схематическая карта распределения средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. Июнь.

иния, чем для всей остальной территории. Данных же для построения таких графиков было недостаточно.

Представляет существенный практический интерес сравнение температуры поверхности почвы с температурой воздуха (на высоте 2 м), поскольку изменение

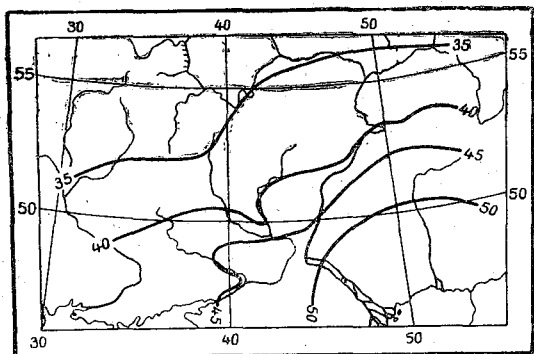


Рис. 5. Схематическая карта распределения средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. Июль.

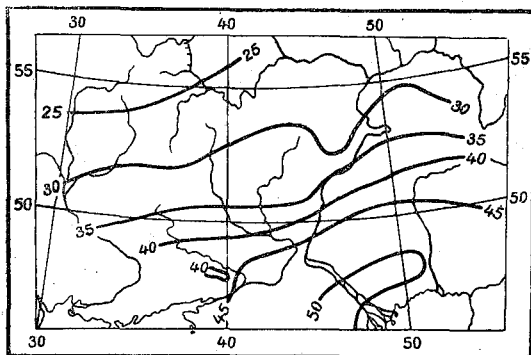


Рис. 6. Схематическая карта распределения средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. Август.

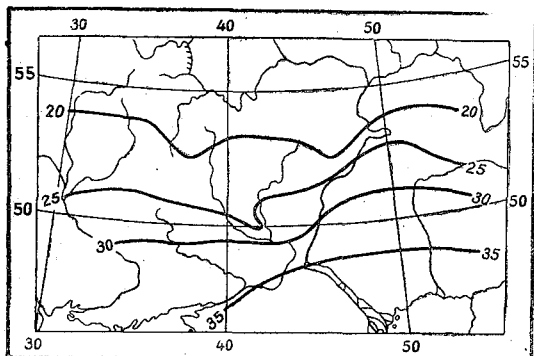


Рис. 7. Схематическая карта распределения средней месячной температуры поверхности оголенной почвы в 13 час. Сентябрь.

Кроме того, данные карт за летние месяцы могут быть использованы для характеристики температуры поверхности почвы с естественным покровом в крайних южных и особенно в юго-восточных районах, так как в этих районах в летние

по вертикали важно с точки зрения характеристики неустойчивости приземных слоев воздуха.

В апреле средняя месячная температура поверхности почвы в 13 час. на рассматриваемой территории изменяется от  $10^{\circ}$  на севере до  $20^{\circ}$  на юге, а температура воздуха от  $8^{\circ}$  на севере до  $13^{\circ}$  на юге (рис. 1). Следовательно, температура поверхности оголенной почвы в дневные часы в среднем за месяц превышает температуру воздуха в северных районах на  $-4^{\circ}$ , в южных на  $7^{\circ}$ .

Наиболее значительное превышение температуры поверхности почвы над температурой воздуха отмечается в летние месяцы. Так, в июле средняя месячная температура поверхности почвы в дневные часы превышает температуру воздуха в северных районах на  $10-15^{\circ}$ , в южных на  $20-25^{\circ}$ .

Следовательно, температура поверхности почвы значительно превышает температуру воздуха и чем выше температура, тем больше это превышение. Это тоже наглядно видно из рис. 1.

Таким образом, неустойчивость приземных слоев воздуха существенно возрастает с севера на юг и вместе с тем имеет годовой ход.

Как уже указывалось выше, наблюдения над температурой поверхности почвы производятся на оголенной, перекапываемой весной почве, которую в первом приближении можно рассматривать как черный пар. Ввиду этого данные вышеприведенных карт могут характеризовать температуру поверхности почвы на полях под черным паром, а также на полях с посевами в период прорастания семян и всходов до смыкания травостоя.

месяцы растительный покров настолько выгорает, что температура поверхности почвы с естественным покровом близка к температуре оголенной поверхности. Однако при этом следует учитывать, что при редком травостое в условиях ослабленного обмена, температура поверхности почвы с естественным покровом может быть даже несколько выше температуры почвы с оголенной поверхностью [4, 6].

### Выводы

1. Имеющиеся материалы наблюдений позволили при помощи косвенного метода построить схематичные карты географического распределения температуры поверхности оголенной почвы для юга Европейской части СССР для месяцев с апреля по сентябрь. Точность данных в среднем около  $\pm 2^\circ$ .

2. Данные карт могут быть использованы для характеристики температуры поверхности почвы под черным паром и в период прорастания семян и всходов до смыкания травостоя.

3. Кроме того, эти данные могут характеризовать в летние месяцы температуру поверхности почвы под естественным покровом в крайних южных и особенно юго-восточных районах, где летом травяной покров сильно выгорает и температура поверхности почвы под естественным покровом близка к температуре поверхности оголенной почвы.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Климатологический справочник СССР, вып. 12, Куйбышев, 1948.
2. Климатологический справочник СССР, вып. 8, Л., 1949.
3. Архипова Е. П. Метод косвенного определения температуры поверхности оголенной почвы. Труды ГГО, вып. 30 (92), 1951.
4. Воейков А. И. Метеорология СПб, 1904.
5. Зубенок Л. И. К методике измерения температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 6 (68), 1947.
6. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат, Л., 1950.
7. Транкевич Н. Н. К методике наблюдений над температурой почвы для сельскохозяйственных целей. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. 25, 1938.

## **МИКРОКЛИМАТ ОРОШАЕМЫХ ПОЛЕЙ (ТЕМПЕРАТУРА И ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА, ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЫ)**

Микроклимат орошаемых полей определяется тремя основными факторами: поливом (нормой, сроками и способом полива), общеметеорологическими условиями и растительностью (мощностью, сомкнутостью, фазой развития).

Указанные три фактора в комплексе регулируют интенсивность испарения, т. е. поступление водяного пара в атмосферу при одновременном расходе тепла. В результате испарения влажность приземных слоев возрастает, а расход тепла на испарение приводит к снижению температуры как воздуха, так и почвы. Наличие растительности и инверсия температуры, образующаяся вследствие больших расходов тепла на испарение, способствует ослаблению турбулентного обмена, результаты чего особенно резко проявляются при адвекции как холодного, так и теплого воздуха. На температуру почвы кроме того влияет непосредственное затенение почвы растительностью.

При систематизации материалов по микроклимату орошаемых полей мы вынуждены были ограничиться выделением двух типов поливов: 1) многократные поливы полностью или почти полностью обеспечивающие интенсивную транспирацию растительности, 2) одно-двухкратные поливы лишь частично повышающие транспирацию, но тем не менее существенно увеличивающие урожай.

Первый тип характеризуют данные агрометстанции Иолотань (хлопок), лесогидрометстанции Ершов совместно с экспедицией ЦИП (ветвистая пшеница), экспедиция ГГО в Пахта-Арал (хлопок), Каменную Степь (пшеница) и частично данные Боз-Су (Ташкентская геофизическая обсерватория (хлопок и люцерна).

Для второго типа можно использовать наблюдения агрометстанции Херсон (хлопок) и агрометстанции Тирасполь (картофель).

Следует отметить, что микроклимат орошаемого хлопка освещается более полно (данными четырех пунктов) и что все вообще пункты существенно различаются по своим географическим координатам (рис. 1) и относятся к разным климатическим районам.

В табл. 1 приводятся географические координаты этих пунктов и краткие климатические данные.

Данные по температуре и влажности воздуха были получены по наблюдениям с аспирационным психрометром, температура почвы на основе наблюдений по термометрам Савинова.

В качестве погодного и климатического показателя условий формирования микроклимата орошаемых полей нами был взят дефицит влажности воздуха.

Из существующих показателей условий испарения дефицит влаги наиболее полно отражает не только влияние радиационного баланса и местных особенностей подстилающей поверхности, но и роль адвекции сухого, или, наоборот, влажного воздуха.

Преимущество этого показателя заключается еще и в том, что его можно получить для любого пункта, проводящего метеорологические наблюдения, а для ряда пунктов эти данные уже обработаны климатологически.

Увязка с дефицитом влаги помогает нам обобщить разрозненные наблюдения в отдельных пунктах и тем самым обеспечивает экстраполяцию этих данных на всю территорию как уже орошаемую, так и намеченную к орошению.

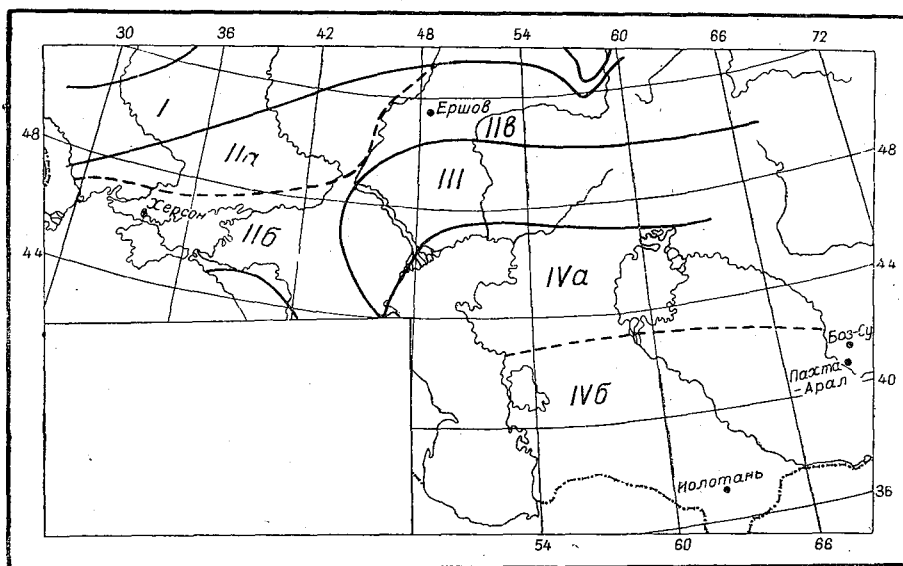


Рис. 1. Схема основных районов территории мелиорации и расположение пунктов наблюдений.

I — лесостепь. II а — северная степь, II б — южная степь, II в — восточная степь, III — полупустыня, IV а — северная пустыня, IV б — южная пустыня.

Впервые характеристика погоды с точки зрения формирования микроклимата по дефициту влаги была предложена Н. С. Чугай при характеристике его микроклимата лесонасаждений юго-востока Украины.

Таблица 1.

Краткие сведения о пунктах наблюдений

Название пунктов	Широта	Долгота	Средняя температура июля	Температура в июле в 13 час.	Дефицит влажности в июле в 13 час.	Осадки	
						июль	год
Иолотань . . . . .	37°18'	62°25'	28	36	47	0	140
Пашта-Арал . . . . .	40 50	68 30	27	35	39	5	270
Боз-Су . . . . .	41 20	69 17	27	32	34	5	360
Херсон . . . . .	46 38	32 34	23	27	23	40	340
Ершов . . . . .	51 20	48 17	23	27	24	25	300

Наш опыт показывает, что во всех случаях, когда формирование микроклимата определялось испарением и его интенсивностью, зависимость микроклиматических различий от дефицита влажности воздуха выражена достаточно четко. В качестве примера можно привести представленные на рис. 2 кривые связи между дефицитом влажности воздуха на высоте 1,5 м на метеорологической площадке и разностью температур воздуха на высоте 0,5 м по наблюдениям на хлопковом поле (Иолотань, август). В ряде случаев наблюдалось большое рассеяние точек, которое почти в каждом случае могло быть объяснено либо особенностями микроклимата поля перед и после полива, либо изменением состояния травостоя, либо, наконец, неустойчивыми особенностями погодных условий (например, скорость ветра). В ряде случаев анализ этого рассеяния позволял выявить новые особенности формирования микроклимата.

Переходя к рассмотрению имеющегося материала, мы прежде всего должны отметить, что в дневные часы в условиях оптимального орошения при сомкнутом интенсивно транспирирующем травостое вне зависимости от его видового состава различия температуры и влажности приземных слоев воздуха орошаемых полей и неорошаемых возрастает с увеличением сухости погоды, т. е. роста дефицита влажности воздуха (рис. 3 и 4). На рис. 3 дано изменение разности температур на орошенном и неорошенном участках на высоте 0,5 м в дневные часы в зависимости от дефицита влажности на неорошенном участке (на 1,5 м). На рис. 4 даны аналогичные разности дефицита влажности воздуха. Для построения этих графиков взяты данные тех промежутков времени, когда растительность

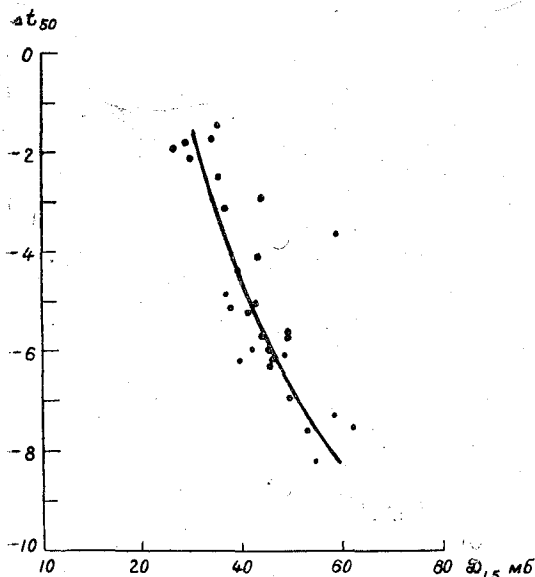


Рис. 2. Разности дневных температур воздуха на высоте 0,5 м орошаемых и неорошаемых участков при обильном орошении и сомкнутом интенсивно транспирирующем травостое в зависимости от дефицита влажности воздуха на высоте 1,5 м. Иолотань, 1951 г., август.

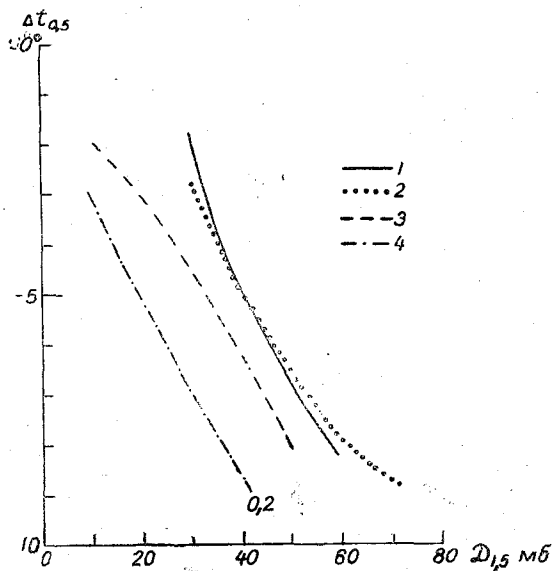


Рис. 3. Разности дневных температур воздуха на высоте 0,5 м орошаемых и неорошаемых участков при обильном орошении и сомкнутом интенсивно транспирирующем травостое в зависимости от дефицита влажности воздуха на высоте 1,5 м. 1 — Иолотань, VII — 1951 г. 2 — Пахта-Арал, VII — 1952 г. 3 — Ершов, VII — 1952 г. 4 — Каменная Степь, VII — 1951 г.

уже полностью сомкнулась, но еще не начала подсыхать, что обычно наблюдается при приближении к концу вегетации (восковая спелость у зерновых, раскрытие коробочек у хлопчатника). Высота травостоя колебалась от 0,7 до 1,1 м.

Данные Пахта-Арала и Иолотани почти полностью совпадают, но данные Ершова дают большие различия, особенно при малом дефиците. В общем, в Ершове наблюдается более равномерное уменьшение разностей по мере поднятия дефицита по сравнению с Пахта-Аралом и Иолотанью. Более резкое уменьшение разностей в указанных двух пунктах при дефиците влажности 30 мб, на наш взгляд объясняется тем, что в пустынных условиях Средней Азии такой дефицит влажности в дневные часы наблюдается лишь при адвекции холодного воздуха. В этих случаях более теплоемкие влажные почвы орошаемых полей в условиях ослабленного обмена, что обычно наблюдается в оазисах, естественно тормозят адвективное охлаждение, что и приводит к некоторому уменьшению отрицательных разностей. Вышеуказанное позволяет рассматривать расхождение кривых при более низких дефицитах, как реальное отражение особенности отдельных климатических зон. Существенно большие разности дает кривая Каменной Степи. Это объясняется тем, что данные Каменной Степи относятся к высоте не 0,5, а 0,2 м при росте травостоя до 1,1 м., кроме того, они охватывают лишь семидневный период

непосредственно после полива, в течение которого почва с поверхности была переувлажнена.

Поэтому при дальнейшем обобщении мы ограничились осреднением данных Иолотани, Пахта-Арала и Ершова.

Аналогичным способом были установлены зависимости от дефицита влажности воздуха, разности температуры и дефицита влажности на высоте 1,5 м и абсолютной влажности на тех же высотах.

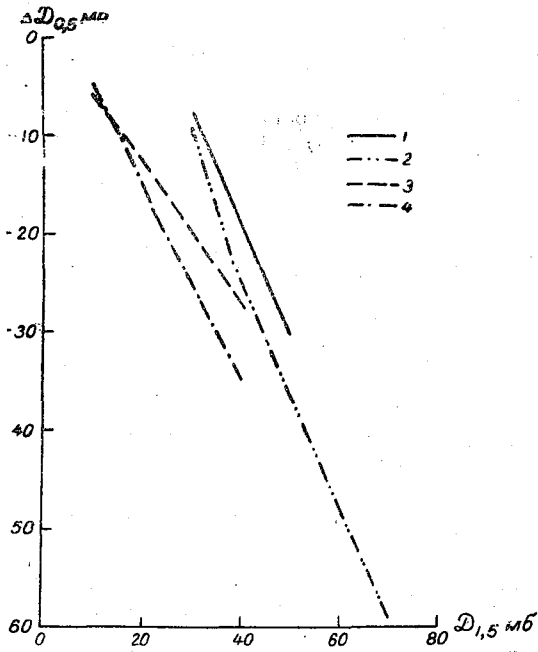


Рис. 4. Разности дневных дефицитов влажности воздуха на высоте 0,5 м орошаемых и неорошаемых участков при обильном орошении и сомкнутом интенсивно транспирующем травостое в зависимости от дефицита влажности воздуха на высоте 1,5 м (VII—VIII).

1 — Иолотань. 2 — Пахта-Арал, 3 — Ершов.  
4 — Каменная Степь.

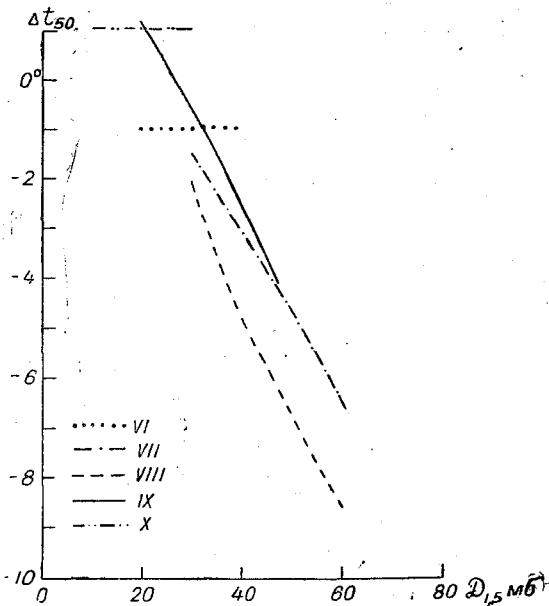


Рис. 5. Разности дневных температур воздуха на высоте 0,5 м орошаемого поля (хлопка) и метеорологической площадки по месяцам в зависимости от дефицита влажности воздуха на 1,5 м в отдельные месяцы. Иолотань, 1951 г.

В табл. 2 приводятся осредненные разности температуры и влажности воздуха (орошаемое поле — неорошаемое). Следует отметить, что в пустынных условиях в качестве неорошаемого участка использованы либо метеорологическая площадка (Иолотань), либо площадка микроклиматических наблюдений в естественных условиях (Пахта-Арал), так как в этих климатических условиях земледелие без орошения невозможно. В Ершове же для контроля использовалось поле с неорошаемой пшеницей.

Таблица 2

Разности температуры и влажности воздуха (орошаемое — неорошаемое) в 13 час. в зависимости от дефицита влажности воздуха, при сомкнутом интенсивно транспирующем травостое (высотой более 0,6 м)

Метеорологические элементы	Высота (в м)	Дефицит влажности (в мб) <sup>1</sup>						
		-2	-3	-3	-5	-7	-8	-9
Температура . . . . .	0,5	-2	-3	-3	-5	-7	-8	-9
	1,5	-1	-2	-2	-3	-4	-4	-5
Абсолютная влажность	0,5	3	5	10	10	15	25	30
	1,5	1	3	5	5	10	10	15
Дефицит влажности . .	0,5	-5	-10	-15	-25	-35	-50	-60
	1,5	-3	-5	-10	-15	-20	-25	-30

<sup>1</sup> На высоте 1,5 м на неорошаемом участке.

Данные табл. 2 свидетельствуют о резком снижении температуры и повышении влажности особенно на 0,5 м, т. е. в самом травостое орошаемых полей, по мере роста дефицита влажности воздуха на неорошенном участке. Параллельный дефициту рост испарения и транспирации все более снижает температуру воздуха, повышает абсолютную влажность, в результате чего особенно резко падает дефицит влажности воздуха. Особенности влияния характера травостоя на режим температуры и влажности приземных слоев воздуха можно проследить по данным Иолотани (для хлопкового поля) за отдельные месяцы, представленные на рис. 5. При этом следует учесть следующие сведения о сроках и нормах полива, высоте роста хлопка и фазах его развития.

Срок полива 20 марта	Нормы полива (в м <sup>3</sup> /га)	Высота роста (в см)
1 июня	525	17
19 "	850	22
15 июля	1100	40
21 "	1100	50
2 августа	1100	58
14 "	1100	58
22 "	1100	63

Посев был произведен 4 апреля. Массовые фазы развития (50%) наступили:

бутонизация — 23 мая  
цветение — 25 июня  
раскрытие коробки — 11 сентября

Состояние хлопка было отличное, урожай составил 58,4 ц/га.

Анализируя данные рис. 5 и сопоставляя их с вышеприведенными сведениями о поливах и состоянии культуры, мы приходим к следующим выводам. В начале (июнь) и в конце (октябрь) вегетации, когда различия температуры невелики, зависимость этих различий от дефицита влажности столь незначительна, что ее практически установить не удалось. Следует отметить, что если в июне на хлопковом поле все же температура несколько ниже ( $-1^{\circ}$ ), то в октябре имеется даже некоторая тенденция к повышению температуры, что вполне понятно, так как хлопчатник, созревая, резко сократил испарение, предварительно израсходовав влагу последнего полива (20 августа), уменьшение же обмена среди кустов хлопчатника способствует росту температуры.

В июле, когда хлопок еще не достиг высоты 0,5 м и еще полностью не сомкнулся при одном и том же дефиците, т. е. при аналогичных условиях испаряемости, разности температур на 1,5 м меньше, чем в августе. В сентябре разности вновь уменьшаются, но здесь оказывает влияние отсутствие поливов и общее подсыхание растительности в связи с созреванием и раскрытием коробочек. Данные табл. 3 позволяют сравнить разности июня и августа по всем элементам.

Таблица 3

Разности температуры и влажности воздуха на высоте 1,5 м (орошаемое хлопковое поле и метплощадка) в 13 час. в зависимости от дефицита влажности воздуха. Иолотань. Июнь и август, 1952 г.

Метеорологические элементы	Месяц	Дефицит влажности (в мб)							
		10	20	30	40	50	60	70	80
Температура воздуха	VI			0	0	-1			
	VIII			0	-2	-4			
Абсолютная влажность	VI				4				
	VIII			5	5	10			
Дефицит влажности	VI				4				
	VIII		-6	-11	-19	-24			



Таблица наглядно свидетельствует о большом различии в формировании микроклимата орошаемого поля в июне и августе, обусловленном не только, или вернее, не столько нормой полива (за 1 и 19 июня — 1375 м<sup>3</sup>/га, а за 2 и 14 августа — 2200 м<sup>3</sup>/га), сколько различием в характере травостоя, причем мы умышленно взяли высоту 1,5 м, существенно превышающую растительность как в июне, так и в августе месяце. Рисунок 6 позволяет проследить как при малом травостое (см. июнь) каждый полив вызывает увеличение разностей температур.

При мощном же травостое (август) полив не оказывает непосредственно такого заметного влияния на разности температуры. Это вполне понятно. При незначительном травостое большая доля расходов тепла на испарение приходится на испарение непосредственно с поверхности почвы, которое резко сокращается в ближайшие дни после полива, как только подсохнет поверхность почвы. При сомкнутом мощном травостое расходует тепло на испарение преимущественно сама растительность, которая имеет возможность использовать влагу слоя почвы значительной толщины и после того как поверхностные слои почвы высохли.

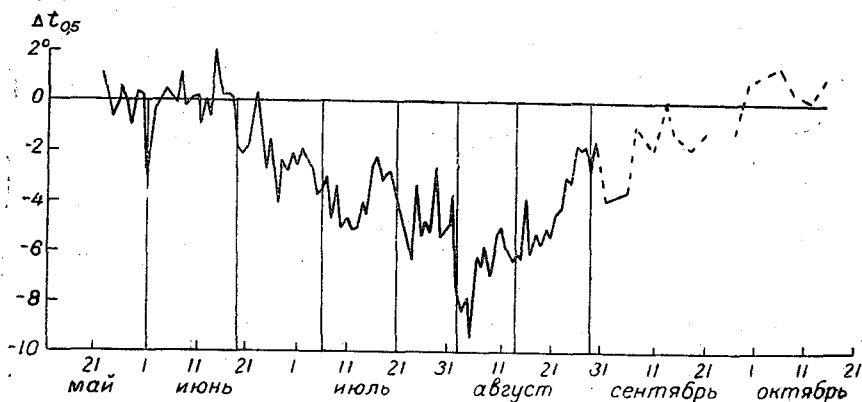


Рис. 6. Ход разностей температуры воздуха на высоте 0,5 м (орошаемое поле — неорошаемое). Иолотань, 1951 г.

Дни с поливом отмечены вертикальной чертой.

Переходим к рассмотрению изменения температуры по вертикали на орошаемых полях при тех же условиях интенсивно транспирирующего и сомкнутого травостоя. По данным Л. Н. Бабушкина, основанных на наблюдениях в Боз-Су, на люцерне (при исключении дней непосредственно после укоса) дневная инверсия температуры в нижнем 2-метровом слое наблюдалась в 70% всех ясных дней и 50% — пасмурных. Следует отметить, что эти данные относятся к периоду с апреля по октябрь. На хлопковом поле инверсия температур по Бабушкину не наблюдалась ранее начала цветения, т. е. ранее июля. Причем и в этот период вероятность инверсии не превышала в среднем 10—12% и лишь в отдельные годы доходила в августе до 40%.

Таблица 4  
Повторяемость инверсий температуры в 13 час.

Пункты	Год	Слой воздуха (в м)	Месяц					
			V	VI	VII	VIII	IX	X
Иолотань	1951	20—150	0	47	83	100	27	0
		50—150	11	31	90	100	36	0
Ершов	1952	20—150	—	100	86	—	—	—
		50—150	—	72	90	—	—	—

Наши данные свидетельствуют о большой повторяемости дневной инверсии на орошаемых полях.

Как видно из табл. 4 в Иолотани на хлопковом поле в августе во все дни наблюдалась инверсия температуры. В более ранние и более поздние месяцы процент дневных инверсий естественно уменьшается. Велик процент инверсии и на пшеничном поле Ершова. Такое расхождение наших данных с данными Бабушкина может быть объяснено не только менее мощным травостоем в Боз-Су, но и повреждением его в момент наблюдений, в результате ежедневных наблюдений, на что указывает и сам Бабушкин. Это дает основание считать наши данные более достоверными.

Особый интерес представляет суточный ход разностей температуры и влажности воздуха орошаемого и неорошаемого поля. Н. В. Смирнова показала, что в условиях Пахта-Арала при одном и том же дефиците влажности воздуха на

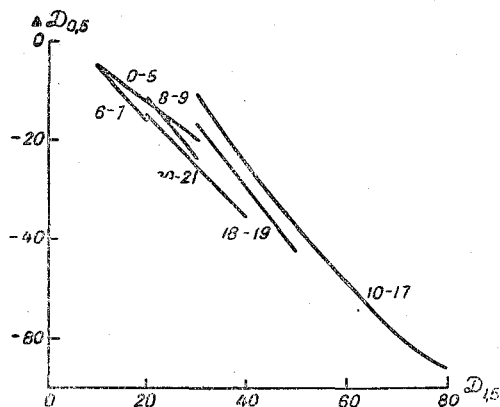


Рис. 7. Разности дефицита влажности воздуха на высоте 0,5 м (орошаемое поле — неорошаемое) в зависимости от дефицита влажности воздуха на высоте 1,5 м Пахта-Арал, VII — 1952 г.  
Цифрами даны часы.

уроченность максимума дефицита к послеполуденным часам (16—17 час. в Пахта-Арале) естественно ожидать, что максимальные различия в температуре и влажности орошаемых и неорошаемых полей будут смещены во вторую половину дня. Действительно в Пахта-Арале максимальные разности температуры на высоте 0,5 и 1,5 м наблюдаются в 18—19 час, а абсолютной влажности и дефицита — в 16—17 час.

В Ершове по данным на высоте 2 м (будка) температура воздуха в июле была на орошаемом поле ниже, чем на неорошаемом участке в 13 час. на  $-1,3^{\circ}$ , а в 19 час. на  $-2,0^{\circ}$ .

Суточный ход разностей представляет непосредственный практический интерес в связи с расчетом средней суточной разности температуры и дефицита влажности.

В табл. 5 приводятся средние суточные разности температуры и влажности воздуха для 10 дней июля в Пахта-Арале, рассчитанные за 10 сроков и за 4 срока, кроме того приводятся средние суточные разности, полученные, исходя из среднего суточного дефицита влажности и кривых, построенных по данным таблицы.

Как и следовало ожидать, расчет по кривым, построенным на основе 13-часовых данных, дает преуменьшение средних суточных разностей. Исходя из данных Пахта-Арала:  $\Delta_{\text{ср}} = 1,2 \Delta_{13}$  (при данном дефиците влажности).

Анализ данных Ершова по наблюдениям в будке у испарителя подтверждает, что максимум различий наблюдается во вторую половину дня. Средние суточные разности в Ершове за май и июнь того же порядка, что и в 13 час. ( $-0,6$ ), несмотря на значительно более низкий дефицит в среднем за сутки по сравнению с дефицитом в 13 час. (13 и 21 мб). Соответствующий пересчет дает то же

соотношение разностей средних суточных и 13-часовых температур, что и Пахта-Арал. Все это дает нам основание использовать коэффициент 1,2 для расчета средних суточных разностей.

Таблица 5

Средние суточные разности температуры и дефицита влажности воздуха. Пахта-Арал. Июль, 1952 г.

	Разности температуры		Разности дефицита влажности	
	Высота (в м)			
	0,5	1,5	0,5	1,5
Из 10 сроков . . .	-4,9	-3,2	-23,6	-14,9
Из 4 сроков . . .	-4,7	-3,1	-21,6	-14,8
По кривой . . .	-4,0	-2,5	-20	-12

Примечание. Средний суточный дефицит 33,5 мб.

Следует отметить, что климатологические данные по оазисам Средней Азии, [3], приведенные к широте 42°, дают еще более резкое увеличение разностей температур в среднем за сутки по сравнению с 13-часовыми разностями. По данным этих станций при одном и том же дефиците влажности в 13 час., разности вдвое меньше средних суточных.

Указанную особенность можно объяснить тем, что метеорологические площадки, к которым относятся рассматриваемые разности, сами не орошались и потому в околополуденные часы при интенсивном вертикальном обмене они приближались к пустынным. По мере же ослабления вертикального обмена ведущая роль переходила к горизонтальному переносу. Охлажденный и влажный воздух, окружающий метеорологическую станцию орошаемых полей, заливал и метеорологическую площадку.

Все вышеизложенное относилось к обильно орошаемым полям с сомкнутым и интенсивно испаряющим травостоем.

Рассмотрение данных Йолотани по отдельным месяцам показало, что даже при частых поливах, но без достаточно развитого травостоя различия в температуре и влажности воздуха орошаемого поля и неорошаемого резко уменьшаются.

Еще меньше они на полях с ограниченным орошением, примером чему могут служить данные Херсонской агрометстанции (табл. 6).

Таблица 6

Разности температуры и влажности воздуха в 13 час. (орошаемое поле — неорошаемое) в зависимости от дефицита влажности воздуха. Херсон. Август, 1951, 1952 г.

Метеорологические элементы	Дефицит влажности (в мб)			
	10	20	30	40
Температура на высоте 0,5 м	1	0	-1	-2
Дефицит влажности на высоте 0,5 м . . . . .	2	0	-3	-5

В Херсоне микроклиматические наблюдения проводились на орошаемом и неорошаемом хлопковых полях. В 1951 г. на орошаемом поле было 3 полива, в 1952 г. — 2 полива. В 1951 г. урожай хлопка на неорошаемом поле был 8 ц/га, а на орошаемом 18 ц/га.

Несмотря на существенное, более чем в два раза увеличение урожая, и следовательно, достаточную с этой точки зрения эффективность полива, температура

и влажность воздуха на орошаемом поле мало отличались от неорошаемого. При малом дефиците (10 мб) на орошаемом поле было даже несколько теплее, что можно объяснить ослабленным обменом среди более густого хлопчатника. При 40 мб вместо разности температуры  $-5^{\circ}$  здесь наблюдалась всего лишь  $-2^{\circ}$ .

При среднем для юга Украины дефиците влажности воздуха 20 мб, разности и температуры воздуха и дефицита влаги в среднем близки к нулю. Лишь непосредственно после полива наблюдается некоторое снижение температуры, которое сопровождается иногда инверсией температуры. Повторяемость инверсий в августе на орошаемом поле в Херсоне не превышает 10—20%. Отсутствие сколько-нибудь значительного снижения температуры на орошаемом поле в Херсоне имеет большое практическое значение, так как на юге Украины снижение температуры не только не благоприятствует, но, наоборот, вредит развитию теплолюбивых сельскохозяйственных культур, подобных хлопчатнику. Данные Херсона свидетельствуют, что при соответствующем нормировании поливов, сколько-нибудь существенного снижения температуры можно избежать.

Переходим к рассмотрению термического режима почвы орошаемых полей. Предварительно необходимо остановиться на данных, используемых в качестве контроля. Как уже указывалось, в пустынных условиях данные орошаемых полей сравнивались с метеорологической площадкой или участком микроклиматических наблюдений с естественным для пустынных условий характером почвенного и растительного покрова. В степных же условиях контролем явились сельскохозяйственные поля с той же культурой, но без орошения.

Это различие в контроле не сказалось сколько-нибудь существенно на сравнительной оценке температуры и влажности воздуха. Хуже обстоит дело с температурой почвы, поскольку почвенные термометры Савинова устанавливаются на метеорологической станции на черном пару. Поэтому для облегчения сравнения разности температуры почвы по Ершову были пересчитаны (температура оголенной почвы определялась по методу Е. П. Архиповой) [1].

Таблица 7

Разности температуры поверхности почвы (орошаемое поле — неорошаемый оголенный участок)

Пункты	Месяц	Дефицит влажности (в мб)					
		20	30	40	50	60	70
Иолотань (хлопок) . . .	VIII	—	24	27	32	36	—
Пахта-Арал (хлопок) . . .	VII	—	23	26	29	33	35
Ершов (ветвистая пшеница)	VII	19	24	28	32	35	38
Среднее . . . . .		20	25	25	30	35	35

Как мы видим из табл. 7, орошение существенно снижает температуру поверхности почвы. Это снижение частично определяется высокими расходами тепла на испарение, а частично затенением почвы растительностью. О большой роли последнего фактора свидетельствует значительно, почти вдвое, меньшее различие между температурой поверхности почвы над орошаемой и неорошаемой пшенице, которая всё же в известной мере затеняет почву. По данным Ершова это различие порядка 10—15°.

Для характеристики влияния орошения на температуру почвы в табл. 8 приводятся разности температуры почвы на глубине 20 см.

Увязка разностей температуры и влажности воздуха на орошаемых полях по сравнению с неорошаемыми позволяет в первом приближении оценить географическое распределение этих разностей.

В табл. 9 приводится характеристика микроклимата орошаемых полей (в отклонениях от неорошаемых для полуденных часов июля и августа при обильном

орошении и сомкнутом интенсивно транспирирующем травостое для засушливых зон СССР).

При составлении этой таблицы были определены по данным климатических справочников значения дефицита влажности воздуха для 13 час. в каждой из зон,

Таблица 8

Разности средних декадных температур почвы (орошаемое поле с растительностью — неорошенный оголенный участок) на глубине 20 см

Пункт	Дефицит влажности (в мб)					
	10	20	30	40	50	60
Иолотань . . . . .			-5	-6	-8	
Ершов . . . . .	-2	-4	-7	-9	-	
Пахта-Арал . . . . .					-8	
Среднее . . . . .	-2	-4	-5	-7	-8	

причем степная и пустынная зоны были дополнительно разделены на районы, согласно прилагаемой карте. Разности температур и влажности определялись по дефициту влажности и кривым связи, построенным по данным табл. 2.

Таблица 9

Изменение метеорологического режима в июле — августе на обильно орошаемых полях с сомкнутым интенсивно транспирирующим травостоем по сравнению с неорошаемым в различных географических зонах

Зона	Разности в 13 час.									Средние суточные разности					
	$D^1$	температура воздуха		абсолютная влажность		дефицит влажности		число дней с $\Delta t \geq 5^\circ$ $\Delta \theta \geq 25$ мб	температура поверхности почвы	$D_{ср.}^1$	температура воздуха		дефицит влажности		температура почвы на глубине 20 см
		высота (в м)									высота (в м)				
		0,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5				0,5	1,5	0,5	1,5	
Лесостепь . . . . .	12—15	-2	-1	3	1	-5	-3	3	-15	8—10	-2	-1	-5	-3	-3
Степь северо-западная . . . . .	15—20	-3	-2	5	2	-10	-5	4	-20	10—13	-2	-1	-5	-5	-3
Южная . . . . .	20	-3	-2	5	3	-10	-5	8	-20	13	-3	-1	-5	-5	-4
Восточная . . . . .	20—25	-3	-2	5	3	-10	-5	12	-20	13—15	-3	-2	-10	-5	-5
Полупустыня . . . . .	25—30	-3	-2	10	5	-15	-10	15	-25	15—20	-3	-2	-10	-5	-6
Пустыня северная . . . . .	30—40	-4	-3	10	5	-20	-15		-25	20—25	-4	-2	-15	-10	-7
Южная . . . . .	40—50	-6	-4	15	10	-20	-20		-30	25—35	-5	-3	-20	-10	-8

Для расчета числа дней (в процентах) со снижением температуры более чем на  $5^\circ$  и увеличением дефицита влажности более чем на 25 мб были использованы данные о повторяемости очень интенсивных суховеев, под которыми понимаются дни с дефицитом влажности более 40 мб; при этом дефиците должны наблюдаться указанные в таблице разности температуры и дефицита.

Таблица 9 свидетельствует, что изменение микроклимата сельскохозяйственных полей под влиянием обильного орошения значительное даже в условиях лесостепи,

$^1 D$  — дефицит влажности воздуха на высоте 1,5 м на неорошаемом участке.

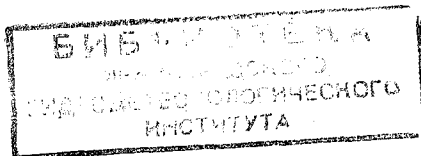
существенно возрастает по мере увеличения засушливости климата. Необходимо подчеркнуть, что такие различия возможны только на обильно орошаемых полях при наличии сомкнутого интенсивно транспирирующего травостоя.

Уменьшение разностей температуры при малых дефицитах влажности воздуха, а также при холодных адвекциях заслуживает особого внимания при оценке особенностей микроклимата орошаемых полей во время заморозков. Весь имеющийся в нашем распоряжении материал подтверждает ранее уже отмеченный факт уменьшения морозоопасности на орошаемых полях.

Все изложенное свидетельствует, что орошение является мощным фактором формирования микроклимата сельскохозяйственных полей и, что не менее важно, достаточно легко поддается регулировке агротехническими мероприятиями и в первую очередь нормами орошения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. П. Метод косвенного определения температуры поверхности оголенной почвы. Труды ГГО, вып. 30 (92), 1951.
2. Бабушкин Л. Н. О температуре и влажности воздуха среди хлопчатника и люцерны в условиях орошаемого хозяйства Узбекистана. Труды ГГО, вып. 7 (8), 1952.
3. Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 30 (92), 1951.



## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
О. А. Дроздов. Данные по влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии	3
А. Ю. Брегина. Оценка скоростей переноса воздушных масс над Европейской территорией СССР по данным карт барической топографии	17
Е. В. Воробьева и В. Б. Згурко. Вероятность выпадения осадков в зависимости от синоптических условий, температуры и влажности воздуха в теплое полугодие на юге Европейской территории СССР	27
А. С. Григорьева. Некоторые особенности влагооборота на юге Европейской территории СССР в различные годы	36
И. А. Береснева и Л. П. Данилова. Влияние возвышенностей равнины на осадки и влагооборот	44
Е. П. Архипова. Карты температуры поверхности оголенной почвы	55
С. А. Сапожникова. Микроклимат орошаемых полей (температура и влажность воздуха, температура почвы)	60

Редактор *И. Г. Максимова.*

Техн. редактор *А. А. Соловейчик.*

Корректор *М. П. Бушева.*

Сдано в набор 29/VII 1954 г.

Подписано к печати 15/XI 1954 г.

Бумага 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 2,25

Печ. л. 6,16.

Уч.-изд. л. 6,48.

Тираж 900 экз.

М-56071.

Индекс МЛ-127.

Гидрометеонздат, г. Ленинград, В. О., 2-я линия, д. 23.

Зак. № 653.

Цена 4 р. 55 к.

2-я типо-литография Гидрометеонздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

**ИМЕЕТСЯ НА СКЛАДЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА**

**ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. А. И. ВОЕЙКОВА**

- Вып. 14 (76). **Актинометрия.** Под ред. Н. Н. Калитина 1929. 88 стр. Ц. 7 р. 20 к.
- Вып. 16 (78). **Вопросы атмосферной турбулентности.** Под ред. Е. С. Ляпина и М. И. Юдина. 1949. 143 стр. Ц. 8 р. 80 к.
- Вып. 18 (80). **Тепловой баланс.** Под ред. М. И. Будыко. 1949. 86 стр. Ц. 6 р. 40 к.
- Вып. 19 (81). **Сборник, посвященный столетнему юбилею Обсерватории.** Под ред. В. П. Пастуха и др. 1950. 316 стр. Ц. 15 р. 20 к.
- Вып. 22 (84). **Физика приземного слоя воздуха.** Под ред. Д. Л. Лайхмана. 1950. 58 стр. Ц. 3 р. 50 к.
- Вып. 29 (91). **Вопросы сельскохозяйственной метеорологии.** Под ред. М. И. Юдина. 1952. 184 стр. Ц. 12 р.
- Вып. 35 (97). **Вопросы атмосферного электричества.** Под ред. П. Н. Тверского и И. М. Имянитова. 1952. 63 стр. Ц. 4 р. 40 к.
- Вып. 38 (100). **Сборник статей.** Под ред. М. П. Тимофеева. 1953. 76 стр. Ц. 4 р. 95 к.
- Вып. 42 (104). **Атмосферная оптика.** Под ред. П. В. Стороженко. 1953. 96 стр. Ц. 6 р. 90 к.
- Вып. 44 (106). **Вопросы сельскохозяйственной и лесной климатологии.** Под ред. И. А. Гольцберг. 1954. 123 стр. Ц. 8 р. 35 к.
- Вып. 47 (109). **Вопросы аэрологии и физики облаков.** Под ред. В. Я. Никандрова и Е. С. Селезневой. 1954. 120 стр. Ц. 7 р. 80 к.
- Вып. 48 (110). **Вопросы тепло- и влагообмена.** Под ред. М. И. Юдина. 1954. 140 стр. Ц. 10 р. 10 к.