

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
778

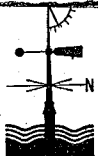
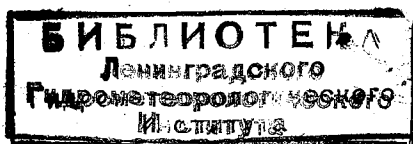
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ
ИМ. А. И. ВОЕЙКОВА

Т Р У Д Ы
ВЫПУСК 214

МЕТОДИКА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ
И ОБРАБОТКИ

Под редакцией
канд. геогр. наук
Т. А. ОГНЕВОЙ

707.012



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1967

В сборнике помещены работы, посвященные методике метеорологических и теплобалансовых наблюдений и их обработки. Приводятся данные по обоснованию возможностей контроля метеорологических элементов с помощью электронных вычислительных машин, рассматриваются связи метеорологических характеристик при наблюдениях за 4 и 8 сроков, уточняется методика теплобалансовых расчетов и др.

Сборник рассчитан на метеорологов, климатологов, агрометеорологов и гидрологов, работающих в научных учреждениях в области изучения теплового и водного баланса, а также на работников управлений Гидрометслужбы и гидрометеорологических станций.

КОНТРОЛЬ ПОЛЕЙ СРЕДНЕГО МЕСЯЧНОГО ДАВЛЕНИЯ И СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ У ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ УРАЛ-4

В статье исследуется вопрос о возможности использования метода объективного анализа для контроля метеорологической информации.

Значения метеорологических элементов, получаемые с сети станций, не бывают абсолютно точными. Наряду с небольшими погрешностями, сопутствующими любым данным измерений, встречаются довольно большие по величине ошибки, которые могут существенно снизить качество получаемой информации. Эти грубые ошибки могут быть вызваны целым рядом причин: неисправностью приборов, погрешностями наблюдений и первичной обработки, искажениями при передаче (если данные получены от автоматических станций) и др.

При контроле метеорологических данных специалистами-метеорологами основным методом является сопоставление величин метеорологических элементов и их хода от срока к сроку наблюдений с соответствующими данными окружающих станций. При такой методике отбраковка данных, естественно, не является ни быстрой, ни объективной.

Автоматизация исключения грубых ошибок имеет то преимущество, что она использует объективные критерии, которые позволяют сделать однозначное заключение о достоверности или ошибочности значений метеорологических элементов.

Значительные возможности для разработки таких критериев представляет метод объективного анализа полей.

При автоматическом объективном анализе приземных данных основным средством выявления грубых ошибок следует считать контроль согласованности по горизонтали. Как указано в [1], для этого достаточно выполнить оптимальную интерполяцию анализируемого элемента на проверяемую станцию по данным определенного количества окружающих станций. Большие расхождения между исходным и интерполированным значениями в этом случае будут служить признаком сомнительности первого. Однако, поскольку может оказаться, что одно и то же значение указанной разности при редкой сети станций явится следствием ошибок интерполяции, а при густой сети показателем ошибочности данных, целесообразно сопоставлять полученное расхождение со средней квадратической ошибкой интерполяции рассматриваемого элемента $\sqrt{E}$. Следует отметить, что сомнительными можно считать данные только тех станций, для которых расхождения в несколько раз превосходят величину $\sqrt{E}$, так как большие расхождения могут быть обусловлены не только ошибочностью данных, но и особенностями поля анализируемого элемента.

На основании изложенных выше соображений был проделан опыт применения методики объективного анализа для контроля полей средней месячной температуры и среднего месячного давления у земли с помощью электронной вычислительной машины (ЭВМ) Урал-4.

Для того чтобы произвести объективный анализ метеорологических полей, необходимо, во-первых, иметь сведения о статистической структуре исследуемых полей, во-вторых, выбрать наименее трудоемкий, но достаточно точный способ интерполяции. Сведения по статистической макроструктуре рассматриваемых полей были получены ранее на сравнительно большом эмпирическом материале с помощью ЭВМ большого быстродействия. Что касается способа интерполяции, то целесообразнее не задаваться заранее какой-либо интерполяционной формулой, а определять ее из такого условия, чтобы ошибка интерполяции была минимальной по сравнению с ее значениями при использовании других формул.

Исследуем теоретическим путем без выполнения интерполяции на конкретном материале линейную и оптимальную интерполяцию, поскольку оба указанных способа являются линейными относительно наблюдаемых значений.

В случае интерполяции на центр правильного треугольника можно воспользоваться формулами, полученными в работах [1] и [2]. Для линейной интерполяции

$$E_{\text{лин}} = b_f \left(\frac{l}{\sqrt{3}} \right) - \frac{1}{3} b_f(l) + \frac{1}{3} \sigma^2, \quad (1)$$

для оптимальной интерполяции

$$E_{\text{опт}} = m_f(0) \left[1 - \frac{3\mu^2 \left(\frac{l}{\sqrt{3}} \right)}{1 + \frac{\sigma^2}{m_f(0)} + 2\mu(l)} \right], \quad (2)$$

где b_f — структурная функция элемента, l — сторона треугольника, $m_f(0)$ — дисперсия элемента, σ^2 — средняя квадратическая случайная ошибка наблюдений, μ — нормированная корреляционная функция. Результаты расчета ошибок интерполяции по формулам (1) и (2) представлены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1
Ошибки интерполяции на центр правильного треугольника.
Давление, уровень моря

l км	Январь		Июнь	
	$E_{\text{лин}}$	$E_{\text{опт}}$	$E_{\text{лин}}$	$E_{\text{опт}}$
200	0,1911	0,1902	0,0280	0,0280
300	0,3129	0,3091	0,0444	0,0442
400	0,3834	0,3823	0,0677	0,0655
500	0,4189	0,4116	0,0928	0,0913
1000	0,8500	0,8450	0,3088	0,2908
1500	1,2363	1,2320	0,6931	0,6276

Если не учитывать влияния случайных ошибок, то различие за счет использования оптимальной и линейной интерполяции сведется к специальному подбору весов при оптимальной интерполяции. Для рассматриваемого здесь случая интерполяции на середину треугольника это различие приведет к тому, что сумма весов не будет равна единице.

Для расстояний около 500 км (с которыми мы имеем дело при интерполяции) автокорреляционный коэффициент мало отличается от единицы, поэтому оптимальная интерполяция даст только то преимущество, что позволит учесть влияние ошибок наблюдений. Но поскольку известно, что неучет их в процессе интерполяции может привести к значительному изменению весов и неоправданному увеличению ошибки интерполяции $\sqrt{E}$, представляется полезным рассмотреть характер влияния случайных ошибок наблюдения на оптимальную и линейную интерполяцию.

В табл. 2 приводятся результаты расчета меры ошибки интерполяции по данным об автокорреляционной функции для средней месячной температуры при разных значениях меры ошибки наблюдений η . Рас-

Таблица 2

**Меры ошибки интерполяции средней месячной температуры
при разных мерах ошибок наблюдений ($\eta=0,01; 0,02; 0,10$)**

l км	$\epsilon_{\text{опт}}$			$\epsilon_{\text{лин}}$		
	0,01	0,02	0,10	0,01	0,02	0,10
Январь						
200	0,0128	0,0175	0,0554	0,0127	0,0177	0,0577
500	0,0243	0,0292	0,0686	0,0244	0,0294	0,0691
1000	0,0446	0,0494	0,0871	0,0448	0,0495	0,0895
Июнь						
200	0,0108	0,0207	0,0539	0,0108	0,0258	0,0558
500	0,0318	0,0370	0,0752	0,0310	0,0380	0,0760
1000	0,0971	0,1064	0,1437	0,0988	0,1068	0,1438

считывался случай интерполяции по двум точкам на середину отрезка при одинаковой точности наблюдений во всех точках. Меры ошибок интерполяции определялись по формулам:

$$\epsilon_{\text{опт}} = 1 - 2P_{\mu} \left(\frac{l}{2} \right); \quad (3)$$

$$\epsilon_{\text{лин}} = \frac{3}{2} - 2P_{\mu} \left(\frac{l}{2} \right) + \frac{1}{2} P_{\mu} \left(\frac{l}{2} \right) + \frac{1}{2} \eta, \quad (4)$$

где P — интерполяционный вес, l — длина отрезка.

Данные табл. 2 показывают, что меры ошибки линейной и оптимальной интерполяции с ростом меры ошибки наблюдений возрастают.

Исследовался также вопрос о том, какое влияние окажет привлечение данных соседних точек на значения меры ошибки интерполяции. Если предположить, что во всех трех точках, расположенных на равных расстояниях вдоль прямой, значения меры случайных ошибок наблюде-

ний одинаковы, то, согласно [3] и применительно к оптимальной интерполяции на центральную точку, мера ошибки

$$\varepsilon = 1 - P_0 - 2P_1\eta(l), \quad (5)$$

где P_0 — вес центральной точки, P_1 — вес крайних точек.

Двумерным аналогом этого примера является система из 7 точек — одной центральной и шести, расположенных вокруг нее на окружности радиусом l . Результаты расчета для трех значений l и η приводятся в табл. 3.

Таблица 3
Веса и меры ошибки интерполяции средней месячной температуры при разных мерах ошибок наблюдений ($\eta = 0,01; 0,02; 0,10$)

l км	P_0			P_1			ε		
	0,01	0,02	0,10	0,01	0,02	0,10	0,01	0,02	0,10

Январь

Одномерный случай

200	0,8360	0,5655	0,4800	0,0812	0,2151	0,2472	0,0082	0,0111	0,0334
500	0,9215	0,7119	0,6101	0,0390	0,1422	0,1851	0,0080	0,0147	0,0341
1000	0,9266	0,8164	0,6248	0,0363	0,0906	0,1777	0,0093	0,0162	0,0468

Двумерный случай

200	0,5808	0,4368	0,2288	0,0698	0,0939	0,1278	0,0070	0,0087	0,0165
500	0,7598	0,6247	0,3178	0,0403	0,0628	0,1128	0,0078	0,0131	0,0317
1000	0,8597	0,7591	0,4336	0,0236	0,0408	0,0944	0,0092	0,0151	0,0431

Июнь

Одномерный случай

200	0,6914	0,4211	0,3988	0,1567	0,2116	0,2904	0,0056	0,0120	0,0397
500	0,9065	0,1633	0,5897	0,0486	0,0851	0,2035	0,0096	0,0164	0,0590
1000	0,9724	0,0529	0,7987	0,0139	0,0264	0,0949	0,0098	0,0191	0,0798

Двумерный случай

200	0,5862	0,4430	0,2280	0,0705	0,0944	0,1292	0,0048	0,0094	0,0226
500	0,8662	0,7694	0,4508	0,0240	0,0416	0,0973	0,0085	0,0152	0,0453
1000	0,9700	0,9419	0,7723	0,0052	0,0104	0,0391	0,0096	0,0180	0,0775

Анализ значений меры ошибки показывает, что за счет привлечения дополнительных точек можно добиться существенно меньшей ошибки интерполированного значения, даже когда эти точки расположены на большом расстоянии от центральной точки. Однако следует отметить, что, помимо точности достигаемых результатов, различные методы интерполяции отличаются степенью трудоемкости вычислений, т. е. количеством необходимого машинного времени. Поскольку метод оптимальной интерполяции не дает существенного выигрыша в точности, даже при больших значениях меры случайной ошибки наблюдений η , то для экономии машинного времени целесообразнее пользоваться методом взвешенного среднего по шести точкам.

Для практической реализации этого метода была составлена программа для ЭВМ Урал-4, которая позволяет производить объективный анализ средних месячных данных метеорологических полей для 60 станций, если для каждой станции известны: координаты, норма исследуемого элемента, значение метеорологического элемента, значение корреляционной функции, среднее по площади значение дисперсии

$$m_f(0) = \overline{f'^2}, \quad (6)$$

где $\overline{f'^2}$ — среднее квадратическое отклонение элемента от нормы.

Первым этапом при проведении объективного анализа на машине является поиск влияющих станций. Этот поиск производится по принципу выявления станций, ближайших к рассматриваемой, до тех пор, пока не будет отобрано n станций; для нашей программы $n=6$. Из машинной памяти извлекаются и выдаются на печать расстояния до каждой из отобранных станций, ее координаты и значения отклонений от нормы анализируемого элемента f' . Затем, по координатам отобранных влияющих станций вычисляются интерполяционные веса P_i с помощью формулы, любезно предоставленной нам Р. Л. Каганом

$$P_i = \frac{x_i S_1 - y_i S_2 + S_3}{l_1 S_1 - l_2 S_2 + 6 S_3}, \quad (7)$$

где

$$\begin{aligned} x_i &= \varphi_i - \varphi_0; \\ y_i &= (\psi_i - \psi_0) \cos \frac{\varphi_i + \varphi_0}{2}; \\ S_1 &= l_3 l_2 - l_1 l_5 = \sum_{i=1}^n x_i y_i \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i^2; \\ S_2 &= l_4 l_2 - l_1 l_3 = \sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n x_i y_i; \\ S_3 &= l_4 l_5 - l_3^2 = \sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i y_i \right)^2. \end{aligned}$$

Собственно интерполяция состоит в составлении линейной комбинации отклонений от норм во влияющих точках:

$$\tilde{f}'_0 = \sum_{i=1}^n P_i f'_i, \quad (8)$$

где $\tilde{f}'_0$ — интерполированное значение отклонения элемента от нормы. Прибавляя к вычисленной таким образом величине $\tilde{f}'_0$ значение нормы в данной точке N , получаем интерполированное значение анализируемого элемента, т. е.

$$\tilde{f}_0 = \tilde{f}'_0 + N. \quad (9)$$

Одновременно для всех станций вычисляются и выдаются на печать значения теоретической ошибки интерполяции $\sqrt{E}$ рассматриваемого элемента на данную станцию

$$\sqrt{E} = \sqrt{\varepsilon \overline{f'^2}},$$

где ϵ — мера ошибки интерполяции, вычисленная по формуле

$$\epsilon = 1 - 2 \sum_{i=1}^n P_i p_{0i} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n P_i P_j p_{ij}. \quad (10)$$

Вычисляется также отношение $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}} = \frac{\tilde{f}' - f'}{\sqrt{E}}$. Здесь Δf — разность между проинтерполированным и исходным значениями рассматриваемого элемента.

Указанная программа может после незначительных добавлений служить и оперативной программой контроля не только полей давления и температуры, а еще целого ряда метеорологических элементов у земли. Для этого необходимо сравнить поочередно найденные отношения $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ с заранее заданным числом K . Если $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ менее числа K , то

Таблица 4

Величины ошибок сопоставления и ошибок интерполяции по данным редкой сети. Давление, уровень моря, 1937 г.

№ станции	Станция	$\sqrt{E}$	Δ	Среднее расстояние
1	Вентспилс	0,42	—0,2	399
4	Рига	0,38	0,0	311
10	Вилсанди	0,51	—0,6	294
13	Николаевское	0,46	0,0	221
14	Ленинград	0,39	0,4	257
15	Торопец	0,42	0,4	230
19	Веребье	0,30	0,1	178
20	Рославль	0,73	0,8	373
21	Свирица	0,42	—0,2	248
22	Валдай	0,26	—0,3	189
24	Вышний Волочек	0,42	0,1	230
26	Пудож	0,62	0,2	373
27	Москва	0,51	0,1	305
28	Волово	0,69	0,1	410
36	Иваново	0,46	0,2	295
39	Шенкурск	0,56	0,1	327
40	Тотьма	0,44	0,7	271
41	Кинешма	0,46	0,4	276
44	Лукоянов	0,76	1,1	392
45	Великий Устюг	0,39	0,0	260
47	Яренск	0,60	0,4	340
48	Яранск	0,55	0,0	327
53	Кирсинский Завод	0,54	0,0	319
54	Глазов	0,37	0,3	338
55	Троицко-Печорское	1,14	—0,2	547
56	Сарапул	0,71	0,1	459
59	Никольск	0,45	0,4	259

данные на станции следует считать правильными, если отношение превосходит K , то данные соответствующей станции надо исключить из анализа и заново произвести интерполяцию на те станции, для которых исключенная была влияющей. Однако внести такие добавления в программу невозможно до тех пор, пока на основании численных опытов не будет определено число K . Для определения K по описанной выше программе был выполнен целый ряд расчетов для полей среднего месячного давления на уровне моря и средней месячной температуры у земли за февраль и август по станциям ЕТС, для которых ранее считалась корреляционная структура. Анализ полученных результатов показал, что изменчивость значений $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ от станции к станции и от года к году очень велика и не

позволяет найти единый критерий отбраковки для всех рассматриваемых станций. Возникает вопрос о том, возможно ли вообще исключение грубых ошибок в приземных данных при такой редкой сети. С этой целью проинтерполированное значение для каждой станции сопоставлялось со значением, наблюдавшимся на станции, на которую производилась интерполяция; таким образом была определена для каждого случая ошибка сопоставления Δ . Результаты вычисления Δ для поля среднего месячного давления на уровне моря за 1937 г. приведены в табл. 4. Они позволяют сделать вывод о том, что интерполяция с помощью взвешенного среднего может служить средством выявления грубых ошибок в приземных данных. Действительно, максимальная ошибка сопоставления Δ превышает 0,5 мб (допуск установленный для ручного контроля) только в отдельных случаях.

Причина столь низкой точности интерполяции в указанных случаях заключается в том, что для интерполяции в отдельных случаях привлекаются станции, расположенные на расстоянии до 689 км. Кроме того, влияющие станции окружают станцию, на которую производится интерполяции, не всегда со всех сторон, т. е. фактически интерполяция иногда подменяется экстраполяцией. В таких случаях, как видно из табл. 4, при близких средних расстояниях до влияющих станций, ошибка сопоставления больше там, где больше ошибка интерполяции. Если исключить такие станции из рассмотрения, то даже при больших средних расстояниях до влияющих станций, предложенная методика позволяет выявить грубые ошибки в данных среднего месячного давления на уровне моря.

Для проверки высказанного предположения были выбраны две независимые при интерполяции станции, данные наблюдений на которых искусственно искажались на 0,5, 1 и 2 мб. Рассчитанные для этих станций данные приведены в табл. 5.

Таблица 5

Изменение отношения $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ при искажении исходных данных на 0,5, 1 и 2 мб.
Давление, январь 1937 г.

Номер станции	Станция	Среднее расстояние, км	$\sqrt{E}$	$\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$	$\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ при ошибке			Приращение $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ при		
					0,5 мб	1 мб	2 мб	0,5 мб	1 мб	2 мб
15	Торопец	230,77	0,42	0,88	2,08	3,28	5,67	1,20	2,30	4,78
59	Никольск	258,84	0,45	0,67	1,79	2,90	5,13	1,12	2,23	4,46

Таблица 6

Ошибка сопоставления для густой сети

№ станции	Станция	H_0 м	Среднее расстояние до ближайшей станции, км	Давление		Температура		
				$\sqrt{E}$	ошибка сопоставления	$\sqrt{E}$	ошибка сопоставления	
							1961 г.	1963 г.
					1961 г.		1962 г.	1963 г.
1	Белогорка	90,9	72	0,22	-0,5	0,12	-0,5	0,9
2	Боровичи	91,8	95	0,22	-0,3	0,14	-0,3	1,3
3	Будогощь	53,7	88	0,22	0,2	0,12	0,1	1,2
4	Валдай	196,4	111	0,29	0,4	0,13	-0,5	1,1
5	Веребье	114,7	89	0,23	0,3	0,11	0,1	1,4
6	Виницы	94,0	98	0,22	-0,1	0,16	-0,7	1,8
7	Вознесенье	37,2	141	0,32	0,1	0,15	-0,4	2,3
8	Волосово	128,5	70	0,19	-0,4	0,12	-0,2	1,2
9	Волхов	32,5	68	0,19	0,4	0,43	0,9	1,6
10	Выборг	16,1	133	0,68	-1,3	0,11	-0,3	0,8
11	Гдов	37,1	124	0,31	-0,3	0,09	0,1	0,3
12	Дно	70,6	117	0,26	-0,0	0,13	-0,1	1,2
13	Кингисепп	19,2	90	0,24	0,3	0,12	-0,5	1,3
14	Ленинград	3,8	59	0,15	-0,0	0,12	-0,4	1,3
15	Лодейное поле	23,3	87	0,25	0,1	0,15	-0,6	0,9
16	Ломоносов	4,2	61	0,21	-0,3	0,08	-0,1	1,2
17	Николаевское	90,5	96	0,25	0,1	0,12	-0,3	1,3
18	Новая Ладога	8,7	69	0,19	0,1	0,11	-0,4	0,6
19	Новгород	25,0	93	0,22	-0,0	0,14	-0,6	1,5
20	Ожоны	144,9	141	0,40	0,3	0,14	-0,2	1,2
21	Петрокрепость	11,0	63	0,20	-0,1	0,10	0,1	0,9
22	Псков	44,5	145	0,35	0,2	0,18	-0,6	1,1
23	Свирица	8,3	76	0,21	-0,3	0,11	-0,1	1,1
24	Старая Русса	24,9	105	0,24	-0,1	0,12	-0,3	1,2
25	Тихвин	59,2	79	0,22	-0,0	0,12	-0,3	1,5
26	Токсово	103,4	69	0,19	-0,0	0,13	-0,3	1,5
27	Хвойная	163,5	99	0,23	-0,0	0,18	0,1	1,5
28	Шугозеро	89,3	88	0,23	0,2	0,18	0,1	1,5

Как показывает табл. 5, ошибка в исходных данных на 0,5 мб приводит к увеличению отношения $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ вдвое и, следовательно, сможет быть выявлена, если удастся найти число K . Естественно предположить, что число K , единое для большой группы станций, легче найти для более густой сети. С этой целью на территории СЗУГМС были выбраны 28 станций, для которых имелись значения нормы среднего месячного давления, приведенного к уровню моря. Описанная выше методика проверялась на материале полей среднего месячного давления и температуры за пять лет. Поскольку этот район является частью территории, по которой подсчитывалась корреляционная структура, то и в этом случае использовались те же корреляционные функции.

Результаты расчетов, приведенные в табл. 6, позволяют сделать следующие выводы.

1. Величины $\sqrt{E}$ закономерно меняются по территории, возрастая на границах, где интерполяция по существу подменяется экстраполяцией. (Например, на ст. Выборг). Для «внутренних» станций величина $\sqrt{E}$ колеблется незначительно.

2. Интерполяция по данным для густой сети приводит к существенно меньшей средней квадратической ошибке интерполяции.

3. Ошибки сопоставления для редкой сети значительно превосходят ошибки сопоставления для густой. Примером может служить ст. Ленинград.

Изменчивость отношений $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ по-прежнему велика не только для температуры, но и для давления. Следовательно, выбор влияющих станций для интерполяции нельзя производить только на основании требования минимального расстояния; особенно это относится к температуре, т. е. к элементу, обладающему большей пространственной изменчивостью.

Предложенная схема контроля не требует каких-либо изменений, так как чувствительность ее, даже к незначительным искажениям исходных данных, велика. Это подтверждается следующим фактом: данные среднего месячного давления при расчетах для густой сети приводились к уровню моря не с помощью формулы приведения, как это делалось при расчете корреляционной структуры, а с помощью таблиц приведения, составленных для каждой станции в разное время разными специалистами СЗУГМС. При появлении «выскакивающих» значений отношений $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ после проверки правильности исходных значений температуры и давления, приведение к уровню моря производилось заново по формуле приведения [4]. В случае, если расхождение составляло более 0,1 мб, производилась повторная интерполяция. При этом оказалось, что внесение исправления, даже на 0,2 мб, приводит к существенным изменениям величины $\frac{\Delta f}{\sqrt{E}}$ на станции, данные которой подверглись исправлению, а также на станциях, для которых последняя была влияющей.

Таким образом, описанная выше схема позволяет выявить грубые ошибки в данных полей среднего месячного давления и температуры у земли. Применение указанной методики в оперативной практике возможно только после разработки достаточно совершенных принципов выбора влияющих станций с учетом микроклиматических особенностей распределения данного элемента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г ан д и н Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Гидрометеоздат, Л., 1963.
2. Д р о з д о в О. А., Ш е п е л е в с к и й А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение. Труды НИУ ГУГМС, серия I, вып. 13, 1946.
3. Г ан д и н Л. С. О принципах рационального размещения сети станций. Труды ГГО, вып. 111, 1961.
4. Д о м б р о в с к и й В. К. Применение барометрических формул для приведения давления воздуха к уровню моря. Гидрометеоздат, Л., 1949.

Н. А. КАСЬЯН, Л. Ф. ШКОЛЯР

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СВЯЗЕЙ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ УПРУГОСТИ ВОДЯНОГО ПАРА

В статье приведены результаты количественной оценки связи средних месячных значений упругости водяного пара в пространстве, которые уточняют и дополняют ранее полученные предварительные выводы об использовании этих связей при критическом анализе материалов наблюдений на ЭВМ.

Для проведения критического анализа на электронных вычислительных машинах (ЭВМ) необходимо прежде всего установить количественные связи в распределении метеорологических элементов во времени и в пространстве.

В настоящей работе для оценки пространственной взаимосвязи данных наблюдений по упругости водяного пара на станциях, расположенных как в сходных, так и в различных физико-географических условиях, вычислены коэффициенты корреляции (КК) для некоторых районов Советского Союза [1].

В качестве исходного материала были использованы данные по упругости водяного пара 35 станций, расположенных в равнинной части Новосибирской, Кемеровской областей и Алтайского края за период 1925—1950 гг. Кроме того, были привлечены материалы наблюдений станций, расположенных в районах с горным и пересеченным рельефом: 10 станций Горно-Алтайской области, 50 станций Средней Азии и 80 станций Кавказа. Следует отметить, что с 1925 по 1935 г. метеорологические наблюдения на сети проводились в три срока, а с 1935 г. — в четыре. Это, вероятно, несколько ухудшило связи в распределении упругости водяного пара. По этим материалам при помощи ЭВМ были рассчитаны КК средних месячных величин упругости водяного пара.

Полученные данные по КК подтверждают основные закономерности статистической структуры поля упругости водяного пара, выявленные ранее для Европейской территории СССР. Как видно из табл. 1, КК для большого числа станций Новосибирской, Кемеровской областей и Алтайского края при расстоянии между ними от 30 до 450 км имеют высокие значения в течение всего года. Результаты подтверждают вывод, полученный при вычислении КК упругости водяного пара для станций Калининской и Московской областей, что в равнинной части территории при сопоставлении значений упругости водяного пара на станциях, расположенных в относительно сходных физико-географических условиях, КК в течение всего года весьма значительны.

При сопоставлении значений упругости водяного пара на станциях, находящихся в различных физико-географических условиях, связь, как

Таблица 1

Величины коэффициентов корреляции упругости водяного пара для равнинной территории

Станции	Расстояние, км	I	III	VII	IX
Топки — Кемерово	30	97	97	98	95
Гурьевск — Кольчугино	42	96	97	92	90
Болотное — Тогучин	48	98	97	91	92
Киселевск (Афонино) — Новокузнецк	51	97	96	96	98
Кольчугино — Киселевск (Афонино)	72	96	98	92	96
Белокуриха — Кызыл-Озек	72	96	97	97	94
Кемерово — Кольчугино	78	95	96	92	98
Тогучин — Топки	78	97	97	90	94
Болотное — Топки	87	99	96	96	92
Алейская — Барнаул	120	97	96	87	90
Киселевск (Афонино) — Кондома . .	141	94	93	88	77
Тогучин — Гурьевск	144	98	96	86	85
Рубцовск — Алейская	150	94	98	94	94
Баево — Алейская	156	95	91	87	92
Кольчугино — Новокузнецк	156	92	94	92	95
Топки — Новокузнецк	192	89	95	80	91
Тогучин — Киселевск (Афонино) . .	192	98	97	90	90
Баево — Рубцовск	192	91	92	89	93
Баево — Барнаул	192	96	92	81	96
Болотное — Гурьевск	200	97	88	85	87
Рубцовск — Барнаул	264	90	97	82	87
Болотное — Новокузнецк	270	93	85	81	90
Болотное — Кондома	450	89	83	73	74

правило, выражена слабее. Например, на станциях Сагареджо и Ткибули (Кавказ) получают сравнительно хорошие КК для зимних месяцев (0,75) и низкие для летних месяцев (0,44). Условия местонахождения этих станций различны. Сагареджо расположено на пологом склоне горы с южной экспозицией, а Ткибули — в замкнутой горной котловине с крутыми и отчасти пологими склонами. Такие низкие значения КК в летние месяцы объясняются тем, что величины разностей влажности воздуха на станциях, находящихся в различных формах рельефа, в сильной степени зависят от условий погоды и могут резко меняться от одного года к другому [2].

Высокие КК получены при сопоставлении данных по упругости водяного пара горных станций, расположенных в сходных формах рельефа Горно-Алтайской области, Средней Азии и Кавказа.

Как видно из табл. 2, для станций, расположенных на горных плато (Степанокерт — Нуха), в горных седловинах (Шуша — Лачин) и долинах небольших горных рек (Шемаха — Яхты), для всех сезонов получены хорошие связи, для расстояний между станциями 50 км КК равен около 0,90, и для расстояний 150—200 км — свыше 0,70.

Таблица 2
Величины коэффициентов корреляции упругости водного пара для горного района

Станции	Расстояние, км	I	III	VII	IX
Степановерт — Шуша	6	96	92	92	95
Хунзах — Туниб	21	70	91	73	86
Лачин — Шуша	22	88	78	81	79
Лачин — Степановерт	26	91	87	72	75
Шуша — Нуха	60	94	88	79	70
Куба — Ахты	66	80	70	88	88
Шемаха — Ахты	120	80	72	70	70
Нуха — Шемаха	138	74	94	80	72
Степановерт — Нуха	159	96	95	70	70
Степановерт — Шемаха	182	92	96	71	70
Шуша — Шемаха	184	94	89	82	70

Таблица 3
Величины коэффициентов корреляции упругости водного пара для ущелья горного района

Станции	Расстояние, км	I	III	VII	IX
Боржом — Цина	4	98	93	81	68
Абастумани — Цина	45	89	94	87	70
Абастумани — Боржом	50	95	95	82	93
Ткибули — Цина	52	86	95	68	68
Ткибули — Боржом	66	87	92	80	88
Терпи-Цкаро — Сатапеджо	76	90	97	81	95
Боржом — Терпи-Цкаро	94	82	92	77	84
Хайши — Ткибули	98	88	96	68	81
Цина — Терпи-Цкаро	100	85	93	80	72
Терпи-Цкаро — Бусарчи	105	74	95	76	85
Абастумани — Терпи-Цкаро	140	72	92	79	80
Хайши — Абастумани	142	82	81	70	88
Хайши — Хуло	142	88	90	70	92
Бакуринани — Сатапеджо	154	83	92	88	65
Хайши — Боржом	158	91	92	65	85
Цина — Сатапеджо	164	87	88	76	76
Боржом — Сатапеджо	164	84	87	71	79
Абастумани — Сатапеджо	210	78	87	72	77

Таблица 4
Величины коэффициентов корреляции упругости водяного пара для пустынь и оазисов

Станции				
I	II	VII	IX	
96	98	76	87	Караманлы — Кюрдямир
96	95	86	86	Ждановск — Кюрдямир
83	75	23	52	Кзыл-Орда — Чимкент
83	84	24	38	Кзыл-Орда — Тюлькубас
74	77	31	36	Кзыл-Орда — Туртай
81	56	31	84	Кзыл-Орда — Чарара

между станциями на орошаемых участках (Караманлы — Кюрдямир, Ждановск — Кюрдямир): в январе КК составляют 0,96, в июле — около 0,80. Сравнительно высокие КК для зимнего периода получены для станций, расположенных на орошаемых участках и в степи (Кзыл-Орда — Туртай, Кзыл-Орда — Чимкент, Кзыл-Орда — Тюлькубас). Значительно слабее выражена связь на этих же станциях в летний период: в июле КК составляют около 0,30. Такие же связи получают для станций, расположенных на орошаемых участках и в пустыне (Кзыл-Орда — Чарара). В январе КК равен 0,80, в июле — 0,30. Слабые связи в летний период для этих станций объясняются тем, что на орошаемых участках летом при большом притоке тепла наблюдается значительное испарение и упругости водяного пара за счет интенсивного испарения; на степных и пустынных станциях, где отсутствует искусственное орошение и наблюдается такой же большой приток тепла, испарение ничтожно мало [3]. Поэтому данные упругости водяного пара орошаемых станций в летний период не могут быть сравнимы с данными степных или пустынных станций.

В табл. 5 даны КК значений упругости водяного пара для режима Каспийского моря. Как видно из таблицы, значения упругости водяного пара на станциях, расположенных вблизи берега моря (Хачмас, Астара) и в удалении от него до 10 км (Главный Сулак), а также на островных станциях (о. Жигонь, Калтук) хорошо сравнимы между собой; расстояния между станциями изменяется от 9 до 375 км. Для изолированных станций (горных, пустынных) пространственные связи данных упругости водяного пара очень трудно определить или определить с большой порешностью, для критического анализа материалов наблюдений, по-видимому, следует использовать метод сопоставления данных отдельных метеорологических элементов на самой станции.

Таблица 5

**Величины коэффициентов корреляции упругости водяного пара
для прибрежного района**

Станции	Расстояние, км	I	III	VII	IX
Хачмас — Низовая	9	99	99	91	92
Баку — Мардакяны	34	97	94	76	90
Мардакяны — Жилой, остров	42	95	93	88	93
Баку — Аляты	54	97	97	76	95
Баку — Жилой, остров	68	96	96	72	89
Баку — Низовая	147	98	93	71	91
Баку — Хачмас	148	96	94	73	82
Мардакяны — Низовая	150	97	87	87	80
Хачмас — Мардакяны	155	96	89	82	74
Хачмас — Аляты	171	95	90	73	80
Хачмас — Жилой, остров	195	92	91	86	74
Хачмас — Главный Сулак	222	91	94	74	75
Низовая — Главный Сулак	222	94	94	77	84
Низовая — Калтук	237	94	90	80	90
Хачмас — Астара	330	95	90	75	84
Астара — Баку	375	93	90	78	81

В табл. 6 даны КК значений упругости водяного пара и температуры воздуха для станций в районе пересеченного рельефа южного Алтая. Для зимних месяцев КК составляют свыше 0,95, в летние месяцы связь ослабляется и КК равны 0,60 и выше.

При дальнейшем исследовании необходимо дать количественную оценку временных связей данных упругости водяного пара для этих же физико-географических районов и на большем числе станций использовать метод сопоставления упругости водяного пара с температурой воздуха на самих станциях.

Таблица 6

**Коэффициенты корреляции между упругостью
водяного пара и температурой воздуха для
района с пересеченным рельефом**

станция	I	III	VII	IX
Белокуриха	99	97	63	60
Кызыл-Озек	99	98	75	85
Яйлю	97	94	70	76
Тогуцин	90	96	75	90
Топки	97	97	66	81
Тайга	97	99	73	87
Гурьевск	96	96	60	67
Киселевск (Афонино)	95	98	60	68
Кондома	97	97	77	87

ВЫВОДЫ

На материале большого числа станций, расположенных в Новосибирской и Кемеровской областях, Алтайском крае, Средней Азии и на Кавказе, подтверждены и дополнены ранее полученные следующие выводы.

1. В равнинной части территории имеют хорошо выраженную связь средние

месячные значения упругости водяного пара: а) на станциях, расположенных в относительно сходных физико-географических условиях и удаленных друг от друга на расстояния до 450 км; б) на станциях орошаемых участков; в) на станциях орошаемых участков, степей и пустынь в зимние месяцы (в летние месяцы эти связи выражены слабо); г) на станциях, расположенных вблизи берега моря и в удалении от него до 15 км, а также на островных станциях.

2. В районах с пересеченным рельефом сопоставление данных упругости водяного пара в теплое время года можно производить лишь по станциям, расположенным в сходных физико-географических условиях — в долинах горных рек, предгорьях, на плато и горных седловинах, в ущельях, а в зимние месяцы — в любых условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей, Гидрометеоздат, Л., 1963.
2. Глебова М. Я. Некоторые особенности распределения влажности воздуха в холмистом рельефе. Труды ГГО, № 147, 1963.
3. Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 30, 1951.

Т. С. ТРИФОНОВА

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ

В статье приводятся материалы расчетов коэффициентов корреляции, характеризующих зависимость температуры почвы на разных глубинах. Полученные данные могут быть использованы для расчета погрешностей интерполяции и получения критериев сомнительности при контроле значений температуры почвы с помощью электронных вычислительных машин (ЭВМ).

В научных исследованиях и на практике при отыскании связей (как пространственно-временных, так и между различными метеорологическими элементами) широко используются корреляционные зависимости [1, 2, 3].

Для получения достаточно надежных статистических характеристик необходимо иметь сравнительно длительные ряды наблюдений. Регулярные наблюдения за температурой почвы на сети станций по единой методике производятся всего лишь 10—15 последних лет. Однако, вследствие того что изменчивость температуры в почве меньше, чем в воздухе, можно считать возможным по имеющемуся ряду наблюдений произвести расчеты статистических характеристик.

По материалам наблюдений за температурой почвы по коленчатым термометрам на глубинах 5, 10, 15 и 20 см и по вытяжным термометрам на глубинах 20, 40, 60, 80, 120, 240 и 320 см при использовании ЭВМ были рассчитаны средние многолетние значения средней температуры почвы за июль $\bar{x}$, средние квадратические отклонения средней месячной температуры почвы σ^2 и коэффициенты корреляции r между температурой почвы на различных глубинах. Эти характеристики были получены по данным наблюдений в Московской и Калининской областях по 20 пунктам для глубин 0, 5, 10, 15 и 20 см и по 10 пунктам для глубин 20, 40, 60, 80, 120, 240 и 320 см. Средние для рассматриваемого района величи-

Таблица 1

Средняя многолетняя температура почвы в июле $\bar{x}$ и ее среднее квадратическое отклонение σ^2 (по данным наблюдений в Московской и Калининской областях)

	Оголенная почва					Естественный покров							
	глубина, см												
	0.	5.	10	15	20	20	40	60	80	120	160	240	320
$\bar{x}$	20,30	19,24	18,88	18,46	18,19	17,22	16,70	15,62	14,81	13,48	12,13	10,24	8,34
σ^2	4,04	2,84	2,61	2,30	2,18	1,08	0,86	0,65	0,47	0,37	0,27	0,21	0,17

ны $\bar{x}$ и σ^2 приведены в табл. 1, по которой совершенно отчетливо прослеживается закономерное уменьшение с глубиной как средней месячной температуры почвы, так и ее среднего квадратического отклонения. Характерно то, что величины σ^2 на поверхности почвы являются большими по сравнению с σ^2 на любой из глубин. Это, по-видимому, естественно, так как поверхность почвы, являясь деятельной поверхностью, имеет наибольшие температурные колебания. Из табл. 1 также видно, что при переходе к наблюдениям в естественных условиях в изменении величины σ^2 происходит скачок: по наблюдениям на глубине 20 см в естественных условиях значение σ^2 в два раза меньше, чем в искусственно созданных однородных условиях (оголенная почва), а средняя температура в июле на 1° ниже; затем наблюдается плавное уменьшение σ^2 до глубины 320 см.

В табл. 2 приведены значения коэффициентов корреляции на малых глубинах, рассчитанные по средним температурам почвы за июль. Они показывают, что коэффициенты корреляции имеют очень высокие значения, близкие к единице, между всеми глубинами на всех рассматриваемых станциях. Такая тесная зависимость объясняется однородностью почвы в рассматриваемом слое до глубины 20 см. Несколько меньшая величина коэффициента корреляции температуры поверхности почвы с температурой почвы на малых глубинах вполне естественна.

Таблица 2
Коэффициенты корреляции температуры почвы на разных глубинах, июль

Станция	Глубина, см									
	0-5	0-10	0-15	0-20	5-10	5-15	5-20	10-15	10-20	15-20
Торопец	0,991	0,988	0,983	0,975	0,997	0,994	0,999	0,998	0,992	0,998
Зап. Двина	987	989	991	987	1,000	999	995	1,000	995	996
Осташков	944	938	911	929	991	977	993	—	999	993
Ржев	—	959	954	952	—	—	—	995	996	998
Торжок	978	971	972	975	995	935	992	997	993	995
Максатиха	973	981	969	955	998	998	993	1,000	994	994
Калинин	996	989	987	989	996	993	993	999	995	996
Бежецк	991	986	971	970	997	988	977	994	989	992
Кесьма	995	986	967	—	997	988	—	992	—	—
Красный Холм	986	984	980	977	999	997	994	996	989	998
Тургиново	942	978	968	952	980	982	962	1,000	992	995
Подмосковная	984	980	975	980	998	993	990	997	994	998
Клин	989	982	985	995	993	996	993	998	993	994
Новый Иерусалим	984	986	983	978	998	996	993	999	995	997
Собакино	980	979	985	976	996	996	994	999	998	999
Немчиновка	969	968	971	—	995	979	—	991	—	—
Дмитров	981	980	969	—	994	992	992	997	—	—
Москва, ВДНХ	968	976	951	—	998	990	986	996	—	—
Загорск	984	984	981	973	998	996	988	998	991	996
Куrowsкое	975	980	971	959	998	995	976	996	981	990
Среднее	0,979	0,978	0,971	0,970	0,996	0,992	0,988	0,997	0,993	0,995

При исследовании зависимости r от толщины почвенного слоя оказалось (табл. 3), что по рассматриваемому району в слое почвы 0—20 см имеет место очень слабое уменьшение r с увеличением слоя почвы. Таблица 4 показывает, что наиболее тесная связь температуры поверхности почвы наблюдается с ближайшей к ней глубиной 5 см. Но даже и до глубины 20 см эта связь остается достаточно высокой $r=0,97$. Коэффициенты корреляции температуры почвы на больших глубинах (20, 40, 60, 80, 120 и 160 см) были получены по 10-летнему ряду наблюдений на ст. Москва, ВДНХ. Эти данные представлены на рис. 1 в виде зависимости коэффициента корреляции r от толщины слоя l , который изменяется от 20 до 120 см, для февраля и июля. Из графика следует, что для небольшой разности глубин (20 см) коэффициенты корреляции и в июле и в феврале велики и близки друг к другу: $r_{\text{VII}}=0,99$, $r_{\text{II}}=0,97$. При увеличении разности глубин r уменьшается, причем особенно сильно в зимний период; при разности глубин 80 см в феврале r уменьшается до 0,5, а при толщине слоя 120 см корреляция фактически отсутствует ($r=0$).

Следует отметить, что указанные закономерности по связи температуры почвы на разных глубинах относятся только к тем летним и зимним месяцам, когда имеет место ярко выраженный тип инсоляции и излучения в распределении температуры почвы с глубиной.

Расчеты годового хода коэффициентов корреляции были выполнены только для разностей глубин 20 и 40 см по наблюдениям на глубинах 20, 40, 60, 80, 120 и 160 см за 10-летний период на ст. Москва, ВДНХ. Эти данные приведены в табл. 5. Оказалось, что для разности глубин 20 и 40 см в течение всего года имеет место тесная зависимость между средними месячными температурами почвы для слоя от 20 до 160 см; для разницы глубин в 40 см, как видно из рис. 2, уже заметно небольшое, но вполне определенное уменьшение величины r в зимние месяцы. На рис. 2 приведен годовой ход r по средним данным для разности глубин 20 и 40 см на основании табл. 5. При большем увеличении разности глубин годовой ход, по-видимому, будет выражен более четко.

Таблица 3

Величины коэффициента корреляции для разной толщины слоя почвы

Слой, см	5	10	15
r	0,996	0,992	0,988

Таблица 4

Величины коэффициента корреляции для температуры почвы на поверхности и на разных глубинах

Слой, см	0—5	0—10	0—15	0—20
r	0,979	0,978	0,971	0,970

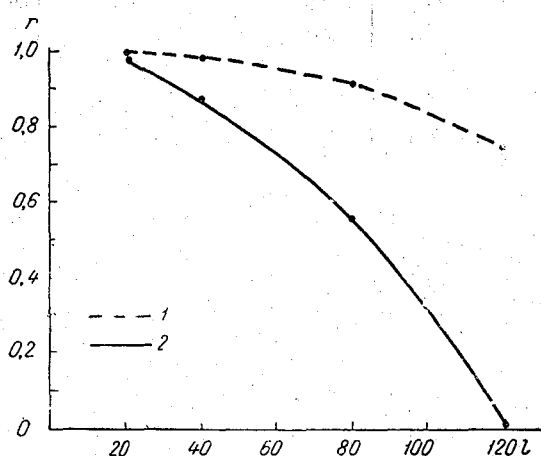


Рис. 1. Зависимость коэффициента корреляции r от толщины слоя l по данным наблюдений на ст. Москва, ВДНХ.
1—июль, 2—февраль.

Таблица 5.

Коэффициенты корреляции температуры почвы на больших глубинах,
ст. Москва, ВДНХ

Месяц	Глубина, см				
	20—40	40—60	60—80	80—120	120—160
I	0,872	0,977	0,971	0,811	0,975
II	0,954	0,975	0,900	0,879	0,973
III	1,000	0,933	0,970	0,890	0,992
IV	0,885	0,994	0,992	0,941	0,952
V	0,867	0,987	0,992	0,987	0,977
VI	0,902	0,919	0,988	0,953	0,928
VII	0,980	0,992	0,987	0,967	0,910
VIII	0,991	0,940	0,989	0,963	0,918
IX	0,996	0,994	0,993	0,973	0,955
X	0,815	0,993	0,984	0,933	0,958
XI	0,956	0,978	0,931	0,946	0,950
XII	0,962	1,000	0,966	0,808	0,949

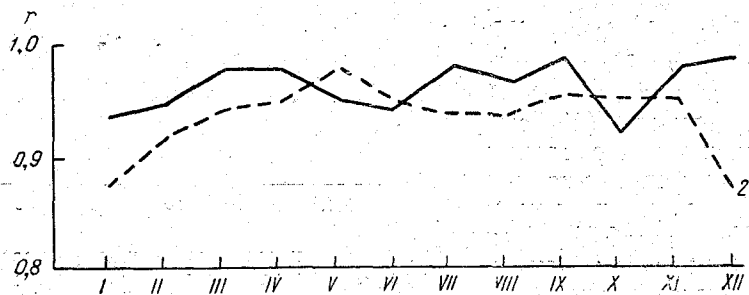


Рис. 2. Годовой ход коэффициента корреляции r на ст. Москва, ВДНХ для разности глубин 20 см (1) и 40 см (2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеиздат, Л., 1952.
2. Дроздов О. А. О рациональной форме связи влагосодержания с осадками при изучении влагооборота. Труды ГГО, вып. 62 (124), 1956.
3. Шкадова П. К. К вопросу о климатологической обработке наблюдений над температурой поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 162, 1964.

ВОЗМОЖНОСТЬ СОПОСТАВЛЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ПОЛУЧЕННЫХ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ЗА 4 КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ И 8 СИНОПТИЧЕСКИХ СРОКОВ

В статье изложены некоторые предварительные выводы о возможности сопоставления метеорологических характеристик, вычисленных по данным за 4 климатологических и 8 синоптических сроков наблюдений. Сравнение производилось для метеорологических элементов, публикуемых в метеорологических ежемесячниках.

В связи с изменением сроков наблюдений на метеорологических станциях с января 1966 г. возникает вопрос о возможности сопоставления климатических характеристик, полученных по данным за различные сроки наблюдений [1, 2]. В настоящей статье изложены результаты сравнений месячных выводов отдельных метеорологических элементов, вычисленных по данным из 4 климатологических сроков (1, 7, 13 и 19 час. по местному солнечному времени) и из 8 синоптических сроков (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 и 21 час по московскому декретному времени).

В качестве исходного материала были использованы перфокартотека ежечасных наблюдений, таблицы результатов записей самописцев (термографа, гигрографа, барографа) и результатов ежедневных метеорологических наблюдений (ТМ-1).

Сопоставление значений проводилось для характеристик, публикуемых в метеорологических ежемесячниках — для средних суточных и экстремальных величин метеорологических элементов, данных повторяемости направления ветра по румбам, повторяемости скоростей ветра по градациям, числа дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ и $\leq 30\%$, числа дней с атмосферными явлениями.

В табл. 1 для отдельных станций, расположенных в различных физико-географических условиях, приведены средние суточные значения температуры воздуха, относительной влажности и атмосферного давления, вычисленные из данных за 4 и 8 сроков наблюдений. Как видно из таблицы, эти величины имеют или одинаковые значения, или очень мало отличаются друг от друга. Такая согласованность объясняется тем, что погрешности при определении средних суточных значений элементов, вычисленных по данным с интервалами между сроками наблюдений в 3 и 6 час., практически мало различаются между собой [3]. Введение новых сроков наблюдений не сказывается также на однородности рядов суточных характеристик повторяемости направления ветра по румбам и повторяемости скоростей ветра по градациям (табл. 2 и 3).

Однородность рядов наблюдений экстремальных значений метеорологических элементов, которые определяются из срочных данных, с переходом от 4 сроков наблюдений к 8 нарушается.

Таблица 1

Средние значения температуры воздуха, относительной влажности и атмосферного давления по данным за 4 и 8 сроков наблюдений

Станция	Сроки наблюдений (местное время)	Температура воздуха					Относительная влажность, %					Атмосферное давление, мм				
		I	IV	VII	X		I	IV	VII	X		I	IV	VII	X	
Рига	1, 7, 13, 19	1929—33 гг.					1944—46, 1948—53 гг.					1924—35 гг.				
	2, 5, 8, 11, 14,	—4,1	4,8	17,8	7,4		84	74	76	82		1016,4	1009,8	1008,7	1008,7	
	17, 20, 23	—4,2	4,8	17,6	7,4		84	74	77	82		1016,5	1009,7	1008,7	1008,6	
Бермамыт	1, 7, 13, 19	1933—38, 41 гг.					1933—34, 36, 1940—41 гг.					1933—39 гг.				
	0, 3, 6, 9, 12,	—8,2	—1,3	8,6	—		63	70	84	69		733,2	733,0	739,0	740,2	
	15, 18, 21	—8,2	—1,3	8,6	—		63	71	84	69		733,2	733,0	739,0	740,3	
Алма-Ата	1, 7, 13, 19	1936—52 гг.					1937—52 гг.					1932—33; 1936—47 гг.				
	2, 5, 8, 11, 14,	—5,7	10,6	23,7	9,8		76	58	43	56		923,6	921,0	912,1	923,7	
	17, 20, 23	—5,7	10,7	23,6	10,0		76	57	42	55		923,7	921,2	912,1	923,7	
Иркутск	1, 7, 13, 19	1887—1945 гг.					1887—1914, 1923—39 гг.					1887—1946 гг.				
	1, 4, 7, 10, 13,	—21,2	0,7	17,6	0,2		82	60	73	74		970,5	962,0	952,6	965,1	
	16, 19, 22	—21,2	0,9	17,5	0,3		82	60	73	74		970,6	961,9	952,6	965,1	

Таблица 2

Станция	Период наблюдений	Сроки наблюдений (местное время)	Повторяемость скоростей ветра по градациям												Повторяемость скоростей ветра по градациям, %											
			Повторяемость скоростей ветра по градациям												Повторяемость скоростей ветра по градациям, %											
			0—1	2—5	6—10	11—15	16—20	20	0—1	2—5	6—10	11—15	16—20	>20	0—1	2—5	6—10	11—15	16—20	>20						
Ленинград	1954—58	1, 7, 13, 19	22	45	32	2	0	0	23	57	19	1	0	0	Июль	23	57	19	1	0	0	0	0	0	0	
		2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	19	48	31	2	0	0	22	56	22	0	0	0		22	56	22	0	0	0	0	0	0	0	
		1, 7, 13, 19	18	67	14	1	0	0	15	78	7	0	0	0		15	78	7	0	0	0	0	0	0	0	
Адлер	1958—62	0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	16	70	12	2	0	0	18	76	6	0	0	0	Июль	18	76	6	0	0	0	0	0	0	0	
		1, 7, 13, 19	35	33	11	4	10	8	21	33	12	5	21	8		21	33	12	5	21	8	8	8	8	8	
		0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	36	32	11	4	9	8	24	30	13	6	19	8		24	30	13	6	19	8	8	8	8	8	
Душанбе	1958—62	1, 7, 13, 19	68	28	4	0	0	0	82	17	1	0	0	0	Июль	82	17	1	0	0	0	0	0	0	0	
		0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	66	31	3	0	0	0	78	21	1	0	0	0		78	21	1	0	0	0	0	0	0	0	
		1, 7, 13, 19	29	63	8	0	0	0	32	64	4	0	0	0		32	64	4	0	0	0	0	0	0	0	
Алма-Ата	1954—58	2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	28	65	7	0	0	0	29	66	5	0	0	0	Июль	29	66	5	0	0	0	0	0	0	0	
		1, 7, 13, 19	12	52	33	3	0	0	20	65	15	1	0	0		20	65	15	1	0	0	0	0	0		
		2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	12	50	35	4	0	0	21	64	14	1	0	0		21	64	14	1	0	0	0	0	0	0	
Чита	1959—63	1, 7, 13, 19	12	52	33	3	0	0	20	65	15	1	0	0	Июль	20	65	15	1	0	0	0	0	0	0	
		2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	12	50	35	4	0	0	21	64	14	1	0	0		21	64	14	1	0	0	0	0	0	0	
		1, 7, 13, 19	12	50	35	4	0	0	21	64	14	1	0	0		21	64	14	1	0	0	0	0	0	0	

Таблица 3

Повторяемость направлений ветра по румбам по данным за 4 и 8 сроков наблюдений, %													
Станция	Период наблюдений	Сроки наблюдений (местное время)	Повторяемость направлений ветра по румбам										
			С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль	С	СЗ
Ленинград	1954—58	1, 7, 13, 19 2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	Апрель										
			8	17	14	11	9	8	11	11	11	7	14
			7	19	11	12	9	9	13	10	10	7	13
Аллер	1958—62	1, 7, 13, 19 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	2	12	18	19	9	7	10	14	9	2	18
			3	13	18	19	9	8	9	14	8	2	17
Тбилиси	1954—58	1, 7, 13, 19 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	0	3	5	14	7	1	2	37	31	1	3
			0	2	5	15	6	1	1	38	32	0	1
Душанбе	1958—62	1, 7, 13, 19 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	1	6	16	3	2	4	7	3	58	7	3
			2	6	18	3	1	3	8	3	56	2	3
Алма-Ата	1954—58	1, 7, 13, 19 2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	6	12	10	6	6	22	16	8	14	4	8
			8	13	10	4	6	22	15	9	13	3	10

Таблица 4

Разности максимальных и минимальных значений атмосферного давления,
выбранных из 4 и 8 сроков наблюдений, мб

Станция	Период наблюдений	Разности значений							
		максимальных				минимальных			
		I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
Рига	1924—35	—0,2	—0,1	0	0	0	0,2	0	0,2
Бермамыт	1933—39	—0,1	—0,5	—0,4	—0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
Алма-Ата	1932, 33, 36—47	0	—0,1	—0,1	0	0,1	0,2	0,2	0,2
Иркутск	1887—1946	—0,5	0	0	—0,4	0	0,4	0,2	0,4
Якутск	1946—55	0	—0,1	—0,1	0	0	0,3	0,1	0

Как видно из табл. 4, различия в определении экстремальных величин атмосферного давления из 4 и 8 сроков наблюдений могут достигать 0,3—0,5 мб, несмотря на то, что суточные колебания давления вообще очень невелики. Различия в экстремальных значениях относительной влажности воздуха весьма значительны. Изменение сроков наблюдений особенно сказывается на определении данных максимальных величин (табл. 5). Так, в теплый период максимальные значения относительной влажности воздуха, выбранные из 8 сроков, нередко на 4—6% больше значений, выбранных из 4 сроков. Сравнительно малы они только в прибрежных районах и на некоторых высокогорных станциях, где суточный ход влажности выражен очень слабо (Владивосток, Бермамыт). Различия в определении минимальных значений по данным за 4 и 8 сроков обычно меньше, как правило, они не превышают 2—3%. Это объясняется тем, что в равнинной части территории максимальная влажность наблюдается перед восходом солнца и затем быстро возрастает, а днем, когда наблюдается минимум влажности, изменения ее от одного часа к другому невелики. В качестве примера на рис. 1 представлены кривые суточного хода относительной влажности воздуха в июле на станциях Безенчук, Ленинград и Мын-Джилки. На ст. Безенчук

Таблица 5

Разности максимальных и минимальных значений относительной влажности,
выбранных из 4 и 8 сроков наблюдений, %

Станция	Период наблюдений	Разности значений							
		максимальных				минимальных			
		I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
Рига	1944—46, 48—53	—1	—4	—1	—1	1	0	1	1
Ленинград	1956—64	0	—3	—5	0	1	1	1	1
Безенчук	1935—36, 49, 53—57	0	—3	—6	0	—1	1	0	2
Бермамыт	1933, 34, 36, 40, 41	0	0	0	—2	1	2	1	1
Тбилиси	1962—64	0	—3	—4	1	2	2	3	2
Алма-Ата	1937—52	0	—1	—2	0	0	2	2	2
Мын-Джилки	1939, 42, 43, 47—51	0	—4	0	—1	—1	2	1	1
Иркутск	1887—1914, 23—25	0	—4	—2	—2	1	2	2	0
Владивосток	1961—64	0	0	0	1	2	0	0	0

наиболее высокая влажность отмечается ночью с 3 до 5 час., затем влажность резко уменьшается и в течение дня она изменяется от одного часа к другому незначительно, наиболее низкие ее значения наблюдаются с 13 до 15 час. Поэтому максимум, отмеченный в 3 часа, существенно больше максимума, выбранного из данных за сроки 1 и 7 час., а минимум, отмеченный в 15 час., очень мало отличается от значения минимума, выбранного из данных за 13 час. Аналогичный суточный ход относительной влажности имеет место и в Ленинграде. На ст. Мын-Джилки,

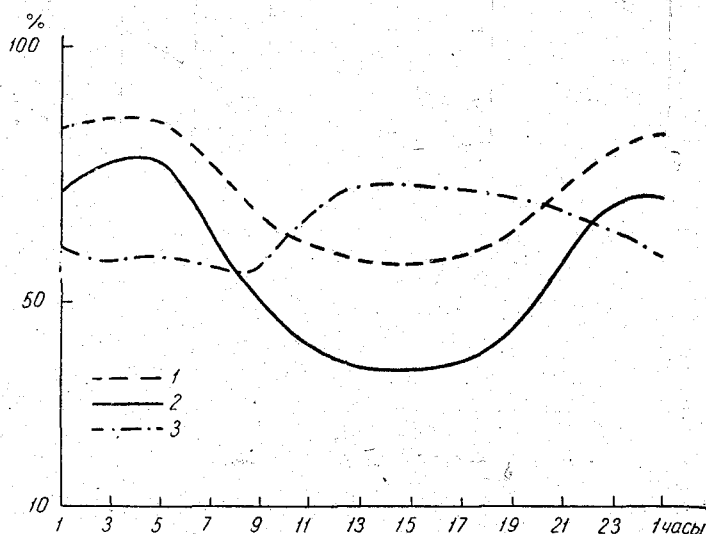


Рис. 1. Суточный ход относительной влажности воздуха. Июль.
1 — Ленинград, 2 — Безенчук, 3 — Мын-Джилки.

находящейся на высоте около 3000 м, в июле наблюдается обращенный суточный ход — максимум отмечается днем, а минимум ночью. В течение суток влажность меняется незначительно, резкий перелом суточного хода имеет место только в интервале от 9 до 11 час. Поэтому на ст. Мын-Джилки значения экстремальных величин, определенные из 4 и 8 сроков наблюдений, почти не различаются между собой.

Следует отметить, что экстремальные величины метеорологических элементов, полученные из 8 сроков наблюдений, значительно точнее данных из 4 сроков наблюдений. Так, разности экстремальных величин относительной влажности, определенные из 8 и 24 сроков наблюдений, как правило, составляют 0—1% и лишь в редких случаях достигают 2%.

В связи с изменением сроков наблюдений нарушается также однородность рядов наблюдений характеристик числа дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ и $\leq 30\%$ (табл. 6 и 7). Число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$, выбранное из 4 сроков наблюдений, естественно, всегда меньше, чем соответствующее значение, определенное из 8 сроков. На некоторых станциях эти различия составляют три-четыре дня (Алма-Ата, Тбилиси). Число дней с относительной влажностью $\geq 80\%$, выбранное из данных за срок 13 час. по местному солнечному времени, и за срок, ближайший к полудню, также различаются между собой, но разности между этими значениями на отдельных станциях имеют разные знаки. В районах, где минимальная относительная влажность наступает после полудня, с переходом на новые сроки наблюдений, число

Таблица 6

Число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$ из 4 и 8 сроков наблюдений

Станция	Период наблюдений, год	Сроки наблюдений (местное время)	VI	VII	VIII
Ленинград	1961—64	1, 7, 13, 19	0	0	0
		2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	0	0	0
Казань	1961—64	1, 7, 13, 19	3	0	0
		0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	4	1	0
Тбилиси	1961—64	1, 7, 13, 19	5	4	3
		0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	8	5	5
Алма-Ата	1961—64	1, 7, 13, 19	7	8	16
		2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	11	12	20
Мын-Джилки	1961—64	1, 7, 13, 19	3	1	5
		2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23	4	2	6
Владивосток	1961—64	1, 7, 13, 19	0	0	0
		0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	0	0	0

Таблица 7

Число дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ в 13 час. и в срок, ближайший к полудню

Станция	Период наблюдений, год	Сроки наблюдений (местное время)	VI	VII	VIII
Ленинград . .	1961—64	13	2	2	7
		11	4	4	10
Казань	1961—64	13	2	2	4
		12	3	3	5
Тбилиси	1961—64	13	1	1	2
		12	1	2	2
Алма-Ата . . .	1961—64	13	1	1	1
		11	0	0	0
Мын-Джилки	1961—64	13	10	13	10
		11	7	10	6
Владивосток	1961—64	13	18	23	20
		12	19	24	21

дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ возрастает (Владивосток, Ленинград, Казань). В горных областях, на станциях, где наблюдается обращение суточного хода относительной влажности, минимум влажности обычно отмечается ночью, а число дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ в срок, ближайший к полудню, всегда меньше, чем число дней с влажностью $\geq 80\%$ в срок 13 час. (Мын-Джилки, Алма-Ата).

Некоторое нарушение однородности можно ожидать и в рядах наблюдений характеристик числа дней с атмосферными явлениями. Это нарушение однородности рядов, однако, будет иметь место лишь для

характеристик атмосферных явлений, имеющих резко выраженный суточный ход, и при этом только на тех станциях, на которых новые и старые границы начала суток значительно различаются между собой. В районах, где различия в границах начала суток не превышают одного часа, существенной разницы в числе дней с явлениями, по-видимому, не будет. Как видно из табл. 8, на ст. Воейково при изменении времени

Таблица 8

Число дней с дымкой и росой,
ст. Воейково, сентябрь

Год наблюдений	Начало суток, час	Число дней	
		с дымкой	с росой
1960	19	20	18
	20	20	19
1961	19	12	20
	20	12	23
1962	19	25	18
	20	25	19
1963	19	20	22
	20	21	22

начала суток с 19 час. на 20 час. число дней с росой возрастает на один—три, а число дней с дымкой увеличилось на один только в 1963 г.

Однако вопрос об изменении числа дней с атмосферными явлениями в связи с изменением сроков наблюдений требует детального исследования в различных физико-географических районах.

В связи с переходом на новые сроки наблюдений большой интерес представляет также вопрос о возможных сравнениях в пространстве значений метеорологических элементов, определенных в отдельные сроки по московско-

му декретному времени. Количественная оценка различий метеорологических данных на соседних станциях, вызванных несовпадением в моменте производства наблюдений по местному солнечному времени, очень важна для решения ряда задач в области климатологии, а также для критического анализа материалов наблюдений.

По опубликованным в литературе данным [4, 5] можно судить, что на большей части территории СССР из-за того, что наблюдения будут производиться на станциях в разное время, возможны значительные расхождения в значениях таких метеорологических элементов, как температура воздуха, относительная влажность воздуха и облачность. Так, при разностях в моменте производства наблюдений в 1 час различия в средних месячных значениях относительной влажности могут превышать 10%, а температуры воздуха 2°. На горных станциях эти различия могут быть еще больше. В районах, где с введением новых сроков наблюдений время начала суток на соседних станциях будет различаться более чем на 2 часа, возможны большие невязки при сопоставлении в пространстве числа дней с атмосферными явлениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Изменения и дополнения к Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I и III, М., 1965.
2. Изменения и дополнения к Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. II, М., 1965.
3. Каган Р. Л. О точности определения средней по площади по данным точечных измерений. Труды ГГО, вып. 175, 1965.
4. Берлин И. А., Занина А. А., Егорова А. Ю. О некоторых особенностях суточного хода температуры и относительной влажности воздуха на территории СССР. Труды ГГО, вып. 112, 1963.
5. Кодрау О. Д. К вопросу о суточном ходе облачности на территории СССР. Труды ГГО, вып. 142, 1963.

С. А. СМЕРНОВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ПО АНЕМОУМБОМЕТРУ М-63 И ФЛЮГЕРУ

В статье приводятся результаты сравнительных наблюдений по анеморумбому М-63 и флюгеру, характеризующие работу прибора, и даются практические рекомендации по определению порывистости ветра.

Дистанционный анеморумбометр М-63 предназначен для измерения скорости и направления ветра на метеорологических станциях взамен применяющихся сейчас флюгеров с легкой и тяжелой досками. Прибор М-63 дает возможность измерять мгновенную скорость ветра от 1,5 до 60 м/сек., среднюю за 10 мин. скорость ветра от 1 до 40 м/сек. и направление ветра с точностью $\pm 10^\circ$ для любого румба. Кроме того, прибор фиксирует величину максимального порыва ветра в пределах измеряемых скоростей за время между двумя сроками наблюдений и позволяет получать значения скорости ветра за любой другой период путем осреднения отдельных отсчетов.

После установки прибора на каждой станции в течение первого месяца эксплуатации предусмотрено проведение сравнительных наблюдений по М-63 и флюгеру с легкой доской, (анеморумбометр, как правило, устанавливается взамен и на месте флюгера с тяжелой доской). При расположении станции в районе с сильными (> 20 м/сек.) ветрами сравнение данных анеморумбометра производится и с показаниями флюгера с тяжелой доской.

Целью сравнительных наблюдений является установление исправности полученного станцией комплекта прибора и выработка у наблюдателей навыков в производстве наблюдений по анеморумбометру М-63. В то же время материалы сравнительных наблюдений могут явиться основанием для выявления эксплуатационных особенностей прибора. Программа сравнительных наблюдений предусматривает определение по анеморумбометру М-63 максимальной скорости ветра между сроками наблюдений с учетом порывов в момент измерения $V_{\text{макс}}^a$, средней скорости ветра за 10 мин. $\bar{V}_{10}^a$, средней скорости ветра за 2 мин. $\bar{V}_2^a$, среднего за 2 мин. направления ветра. По флюгеру в то же время определяется скорость V_2^f и направление ветра осредненные за 2 мин., как это предусмотрено Наставлением [4].

Как показано в ряде работ [2, 3], десятиминутный интервал осреднения является оптимальным, так как обеспечивает наименьшие погрешности при измерении скорости ветра. Связь между средними за 2 мин. и за 10 мин. значениями скорости ветра, как показали работы, проведенные в 1962 [3] при сравнении показаний анеморумбографа М-12 и флю-

гера, выражена довольно четко и сохраняется почти для всего диапазона скоростей; направление ветра также очень хорошо согласуется по обоим приборам; была отмечена только большая повторяемость трехбуквенных румбов по анеморумбографу, что можно было объяснить как конструктивными особенностями анеморумбографа, так и неполным соблюдением требований методики при определении направления ветра по флюгеру.

Таблица 1
Отношение скоростей ветра (%), полученных по анеморумбометру М-63 и флюгеру для различных градаций скорости

Скорость ветра	$\frac{\bar{v}_{10}^a}{\bar{v}_2^a}$	$\frac{\bar{v}_2^a}{\bar{v}_2^ф}$
0—1	77,5	84,3
1—2	86,1	93,7
2—3	90,9	90,9
3—4	97,2	95,6
4—5	98,4	102,1
5—6	98,3	102,7
6—7	102,6	102,2

Результаты сравнений показаний анеморумбометра М-63 и флюгера по данным 38 станций в общем за 65 месяцев работы прибора приводятся в табл. 1, при этом не учитывалась степень защищенности ветроизмерительных установок, так как соотношение скоростей в очень малой степени обуславливается характером защищенности станций [3].

На основании этой таблицы можно сделать вывод о достаточно хорошей сходимости показаний анеморумбометра М-63 и флюгера в рассматриваемых диапазонах скоростей, можно предположить, что и при больших скоростях (порядка 10—12 м/сек.)

характер соотношения останется таким же. Завышение скорости ветра при двухминутном осреднении для малых скоростей, по всей вероятности, объясняется тем, что при осреднении отдельных отсчетов в течение 2 мин. наблюдатель несколько завышает скорость, запоминая в основном максимальные отклонения стрелки; для отдельных станций за периоды с малыми средними скоростями ветра скорости занижены еще больше, что видно из табл. 2.

Таблица 2
Отношение скоростей ветра (%), полученных по анеморумбометру М-63 и флюгеру для отдельных станций

Станция	Месяц	$\bar{v}_{10}^a$	$\frac{\bar{v}_{10}^a}{\bar{v}_2^a}$	$\frac{\bar{v}_2^a}{\bar{v}_2^ф}$
Ленинград . . .	XII	2,1	77,4	86,0
Ялта	VII	1,8	73,1	84,5
Алма-Ата . . .	VI	1,0	77,5	84,3
Алма-Ата . . .	IX	1,2	76,1	96,0

В результате проведенной работы выяснилось, что рекомендация по определению характеристики ветра с точки зрения его порывистости в методических указаниях не вполне приемлема [5]. Прибор позволяет получить две характеристики порывистости ветра — максимальный порыв между сроками наблюдений и порыв, определяемый в срок наблюдений и приближенный по времени к той десятиминутке, которая записывается в КМ-1. Для этого достаточно сбросить показания стрелки,

зафиксировавшей максимальный порыв между сроками, и затем отсчитать ее через 2 мин.

Разность между этим показанием и значением средней скорости и дает ветру соответствующую характеристику: «ровный» или «порывистый» на основании табл. 3.

Таблица 3 рассчитана по известной формуле для флюгера [1]

$$v = A \sqrt{\frac{tg \alpha}{\cos \alpha}},$$

которая может быть использована применительно к наблюдениям по анеморумбометру М-63.

Сравнение направлений ветра, определяемых по анеморумбометру М-63 и флюгеру, показало, что сходимость этих параметров хорошая и данные направления ветра, получаемые по анеморумбометру М-63, также вполне надежные.

Таблица 3

Значения мгновенных приращений скоростей, при которых ветру дается характеристика «порывистый» (применительно к анеморумбометру М-63)

Средняя скорость ветра за 10 мин., м/сек.	Величина порыва (м/сек.) по сравнению со средней скоростью
0—9	3 и больше
10—13	5 "
14—19	7 "
20—27	9 "
28—40	13 "

ЛИТЕРАТУРА

1. Кедроливанский В. Н., Стернзат М. С. Метеорологические приборы, 1953 г.
2. Смирнов С. А. Порывистость ветра при больших скоростях по данным прибора М-27 (по наблюдениям в Антарктиде), Труды ГГО, № 160, 1964.
3. Смирнов С. А. Сравнительные характеристики скорости и направления ветра, определенные приборами с различными интервалами осреднения, Труды ГГО, вып. 174, 1965.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1958.
5. Временные методические указания гидрометеорологическим станциям и постам (установка и эксплуатация М-63) 1965.

Р. С. ЛЯПИНА, Т. А. ОГНЕВА

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА НА КАРТОФЕЛЬНОМ ПОЛЕ

В статье рассматриваются некоторые вопросы методики определения составляющих теплового баланса сельскохозяйственных полей на примере экспериментальных данных, полученных на картофельном поле под Ленинградом.

Метод теплового баланса в последние годы широко используется при изучении метеорологического режима и определении его количественных характеристик на сельскохозяйственных полях. Можно, например, назвать работы Ф. А. Муминова [1] для картофельного поля, А. Г. Тороповой [2] для свекловичного поля, А. Ш. Джалилова [3] для хлопкового поля, М. Жапбасбаева [4] для рисового поля и многие др. Метод теплового баланса стал таким массовым, потому что он дает возможность физически обосновать гидрометеорологическую эффективность условий произрастания сельскохозяйственных культур в разных районах, обосновать нормы орошения в засушливых областях, а также обеспечить точный расчет величин испарения с сельскохозяйственных полей и т. д. Поэтому развитие методики теплобалансовых наблюдений и расчетов на сельскохозяйственных полях имеет очень большое значение. В работах [1, 2, 3 и 4] в основном используется методика [5, 6], разработанная для поверхностей с небольшим растительным покровом. Однако для сельскохозяйственных полей, особенно в районах недостаточного увлажнения, возникает ряд дополнительных методических вопросов, к которым прежде всего относятся: 1) определение потока тепла между деятельной поверхностью и нижележащими слоями, 2) учет краевого эффекта для орошаемых полей ограниченных размеров, 3) определение уровня деятельной поверхности и др. Все эти вопросы требуют решения.

В данной статье приводятся некоторые экспериментальные данные по определению теплового баланса на картофельном поле в Колтушах (под Ленинградом).

Поле, расположенное на открытом и ровном месте, имело размеры с запада на восток около 400 м, с севера на юг около 600 м, в южном направлении картофельное поле переходило в капустное, на котором в период наблюдений растения находились в начальной стадии вегетации (по 3—4 листа).

Приборы для теплобалансовых наблюдений были установлены примерно в середине картофельного поля в направлении с запада на восток на расстоянии 60 м от его южного края (от границы капустного поля). Наблюдения проводились в период 13—26 июля 1965 г., за который произошло изменение высоты картофельной ботвы от 33 до 51 см. В состав наблюдений входили следующие элементы:

1) суммарная и отраженная радиация (применялся походный альбедометр с гальванометром ГСА); радиационный баланс (применялся термоэлектрический балансомер с гальванометром ГСА); приборы были установлены на легкой деревянной стойке на уровне 1,5 м от гребня (или валка) борозды, ориентированной в южную сторону горизонта;

2) температура почвы, измерявшаяся в двух местах — на валке и в борозде (в ее нижней части — ложбине) — ртутными напочвенными термометрами (в двух повторностях) на поверхности и коленчатыми термометрами на глубинах 5, 10, 15, 20 см.

3) температура и влажность воздуха (по аспирационным психрометрам на уровнях 50, 100 и 150 см от валка);

4) скорость ветра (по контактными анемометрам с регистрацией их показаний на уровнях 12,5, 25, 50, 100, 200 и 400 см от валка);

5) влажность почвы весовым методом в слое 0—2, 5—10 и 10—15 см от валка и борозды в двух повторностях в каждой точке.

Наблюдения в этот период проводились непрерывно в сроки 0, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20 час. местного среднего солнечного времени. В дневной срок за 30 мин. проводились регистрация скорости ветра, пять отсчетов каждого из термометров-психрометров, два отсчета каждого из напочвенных термометров, четыре отсчета (два раза по два отсчета) гальванометра для суммарной и отраженной радиации и шесть отсчетов (два раза по три отсчета) для балансомера. Влажность почвы измерялась один раз в 5 дней, при этом проводились измерения и высоты ботвы.

На расстоянии 200 м от места наблюдений в юго-восточном направлении расположена станция отдела физики пограничного слоя (ОФПС), где выполнялись стационарные теплорасчетные наблюдения над поверхностью, покрытой периодически подкашиваемой травой.

Растительный покров картофельного поля (ботва) не был сомкнут, и между рядами растений, в бороздах, просматривалась земля; высота растений, как видно из табл. 1, была неодинаковой.

Таблица 1

Высота ботвы по отдельным измерениям, см

Дата	Число измерений										Средняя
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
15 VII	38	32	24	52	28	16	27	28	36	52	33
20 VII	44	36	70	60	40	35	55	43	41	37	46
26 VII	45	42	49	43	60	53	64	45	60	51	51

Особенностью первичной обработки результатов наблюдений является то, что перевод делений гальванометров ГСА в величины радиации проводился с помощью расчетного переводного множителя, а не с помощью полученного из градуировок в естественных условиях. Основанием к использованию расчетного переводного множителя послужили сравнения величин радиации, полученных при такой обработке, с синхронными данными наблюдений станции ОФПС, где использовался переводный множитель, полученный из градуировок в естественных условиях; сравнения проведены при устойчивом состоянии облачности, т. е. при ясном ($\odot^2$) или пасмурном (П) небе (табл. 2). Данные табл. 2 показывают, что при таком способе обработки в величины суммарной радиации Q и радиационного баланса B существенных погрешностей не внесено, так как различия между величинами радиации невелики и не имеют одного знака.

Таблица 2

Данные сравнительных наблюдений суммарной радиации Q и радиационного баланса B , проведенных на станции ОФПС (Q и B) и на картофельном поле (Q' и B')

Дата	Срок	Q	Q'	B	B'
14 VII	10	0,10	0,09	0,05	0,05
	16	0,26	0,25	0,20	0,14
16 VII	10	0,24	0,29	0,17	0,23
19 VII	10	0,92	1,00	0,62	0,60
20 VII	10	0,92	0,96	0,60	0,62
21 VII	10	0,35	0,31	0,22	0,18
	16	0,83	0,83	0,54	0,51
22 VII	10	0,92	1,05	0,58	0,65
23 VII	10	0,93	0,98	—	—
24 VII	10	0,95	0,97	0,80	0,72
25 VII	16	0,11	0,15	0,07	0,09

Данные всех наблюдений на картофельном поле приведены в табл. 3 (кроме материалов по измерению ветра и температуры почвы, помещенных в статьях Р. С. Ляпиной [7] и В. Я. Ипатова [8]), из которой видно, что число дней с устойчивым состоянием радиации равнялось трем — 17, 19 и 23 VII; в остальные дни наблюдалась переменная облачность и как следствие — изменчивый ход составляющих радиационного баланса.

Расчет составляющих теплового баланса производился следующим образом. Поток тепла через поверхность почвы рассчитывался по данным измерений температуры почвы в соответствии с методикой [6]. В связи с существенными различиями градиентов температуры почвы в валках и бороздах из-за разного увлажнения и затенения [8], расчеты потока выполнялись отдельно для поверхности почвы на валке и на борозде. Оказалось, что в отдельные часы суток наблюдаются систематические различия в потоке тепла через поверхность на валке и на борозде, при этом на валке суточные амплитуды потока больше, чем на борозде (табл. 4); абсолютные значения потока на валке также почти в течение всех суток больше, чем на борозде; уменьшение разностей между потоком на валке и на борозде в часы наибольшей высоты солнца (10—12 час.) определяется наименьшим затенением поверхности почвы в эти часы. В табл. 4 приведены значения потока в почву на валке и в борозде по средним данным за весь период наблюдений; в отдельные дни, особенно в ясные, различия в потоке увеличиваются. В связи с тем что знак потока и разностей меняется в течение суток, суточные суммы потока тепла различаются меньше, чем в отдельные сроки, и в среднем за период наблюдений различия находятся в пределах 1 кал, а за отдельные сутки составляют до 12 кал.

Материал, представленный в табл. 4, показывает, что, несмотря на различия градиентов температуры на валке и борозде, потоки тепла через поверхность почвы при этом существенно отличаются лишь в отдельные дни, а в среднем за период различия находятся в пределах точности расчета. Объясняется этот факт тем, что на валке градиенты температуры

Таблица 3

Данные наблюдений на картофельном поле

Дата	Вре- мя	На- прав- ление ветра	Колоче- ство облач- ности	Состояние диска Солнца	Q	R	A	B	Температура воздуха на высоте, м			Упругость водя- ного пара на высоте, м		
									0,5	1,0	1,5	0,5	1,0	1,5
13 VII	16	ЮЮВ	8/3	☉, П	0,35	0,06	18	0,14	23,1	23,1	22,8	15,4	15,2	14,8
	18	ЮЗ	7/3	П	0,14	0,03	21	0,05	20,5	20,6	20,7	15,8	15,7	15,8
	20	ЮЮЗ	8/2	☉, П	0,06	0,02	36	-0,03	17,5	17,7	17,9	13,6	13,8	13,4
14 VII	0	ЮЮЗ	3/1		0,00	0,00	100	-0,08	12,2	12,2	12,4	13,2	13,2	13,0
	4	Ю	3/3	П, ☉	0,04	0,01	26	-0,03	10,2	10,3	10,3	11,8	11,9	11,9
	6	ЮЮЗ	9/0	☉	0,42	0,12	29	0,24	14,2	14,2	13,9	14,2	14,0	13,7
	8	ЮЮЗ	10/3	☉, ☉	0,51	0,13	26	0,42	16,8	16,7	16,3	13,4	13,3	13,1
	10	Ю	10/10	П	0,09	0,03		0,05	14,5	14,7	14,6	13,3	13,3	13,2
	12	ЮЮВ	10/10	П	0,20	0,04	20	0,15	15,9	16,0	16,0	13,8	13,8	13,7
	14	ЗЮЗ	10/10	П	0,04	0,01	20	0,03	15,7	15,9	15,8	14,8	14,7	14,6
	16	ЗЮЗ	<u>10/10</u>	П, ☉	0,40	0,11	27	0,33	18,0	18,1	17,8	16,2	15,9	15,8
	18	ЗСЗ	1/1	☉	0,38	0,11	29	0,23	19,0	19,1	18,6	15,8	15,9	15,4
	20	ЗСЗ	9/7		—	—	—	-0,02	15,4	15,9	16,7	16,2	15,6	15,0
15 VII	4	ЮЮВ			—	—	—	-0,06	8,8		8,7	10,9		11,1
	6	ЮЮЗ	4/1	☉	0,38	0,10	26	0,14	13,9	14,0	13,7	14,8	14,9	14,6
	8	ЮЮЗ	6/0	☉ ²	0,87	0,20	23	0,40	18,5	18,2	18,0	14,8	14,3	13,7
	10	ЮЗ	7/0	☉ ²	1,00	0,25	25	0,70	20,0	19,9	19,5	14,8	14,1	13,7
	12	Ю	8/1		0,76	0,15	20	0,33	21,7	21,7	21,4	14,6	14,2	14,1
	14	ЮЮВ	<u>10/1</u>	☉ ²	1,00	0,26	26	0,65	23,7	23,4	23,0	15,9	14,9	14,2
16 VII	16	ЮВ	10/6	П	0,25	0,07	27	0,14	22,5	22,5	22,6	17,5	17,5	17,0
	4	З	10/0	П	0,02	0,00		0,03	17,2	17,3	17,3	19,0	19,4	19,0
	6	ЗСЗ	10/0	П	0,05	0,01		0,03	16,8	16,8	16,6	18,3		18,3
	8	ЗСЗ	10/0	П	0,10	0,03	27	0,08	17,1	17,1	16,9	18,3	18,3	18,3
	10	ЗСЗ	10/10	П	0,24	0,06	25	0,17	17,3	17,3	17,3	18,4	18,4	18,0
	12	ЗСЗ	7/4	☉	0,69	0,20	29	0,76	19,6	19,3	19,2	17,5		17,2
	14	ЗСЗ	6/4	☉, ☉	0,50	0,12	24	0,54	19,9	19,6	19,3	18,5	18,1	17,8
	16	ССЗ	8/6	☉, П, ☉	0,48	0,19		0,60	18,2	17,9	17,9	15,8	15,5	15,3
	18	ССВ	<u>10/9</u>	☉	0,38	0,12	31	0,20	14,4	14,4	14,2	11,6	11,4	11,3
	20	ССВ	7/4	☉	0,13	0,03		-0,06	13,0	13,2	13,3	10,9	11,0	10,6
17 VII	0	ССЗ	0/0		—	—	—	-0,09	6,2	6,6	7,3	9,5	9,6	9,5
	4	ССЗ	0/0	☉	0,10	0,03		-0,05	6,7	6,8	6,8	9,4	9,4	9,1
	6	ССЗ	0/0	☉	0,37	0,10	27	0,13	10,0	10,0	9,8	10,7	10,5	10,2
	8	ССВ	1/0	☉ ²	0,82	0,21	26	0,40	14,0		13,5	10,4	10,4	9,8
	10	ССВ	3/1	☉ ²	1,04	0,22	22	0,62	15,6		15,1	9,5	9,5	8,7
	12	ССВ	5/2	☉ ²	1,16	0,26	22	0,78	16,9	16,9	16,2	9,1	9,1	8,5
	14	ССВ	2/2	☉ ²	1,05	0,24	23	0,65	17,9	17,7	17,5	8,2		7,6
	16	ССВ	3/0	☉ ²	0,78	0,18	23	0,46	17,7	17,5	17,4	8,6		8,4
	18	ССВ	1/0	☉ ²	0,42	0,23		0,18	16,6	16,7	16,6	8,5	8,4	8,2
	20	С	1/0	☉, ☉, П	0,05	0,02		-0,07	12,3	12,8	13,0	9,8	9,7	9,6
18 VII	0	ССВ						-0,08	8,2	8,6	8,7	9,7	9,6	9,7

Дата	Вре- мя	На- прав- ление ветра	Колоче- ство облаче- ности	Состояние диска Солнца	Q	R	A	B	Температура воздуха на высоте, м			Упругость водя- ного пара на высоте, м		
									0,5	1,0	1,5	0,5	1,0	1,5
18 VII	4	CC3	9/0	П	0,03	0,01	22	0,00	8,7	9,1	9,1	10,5	10,5	10,3
	6	CCB	10/0	П	0,17	0,03	21	0,09	12,0	12,3	12,1	11,2	11,1	10,9
	8	CCB	10/0	П	0,30	0,06	21	0,17	13,6	13,7	13,7	11,6	11,5	11,0
	10	CCB	8/0	☉ ²	1,44	0,27	19	0,92	17,3	16,9	16,4	12,3	11,9	10,9
	12	CCB	10/6	П	0,63	0,15	24	0,38	17,1	16,8	16,3	11,5		10,1
	14	CCB	10/4	☉, ☉ ⁰	0,92	0,24	26	0,55	18,7	17,9	17,7	9,6	9,4	8,1
	16	CCB	8/3	☉	0,86	0,21	24	0,50	19,4	18,7	18,6	10,4		9,1
	18	CCB	5/0	☉	0,42	0,11	26	0,19	18,1	18,1	18,2	10,4	10,2	10,0
	20	ЗCB	1/0		0,08	0,02	25	-0,04	14,6	14,7	15,4	12,5	12,4	12,2
19 VII	0		0/0					-0,09	10,3	10,9	11,2	10,8	10,6	10,5
	4	CB	0/0		0,13	0,04		-0,02	8,1	8,9	9,0	10,6	10,8	10,7
	6	ЮЮЗ	1/0	☉	0,31	0,05		0,09	12,3	12,5	12,5	11,6	11,4	10,8
	8		2/0	☉ ²	0,71	0,18	25	0,42	15,1	15,1	14,5	10,4	9,5	9,2
	10	З	0/0	☉ ²	1,00	0,21	21	0,60	18,3	18,0	17,7	12,9	11,7	12,0
	12	CC3	3/0	☉ ²	1,07	0,22	21	0,71	20,1	19,9	19,8	10,8	9,9	9,4
	14	З	4/4	☉ ²	1,12	0,26	23	0,79	21,1	20,8	20,8	11,8	11,3	10,2
	16	ЗC3	6/0	☉ ²	0,89	0,21	24	0,57	21,6	21,4	21,4	12,2	12,2	11,6
	18	ЗC3	5/0	☉ ²	0,19	0,04	21	0,22	20,3	20,3	20,4	10,9	10,8	10,7
20 VII	20	З	3/1		0,02	0,01	50	-0,04	16,0	16,0	16,0	13,1	13,8	13,5
	0	C3	0/0					-0,08	10,5	12,9	13,1	12,4	13,7	14,2
	4	CC3			0,08	0,02	25	-0,04	9,0		9,3	11,5	11,3	11,4
	6	BCB	1/0	☉	0,44	0,12	27	0,14	15,1		14,9	15,0	14,5	13,8
	8	З	2/2	☉	0,74	0,23		0,39	18,7	18,7	18,4	13,7	13,2	12,1
	10	BCB	1/1	☉ ²	0,96	0,23	24	0,62	21,5	21,4	21,0	16,6	15,9	14,6
	12	CB	7/5	☉, П	0,80	0,09	11	0,40	21,8	21,8	21,6	16,0	14,2	13,5
	14		8/8	П	0,12	0,03	25	0,07	20,0	20,6	20,7	15,0	14,5	13,9
	16	ЮЮЗ	4/4	☉	0,62	0,15	24	0,35	21,6	22,0	21,9	16,5	15,2	14,1
21 VII	18		6/0	☉ ⁰ , ☉	0,21	0,06	30	0,24	20,6	21,0	21,3	13,8	12,9	12,2
	20	В	5/0	☉ ⁰	0,06	0,02	28	-0,03	15,2	16,7	16,8	15,6	15,1	14,7
	0	Ю	5/1					-0,06	8,4	9,4	9,7	10,7	10,8	11,1
	4	ЮЮЗ	5/2	П	0,03	0,01	31	-0,04	8,2	9,0	8,7	10,7	10,7	10,6
	6	ЮЗ	5/2	☉ ⁰	0,32	0,08	25	0,11	12,4	12,3	12,5	13,5	13,1	12,4
	8	З	8/1	☉ ⁰	0,68	0,19	28	0,53	19,9	20,0	19,3	17,1	16,8	15,8
	10	ЗЮЗ	10/9	П	0,31	0,08	24	0,18	19,0	19,6	19,0	17,0	16,9	16,4
	12	ЗC3	3/2	☉ ²	1,06	0,27	25	0,77	24,1	24,1	24,2	16,2	14,4	12,9
	14	ЗC3	3/2	☉ ²	1,02	0,23	23	0,72	24,0	24,1	23,5	15,0	14,4	13,6
22 VII	16	ЗC3	7/5	☉ ²	0,83	0,21	25	0,51	23,9	23,8	23,8	16,4	15,6	15,0
	18	З	5/5	☉	0,36	0,10	28	0,14	21,5	21,6	21,9	15,0	14,7	14,5
	20	ЗC3	2/2	☉ ⁰	0,02	0,01	34	-0,07	16,7	17,0	17,2	15,9	15,8	15,7
	4	ЮЗ	2/2	☉ ⁰	0,06	0,02	32	-0,03	8,6	9,2	9,2	10,9	11,0	11,5
	6	ЮЮЗ	0/0	☉	0,33	0,09	27	-0,10	14,2	14,2	14,0	14,8	14,4	14,4
	8	ЗC3	0/0	☉ ²	0,69	0,17	25	0,37	20,6	20,6	20,5	19,4	18,8	18,7

Дата	Вре- мя	На- прав- ление ветра	Количе- ство облач- ности	Состояние диска Солнца	Q	R	A	B	Температура воздуха на высоте, м			Упругость водя- ного пара на высоте, м		
									0,5	1,0	1,5	0,5	1,0	1,5
22 VII	10	ССЗ	1/0	☉ ²	1,05	0,24	23	0,65	23,7	23,7	23,6	17,0	16,5	15,2
	12	ЗСЗ	5/0	☉ ⁰	0,39	0,08	21	0,25	23,9	24,3	24,3	15,3	14,6	13,6
	14	ЗСЗ	5/3	☉ ²	1,01	0,23	23	0,65	25,9	26,1	25,9	13,3	13,2	11,9
	16	ССЗ	7/2	☉, ☉ ⁰	0,42	0,08	19	0,15	23,1	23,4	23,4	13,1	12,5	12,5
	18	ЗЮЗ	2/1	☉ ²	0,34	0,09	26	0,13	22,6	23,9	23,8	16,8	14,3	13,6
	20	З	2/1		0,03	0,01	33	-0,05	16,6	17,2	17,9	15,2	15,1	14,6
23 VII	0	ССВ	10/1					-0,06	10,3	11,3	11,7	12,2	12,4	12,4
	4	ВСВ			0,04	0,02	50	-0,05	12,0	12,3	12,2	13,8	14,0	13,9
	6	ВСВ	1/1	☉	0,35	0,13	37	0,14	15,3	15,5	15,7	16,1	16,1	15,7
	8	ВСВ	0/0	☉	0,68	0,20	30	0,35	18,9	18,8	18,7	17,5	17,2	16,8
	10	ВСВ	0/0	☉ ²	0,98	0,22	23	0,59	21,1	21,0	20,9	16,3	15,4	15,1
	12	ВСВ	2/2	☉ ²	1,15	0,25	22	0,66	22,3	22,2	21,8	16,2	15,5	14,6
	14	ВСВ	2/2	☉ ²	1,03	0,23	22	0,63	22,9	22,6	22,4	16,3	15,8	15,3
	16	ССВ	3/1	☉ ²	0,78	0,20	26	0,42	21,4	21,4	21,3	14,7	14,5	14,0
	18	СВ	1/0	☉ ²	0,38	0,10	26	0,15	18,9	19,0	19,0	13,2	14,1	14,1
	20	СВ	4/0	☉ ²	0,08	0,02	25	-0,03	16,5	16,7	16,8	12,7	12,9	13,0
24 VII	0	ВСВ	7/5					-0,06	13,9	14,3	14,2	11,7	11,7	11,4
	4	ВСВ	6/5	☉ ⁰	0,08	0,03	38	-0,03	11,7	12,4	12,1	11,6	11,5	11,4
	6	ВСВ	3/0	☉ ²	0,32	0,09	28	0,14	14,1	14,0	13,8	12,9	12,8	12,8
	8	В	4/0	☉, ☉ ⁰ , ☉ ²	0,59	0,18	31	0,27	17,7	17,8	17,1	15,3	15,0	14,3
	10	ВСВ	3/3	☉ ²	0,97	0,26	27	0,72	21,1	21,4	21,1	16,5	16,1	15,7
	12	ВЮВ	5/5	☉	1,19	0,29	24	0,75	22,9	23,2	22,5	14,9	14,1	13,2
	14	ВЮВ	5/5	☉, П	0,73	0,19	26	0,42	23,2	23,5	22,7	13,7	13,2	12,7
	16	В	5/1	☉	0,76	0,18	24	0,45	22,8	23,0	22,7	13,6	13,4	13,1
	18	З	$\frac{10}{10}$	П	0,12	0,03	26	0,05	18,5	18,5	18,6	13,9	13,9	13,4
	20	В	9/9	П	0,04	0,01	23	0,01	17,2	17,5	17,4	15,5	15,3	15,0
25 VII	10	ВЮВ	10/10	П	0,28	0,06	23	0,17	16,4	16,6	16,1	16,9	15,8	16,0
	16	ЗЮЗ	10/10	П	0,15	0,04	24	0,09	15,6	16,2	15,6	16,6	16,7	16,2
	18	З	10/10	П	0,05	0,02	28	0,03	14,9	14,9	14,9	15,8	15,6	15,6
	20	ЗСЗ	10/10	П	0,01	0,00	6	-0,02	13,8	13,9	13,9	14,7	14,8	14,8

Таблица 4

Суточный ход потока тепла в почву (кал/см²мин.) на валке P_v и в борозде P_6
по средним за весь период наблюдений

	Часы									
	0	4	6	8	10	12	14	16	18	20
P_v	-0,049	-0,028	0,016	0,058	0,069	0,054	0,042	0,010	-0,030	-0,050
P_6	-0,040	-0,027	0,010	0,046	0,066	0,056	0,027	-0,003	-0,026	-0,040
$P_v - P_6$	-0,009	-0,001	0,006	0,012	0,003	-0,002	0,015	0,013	-0,004	-0,010

больше, но меньше теплоемкость почвы за счет меньшей влажности, тогда как на борозде градиенты температуры меньше, но теплоемкость больше, за счет увеличенной влажности почвы. Авторам не удалось провести специальных наблюдений за изменением температуры воздуха в слое растительности с целью определения количества тепла, поглощаемого биомассой. Эту величину можно оценить лишь косвенным путем. Во-первых, данные по расчету теплообмена леса, полученные Ю. Л. Раунером [9] и С. Ф. Федоровым [10], говорят о том, что даже в такой растительной массе, как лес, в общем величины потока через поверхность почвы и поверхность леса сравнимы между собой. В табл. 5

Таблица 5

Величины потока тепла через поверхность почвы $P_{\text{п}}$ и поверхность леса $P_{\text{л}}$
(по данным С. Ф. Федорова)

	Часы										
	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
$P_{\text{п}}$	0,022	0,025	0,018	0,006	0,0	0,009	0,014	0,015	0,010	0,006	0,010
$P_{\text{л}}$	0,040	0,039	0,024	-0,009	-0,025	-0,031	-0,030	-0,020	-0,013	-0,003	-0,010

приведены данные сравнительных определений потока через эти две поверхности по наблюдениям С. Ф. Федорова [10]; они показывают, что различия в основном находятся в пределах 0,01 кал/см²мин., т. е. в пределах точности расчета потока. Можно отметить и некоторые систематические расхождения, состоящие в том, что лес несколько больше, чем почва, аккумулирует тепла и больше его отдает.

Малые величины теплообмена в растительной массе получены А. В. Павловым и Г. П. Устенко [11] при проведении детальных наблюдений на поле с кукурузой; интенсивность в отдельные часы суток оказалась не более 0,01 кал/см²мин., а суточные суммы близки к нулю.

Растительная масса картофельного поля существенно меньше растительной массы леса, поэтому не следует ожидать различий в величинах потока больших, чем в лесу. Косвенную оценку потока тепла, поглощаемого растениями, можно сделать при сравнении данных по потоку тепла, полученных при определении через поверхность почвы под картофельной ботвой и при определении через поверхность почвы того же состава, но под травостоем на станции ОФПС. Такие данные представлены на рис. 1 для значений потока тепла через поверхность почвы при устойчивой (преимущественно ясной) погоде за 17, 19 и 23 июля. Как видно из рис. 1, различия как в суточном ходе, так и в суммах за сутки оказались существенными. Так, если под картофельным полем поток тепла через поверхность почвы в сумме за сутки практически равен нулю, то под травостоем он составляет заметную величину, около 15 кал. При этом существенно отметить, что теплоемкость почвы картофельного поля значительно выше теплоемкости почвы под травостоем (0,55 и 0,48 кал/г·град. соответственно) за счет ее большей влажности. Следовательно, основное влияние на уменьшение потока тепла через поверхность почвы на картофельном поле оказывает затенение почвы растениями и поглощение тепла растительностью. На основании этих косвенных данных можно сделать заключение о том, что величина потока тепла через деятельную поверхность растительного покрова в часы наибольших значений радиационного баланса может превышать 0,05 кал/см² мин., а в часы наибольшей теплоотдачи составляет 0,02—0,03 кал/см² мин.

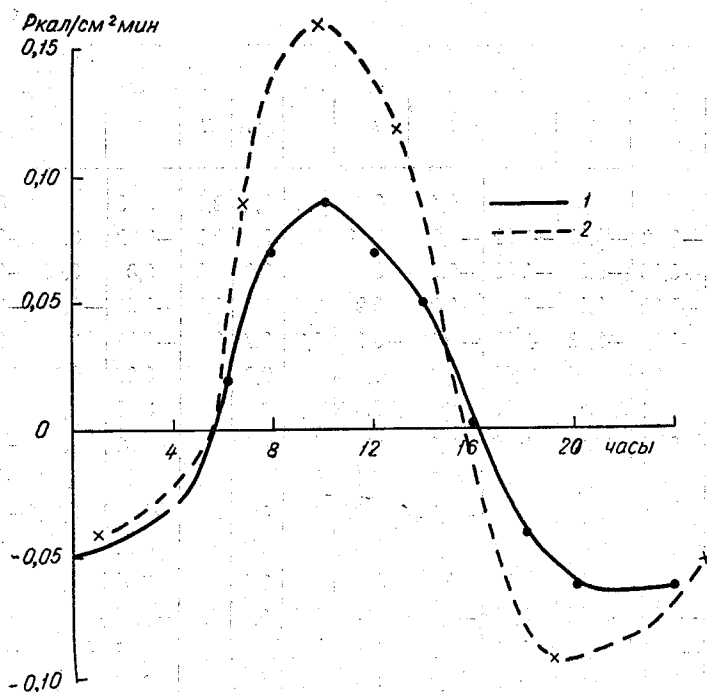


Рис. 1. Суточный ход потока тепла через поверхность почвы под картофельным полем (1) и под травой (2).

Величина турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение рассчитывалась двумя способами: по методике, изложенной в Руководстве [6], и по методике Мони́на и Казанского [12]. Для использования методики [6] в случаях, когда можно применить уравнение теплового баланса, имеются все данные, т. е. значения радиационного баланса и потока тепла через деятельную поверхность и разности температур между двумя уровнями над картофельным полем; для случаев, когда уравнение теплового баланса применить нельзя, необходимы сведения о градиентах температуры, влажности воздуха и скорости ветра над уровнем деятельной поверхности, которая в случае высокого растительного покрова не совпадает с уровнем поверхности почвы. Способ определения уровня деятельной поверхности (принято называть уровнем вытеснения) на данном картофельном поле и изменение его с ростом растений подробно описаны в работе [7]. Там же приведены значения уровня вытеснения h и параметра шероховатости z_0 , полученные автором. Эти величины относятся к количеству движения, но в связи с отсутствием подробных данных о распределении по высоте температуры и влажности воздуха над картофельным полем и с учетом гипотезы о подобии профилей те же значения уровня деятельной поверхности приняты для температуры и влажности воздуха.

В табл. 6 приведены исходные данные для расчета турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение и следующие рассчитанные величины: 1) величины потока тепла через поверхность почвы отдельно для валка P_v , борозды P_b и среднее из них P ; 2) величины разностей температуры, влажности воздуха и скорости ветра в слое 0,5 и 2 м, а также величина скорости ветра на уровне 1 м, пересчитанные с учетом уровня вытеснения; 3) величины турбулентного потока тепла и затрат

Таблица 6

Исходные данные для расчета и рассчитанные величины турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение на картофельном поле

Число	Срок, часы	P_6	P_B	P	Δt	Δe	Δu	u_1	K_1	L	V	L'	V'
13/VII	16				0,4	0,8	1,4	2,1	2,1	0,10		0,07	0,19
	18	-0,03	-0,02	-0,02	-0,2	0,5 ¹	1,0	2,2	2,2	-0,02	0,09	-0,03	0,13
	20	-0,05	-0,06	-0,06	-0,5	0,2	0,2	2,0	0,0	0,0	0,03	-0,07	0,04
14/VII	0	-0,02	-0,06	-0,04	-0,2	0,2	0,7	1,1	0,04	-0,01	-0,03	-0,01	0,02
	4	-0,01	-0,03	-0,02	-0,1	-0,1	0,7	0,7	0,05	-0,01	0,0	0,0	0,0
	6	0,02	0,01	0,02	0,4	0,6		2,2		0,07	0,15	0,07	0,15
	8	0,01	0,03	0,02	0,6	0,4		3,8		0,20	0,20	0,19	0,19
	10	0,01	0,02	0,02	-0,1	0,1	1,5	2,7	0,13	-0,01	0,05	-0,02	0,03
	12	0,0	0,0	0,0	-0,1	0,1	1,3	3,1	0,11	-0,01	0,18	-0,02	0,04
	14	0,0	0,0	0,0	-0,1	0,2	1,0	2,0	0,08	-0,01	0,04	-0,01	0,04
	16	0,03	0,01	0,02	0,2	0,5		3,3		0,06	0,25	0,05	0,21
	18	-0,01	0,01	0,0	0,5	0,5		2,8		0,09	0,14	0,11	0,17
	20	-0,04	-0,01	-0,02	-0,6 ¹	0,2	0,4	0,5	0,01	-0,01	0,01	-0,01	0,01
15/VII	4	-0,01	-0,02	-0,02	-0,8	-0,2	0,5	0,6	0,01	-0,01	-0,03	-0,02	-0,01
	6	0,03	0,03	0,03	0,2	0,2		1,2		0,04	0,07	0,02	0,02
	8	0,09	0,09	0,09	0,6	1,4		1,3		0,07	0,26	0,05	0,18
	10	0,11	0,09	0,10	-0,6	1,4		1,6		0,13	0,47	0,06	0,24
	12	0,09	0,09	0,09	0,4	0,6		2,7		0,08	0,16	0,12	0,19
	14	0,04	0,07	0,06	0,9	2,1		2,2		0,13	0,46	0,17	0,53
	16				-0,1	0,6	1,2	1,9	0,10	-0,01		-0,01	0,13
	4				-0,1	0,0	0,4	1,5	0,02	0,0	0,0	-0,01	0,0
	6	0,0	-0,01	0,0	0,2	0,0		1,7		0,03	0,0	0,02	0,0
	8	0,01	0,00	0,0	0,2	0,0		1,5		0,08	-0,01	0,02	0,0
16/VII	10	0,04	0,03	0,04	0,0	0,5		2,1		0,0	0,13	0,0	0,12
	12	0,05	0,06	0,06	0,5	0,4		3,7		0,31	0,39	0,15	0,19
	14	0,02	0,03	0,02	0,8	0,9		4,0		0,18	0,34	0,27	0,47
	16	-0,02	-0,02	-0,02	0,4	0,6		4,1		0,19	0,43	0,14	0,32
	18	-0,05	-0,06	-0,06	0,2	0,4		2,7		0,06	0,20	0,04	0,13
	20	-0,06	-0,07	-0,06	-0,4	0,4	0,9	1,8	0,05	-0,03	0,03	-0,05	0,08
	0	-0,06	-0,08	-0,07	-1,4	0,0	0,3	0,9	0,00	0,0	-0,02	-0,07	0,0
	4	-0,04	-0,03	-0,04	-0,1	0,4	0,8	1,2	0,06	-0,01	-0,01	-0,01	0,05
	6	0,0	0,04	0,02	0,2	0,6		2,4		0,02	0,09	0,04	0,17
	8	0,05	0,06	0,06	0,6	0,8		3,4		0,11	0,23	0,16	0,35
	10	0,09	0,07	0,08	0,6	1,0		4,1		0,15	0,39	0,21	0,54
	12	0,07	0,05	0,06	0,9	0,8		4,1		0,30	0,42	0,31	0,43
	14	0,02	0,05	0,04	0,5	0,8		4,0		0,18	0,43	0,17	0,42
	16	-0,03	0,0	-0,02	0,4	0,2		4,3		0,26	0,22	0,15	0,11
	18	-0,04	-0,05	-0,04	0,0	0,4		3,5		0,0	0,22	0,0	0,18
	20	-0,05	-0,06	-0,06	-0,9	0,2	0,9	1,5	0,03	-0,04	0,03	-0,09	0,03

¹ Величины получены по интерполяции суточного хода.

Число	Срок, часы	P_6	P_B	P	Δt	Δe	Δu	u_1	K_1	L	V	L'	V'
18/VII	0	-0,05	-0,05	-0,05	-0,6	0,0		1,2		-0,04	0,01	-0,04	0,0
	4	-0,03	-0,03	-0,03	-0,5	0,2	0,7	0,9	0,03	-0,02	0,05	-0,02	0,02
	6	0,01	0,0	0,0	-0,1	0,4	1,2	2,6	0,10	-0,01	0,10	-0,02	0,13
	8	0,06	0,05	0,06	-0,1	0,8	1,0	2,1	0,08	-0,01	0,12	-0,02	0,19
	10	0,07	0,06	0,06	1,1	1,8		2,1		0,24	0,62	0,17	0,44
	12	0,05	0,06	0,06	1,0	1,8		2,5		0,09	0,23	0,19	0,53
	14	0,04	0,06	0,05	1,3	1,9		2,3		0,15	0,35	0,22	0,50
	16	0,0	0,03	0,02	1,0	1,6		2,4		0,14	0,34	0,18	0,45
	18	-0,03	-0,02	-0,02	-0,1	0,5	1,0	2,1	0,08	-0,01	0,22	-0,02	0,12
	20	-0,05	-0,06	-0,06	-1,0	0,4	1,1	1,0	0,05	-0,07	0,05	-0,06	0,04
19/VII	0	-0,05	-0,06	-0,06	-1,1	0,4	0,9	1,3	0,03	-0,04	0,01	-0,09	0,05
	4	-0,02	-0,03	-0,02	-1,1	-0,1				-0,03	0,03		
	6	0,01	0,02	0,02	-0,2	1,0	0,1	0,8	0,0	0,0	0,07	-0,01	0,06
	8	0,07	0,09	0,08	0,8	1,5		0,9		0,09	0,25	0,04	0,12
	10	0,11	0,11	0,11	0,8	1,1		1,0		0,16	0,33	0,05	0,10
	12	0,09	0,08	0,08	0,4	1,8		1,8		0,12	0,51	0,05	0,37
	14	0,04	0,07	0,06	0,4	2,0		1,7		0,08	0,65	0,05	0,38
	16	0,0	0,03	0,02	0,2	0,8		3,4		0,08	0,48	0,06	0,35
	18	-0,03	-0,04	-0,04	-0,1	0,2	2,0	3,1	0,18	-0,02	0,28	-0,02	0,08
	20	-0,05	-0,06	-0,06	0,0	-0,5		1,0		0,0	0,01	0,0	-0,04
20/VII	0	-0,05	-0,06	-0,06	-3,3	-2,3	0,9	0,5	0,0	0,0	-0,02	-0,07	-0,07
	4	-0,03	-0,04	-0,04	-0,4	0,1	0,8	0,3	0,04	-0,02	0,02	0,0	0,0
	6	0,02	0,03	0,02	0,2	1,5		0,2		0,01	0,11	0,01	0,01
	8	0,08	0,10	0,09	0,4	2,0		0,6		0,04	0,26	0,01	0,13
	10	0,12	0,10	0,11	0,6	2,5		0,9		0,07	0,44	0,03	0,19
	12	0,07	0,06	0,06	0,2	1,9		1,6		0,02	0,32	0,02	0,33
	14	0,02	0,02	0,02	0,0 ¹	1,4	1,0	1,8	0,04	0,05	0,05	0,0	0,28
	16	0,0	0,0	0,0	-0,4	3,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,35	0,0	0,03
	18	-0,03	-0,03	-0,03	-0,9	2,0	0,7	0,8	0,02	-0,02	0,29	-0,04	0,13
	20	—	-0,05	—	-2,0	-1,0	0,7	0,4	0,01	-0,03	—	-0,02	-0,02
21/VII	0	-0,05	-0,06	-0,06	-1,6	-0,5	0,6	0,6	0,01	-0,02	0,02	-0,04	-0,02
	4	-0,03	-0,05	-0,04	-0,6	0,1	0,8	0,4	0,03	-0,02	0,02	-0,01	0,0
	6	0,02	0,01	0,02	-0,1	1,4	0,6	1,2	0,04	0,0	0,09	-0,01	0,16
	8	0,04	0,09	0,06	0,8	1,6	1,1	2,1	0,17	0,18	0,29	0,12	0,39
	10	0,06	0,09	0,08	0,0	0,8		1,3		0,0	0,10	0,0	0,10
	12	0,08	0,08	0,08	0,5	2,0		2,6		0,10	0,59	0,10	0,63
	14	0,07	0,09	0,08	0,6	1,8		3,5		0,12	0,52	0,17	0,80
	16	0,01	0,04	0,02	0,1	1,8		1,7		0,02	0,47	0,12	0,34
	18	-0,03	-0,05	-0,04	-0,5	0,6	1,7	2,6	0,12	-0,08	0,26	0,10	0,19
	20	—	—	—	-0,6	0,2	1,2	1,9	0,07	-0,06	—	-0,08	0,04
22/VII	4	-0,03	-0,04	-0,04	-0,8	-0,8	0,6	0,5	0,02	-0,02	0,03	-0,02	-0,02
	6	0,02	0,03	0,02	0,2	0,5	0,5	0,6	0,08	0,02	0,06	0,01	0,02

¹ Величины получены по интерполяции суточного хода.

Число	Срок, часы	P_6	P_B	P	Δt	Δe	Δu	u_1	K_1	L	V	L'	V'
22/VII	8	0,07	0,11	0,09	0,1	0,9		1,1		0,02	0,26	0,07	0,02
	10	0,09	0,13	0,11	0,1	2,3		1,8		0,01	0,53	0,01	0,41
	12	0,03	0,08	0,06	-0,5	2,1	0,8	1,5	0,04	-0,03	0,22	-0,05	0,33
	14	0,03	0,06	0,04	0,0	1,8		3,0		0,0	0,61	0,0	0,66
	16	0,0	0,02	0,01	-0,4	0,8	0,8	1,6	0,04	-0,02	0,16	-0,04	0,14
	18	-0,03	-0,04	-0,04	-1,5	4,0	0,7	0,4	0,02	-0,04	0,21	-0,02	0,08
	20	-0,04	-0,08	-0,06	-1,6	0,8	0,8	0,8	0,02	-0,04	0,05	0,07	0,05
23/VII	0	-0,04	-0,07	-0,06	-1,8	-0,2	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,01
	4	-0,02	-0,03	-0,02	-0,2	-0,1	0,5	0,9	0,02	0,0	-0,03	-0,01	-0,01
	6	0,01	0,02	0,02	-0,5	0,5	0,8	1,7	0,04	-0,03	0,15	-0,06	0,10
	8	0,04	0,07	0,06	0,2	0,9		2,7		0,04	0,25	0,04	0,29
	10	0,07	0,08	0,08	0,2	1,5		3,0		0,04	0,47	0,05	0,55
	12	0,09	0,06	0,08	0,6	2,0		3,0		0,09	0,54	0,14	0,73
	14	0,04	0,05	0,04	0,6	1,3		3,0		0,14	0,45	0,14	0,47
	16	-0,03	0,01	-0,01	0,1	0,9		3,3		0,03	0,40	0,03	0,38
	18	-0,04	-0,05	-0,04	-0,1	0,2	1,7	3,6	0,15	-0,02	0,21	-0,03	0,09
24/VII	20	-0,04	-0,06	-0,05	0,4	0,2	1,8	3,0	0,13	-0,07	0,09	-0,09	0,07
	0	-0,04	-0,05	-0,04	-0,4	0,0		3,0		-0,02	0,0	-0,09	0,0
	4	-0,02	-0,03	-0,02	-0,5	0,2	0,8	1,7	0,04	0,0	-0,01	-0,06	0,04
	6	0,01	0,0	0,0	0,4	0,1		2,4		0,09	0,05	0,07	0,03
	8	0,04	0,07	0,06	0,8	1,3		2,2		0,06	0,15	0,13	0,33
	10	0,07	0,09	0,08	0,0	1,0		3,6		0,0	0,64	0,0	0,46
	12	0,06	0,06	0,06	0,5	2,1		3,0		0,08	0,61	0,12	0,76
	14	0,02	0,04	0,03	0,6	1,3		3,3		0,09	0,30	0,16	0,55
	16	0,0	0,0	0,0	0,1	0,6		2,7		0,04	0,41	0,02	0,19
25/VII	18	-0,02	-0,03	-0,02	-0,1	0,6	1,2	2,1	0,10	-0,01	0,08	-0,02	0,14
	20	-0,04	-0,05	-0,04	-0,2	0,6	0,7	0,7	0,04	-0,01	0,06	-0,07	0,03
	10			—	0,4	1,1	0,5	0,9	0,10	-0,05		0,02	0,08
	16	-0,01	-0,01	-0,01	0,0	0,5		0,6		0,0	0,10	0,0	0,02
	18	-0,01	-0,01	-0,01	0,0	0,2		1,7		0,0	0,04	0,0	0,04
	20			—	-0,1	-0,1	1,3	2,4	0,11	-0,02		-0,02	-0,03

¹ Величины получены по интерполяции суточного хода.

тепла на испарение, рассчитанные по Руководству [6], L и V и рассчитанные по способу Монина и Казанского [12] L' и V' .

Оценка достоверности полученных величин может быть проведена путем сравнения данных, полученных двумя методами, поскольку эти методы можно считать в достаточной мере независимыми. Действительно, по способу, указанному в Руководстве [6], основу составляет величина радиационного баланса, а градиенты температуры и влажности воздуха используются только для определения турбулентного потока тепла; для метода Монина и Казанского данные по радиационному балансу совсем не используются, а весь расчет основан на данных о разностях

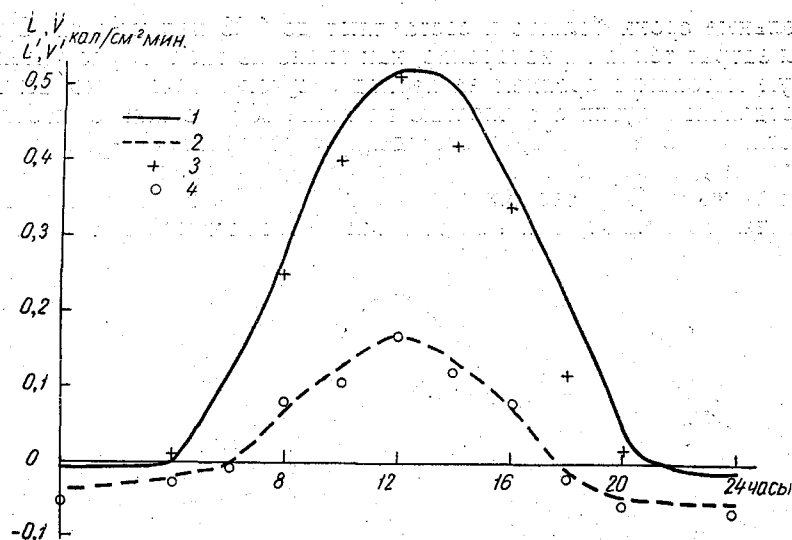


Рис. 2. Суточный ход затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен на картофельном поле.

1) V ; 2) L , рассчитанные по методике руководства [6]; 3) V' ; 4) L' , рассчитанные по методике Монина и Казанского.

температуры, влажности воздуха и данных по распределению скорости ветра.

На рис. 2 приведен суточный ход величин L и V ; L' и V' , средних из наблюдений за трое суток с преимущественно ясной погодой (17, 19 и 23 VII). Их значения довольно близки друг к другу и позволяют сделать заключение о достаточной достоверности рассчитываемых указанными способами величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение; только в ночные часы величины L' больше величин L . Высокими оказались и коэффициенты корреляции r между значениями L и L' , V и V' , рассчитанными по данным всех наблюдений: для V и V' $r_V=0,96$, а для L и L' $r_L=0,90$. Но расхождения между значениями

Таблица 7

Суточные суммы затрат тепла на испарение и турбулентный поток тепла

Число	V	V'	$\frac{V-V'}{V} \cdot 100\%$	L	L'
14 VII	120	104	13	41	41
17 VII	250	301	20	114	94
18 VII	265	300	13	44	49
19 VII	310	163	47	48	—18
20 VII	248	152	38	4	—22
21 VII	324	318	2	8	45
22 VII	260	217	16	—16	—16
23 VII	306	323	6	21	8
24 VII	276	307	11	36	—19
Среднее	262	243	7	33	18

в отдельные сроки больше и составляют до $0,03 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Суточные суммы затрат тепла на испарение, как видно из табл. 7, рассчитываются по двум методам в среднем за период 9 суток с точностью выше 7%, а за отдельные сутки с точностью не ниже 20%; в дни с небольшими скоростями (19 и 20 VII) расхождение составляет 40—50% в сторону занижения данных по методике Мони́на и Казанского. По-видимому, в этих случаях (при слабых скоростях) применять методику Мони́на и Казанского нельзя, так как значения радиационного баланса в эти

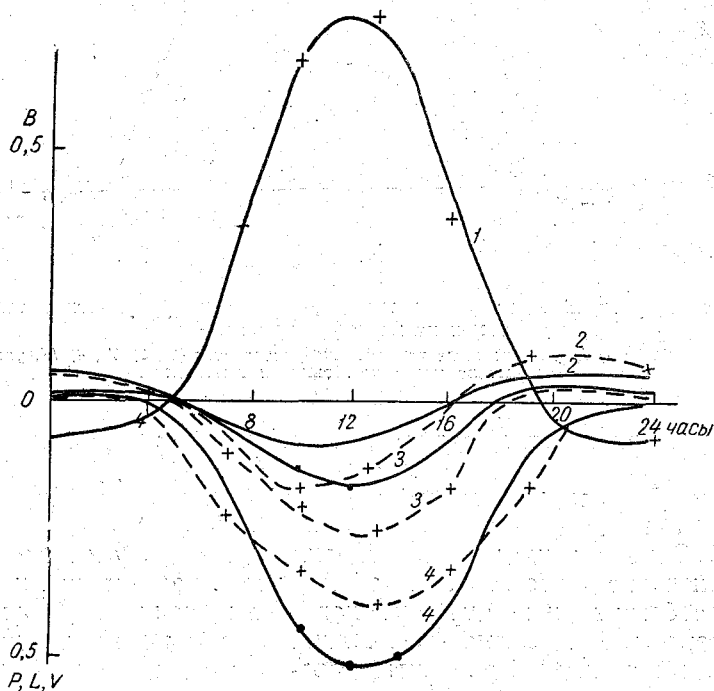


Рис. 3. Суточный ход составляющих теплового баланса на картофельном поле (сплошные линии) и травяном поле (прерывистые линии).

1) B и B_1 , 2) P и P_1 , 3) L и L_1 , 4) V и V_1 .

дни были большими. Суточные суммы турбулентного потока тепла рассчитываются с меньшей относительной точностью, так как сами величины очень малы, а, кроме того, расхождения значений турбулентного потока тепла, рассчитанного двумя методами, при условиях инверсии (т. е. в ночные часы) приводят к уменьшенным суммам, полученным по методу Мони́на и Казанского.

Анализ особенностей составляющих теплового баланса картофельного поля может быть проведен при сравнении этих величин с составляющими теплового баланса на поверхности с травяным покровом (по данным станции ОФПС). На рис. 3 приведены данные суточного хода составляющих теплового баланса поверхности картофельного поля и травяного покрова для средних из трех суток с устойчивым состоянием облачности (17, 19, 23/VII). Как видно из рис. 3, значения радиационного баланса для обеих поверхностей довольно близки, так как пункты наблюдений находились на расстоянии 200 м друг от друга и имели оди-

наковый цвет поверхности. Поток тепла через поверхность почвы под картофельной ботвой и под травостоем, как указано выше, различается в сторону больших абсолютных значений под травостоем.

В связи с этим наблюдаются различия и в затратах тепла на испарение, и в турбулентном теплообмене. Затраты тепла на испарение с картофельного поля в дневное время больше, чем с поверхности травостоя, что связано как с большей величиной растительной массы, так и с повышенной влажностью почвы на картофельном поле; турбулентный теплообмен, наоборот, несколько больше над травостоем по сравнению с величинами над картофельным полем. Соотношение суточных сумм составляющих приведено в табл. 8; оно указывает на различие

Таблица 8

Суточные суммы составляющих теплового баланса
(кал/см² мин.) на картофельном поле и на травостое
(даны с индексом) и соотношения между ними (%)

B 357	B_1 364	B/B_1 98	P/B 0	P_1/B_1 7
P 0	P_1 25	P/P_1 0	L/B 13	L_1/B_1 30
L 48	L_1 108	L/L_1 44	V/B 87	V_1/B_1 64
V 309	V_1 231	V/V_1 134		

в компонентах теплового баланса на картофельном поле и на травяном покрове, а также на то, какое количество тепла, полученного от радиационного баланса, расходуется на тепло- и влагообмен. Из полученных цифр видно, что эти соотношения различаются. Учет тепла, поглощаемого растительностью картофеля, не приведет к значительному изменению этих соотношений, хотя некоторое их изменение и следует ожидать.

На основании приведенных выше материалов можно сделать заключение о том, что методика определения составляющих теплового баланса, изложенная в [6], может использоваться и на сельскохозяйственных полях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Муминов Ф. А. Радиационный и тепловой баланс картофельного поля. Узбекский биологический журнал, № 3, 1958.
2. Торопова А. Г. Некоторые черты радиационного баланса свекловичного поля в условиях Чуйской долины. Труды Кирг. НИИЗ, вып. 3, 1960.
3. Джалилов А. Ш. Тепловой баланс орошаемого хлопкового поля. — Изв. АН Тадж. ССР, № 2 (13), 1963.
4. Жапбасбаев М. Тепловой баланс рисового поля. Труды ГГО, вып. 147, 1963.
5. Методические указания гидрометстанциям № 5. Гидрометеиздат, Л., 1954.
6. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеиздат, Л., 1965.
7. Дядина Р. С. Профиль ветра и параметр шероховатости на картофельном поле. См. настоящий сборник.
8. Ипатов В. Я. К вопросу о методике измерения температуры почвы на сельскохозяйственных полях. См. настоящий сборник.
9. Раунер Ю. Л. Тепловой баланс леса. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1960.
10. Федоров С. Ф. Тепловой баланс леса и поля. Труды ГГИ, вып. 109, 1964.
11. Павлов А. В., Устенко Г. П. Тепловой баланс и радиационный режим кукурузы в посевах. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1965.
12. Казанский А. Б., Моинин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных измерений. Метеорология и гидрология, № 12, 1962.

А. А. ФАН

О ГРАДУИРОВКЕ ТЕПЛОМЕРОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

В статье рассматриваются методика и результаты градуировки тепломеров системы ГГО в естественных условиях.

Для практического определения теплообмена в почве Г. Х. Цейтиным [1] был предложен метод аналитического решения уравнения теплопроводности и получена следующая формула для расчета потока тепла P :

$$P = \frac{c}{\tau} \left(S_1 - \frac{a}{H-z} S_2 \right), \quad (1)$$

где c — объемная теплоемкость почвы, τ — продолжительность интервала, для которого рассчитывается P , S_1 — величина, характеризующая изменение температуры в слое H за этот же интервал, a — коэффициент температуропроводности в слое H , S_2 — величина, характеризующая изменение во времени разности между температурой почвы на фиксированных глубинах H и z .

Сложность и трудоемкость расчета по этой формуле вызвали необходимость упрощения ее при производстве массовой обработки материалов наблюдений на сети теплобалансовых станций [2]. Упрощение заключалось в том, что был отброшен второй член формулы, определяющий поток тепла в почве ниже фиксированной глубины z , и по существу поток тепла в почве рассчитывался по изменению теплосодержания слоя почвы толщиной H . Таким образом, вместо формулы (1) на сети теплобалансовых станций используется формула

$$P = \frac{c}{\tau} S_1, \quad (2)$$

расчет по которой приводит к некоторой систематической ошибке в величине потока P , обусловленной недоучетом теплообмена слоя H с нижележащими слоями грунта, но величина ее, как следует из работ [2, 3, 4], для суточных сумм невелика.

Определение теплового потока на глубине z в почве чрезвычайно облегчилось бы, если для этой цели применять тепломеры. Различные конструкции тепломеров описаны в работах ряда авторов [5, 6, 7, 8 и др.]. Определив поток P_z на глубине z и изменение теплосодержания слоя почвы P_{0-z} , расположенного выше уровня установки тепломера (от поверхности почвы до глубины z), величину теплообмена в почве P можно получить суммированием этих двух составляющих, т. е.

$$P = P_{0-z} + P_z. \quad (3)$$

Однако при помещении в почву тепломера — тела, теплофизические и водно-физические свойства которого значительно отличаются от этих же свойств окружающей среды, происходит искажение температурного поля и естественно теплообмена в месте его установки и на некотором расстоянии от него.

Д. П. Беспалов [5, 8] показал, что поток тепла через тепломер пропорционален потоку тепла в той среде, в которой установлен тепломер. Коэффициент пропорциональности зависит от геометрических размеров пластины тепломера и от теплопроводностей среды и материала, из которого изготовлена пластина тепломера; в [8] приводится следующая формула расчета этого коэффициента для тепломера ГГО в форме кольца:

$$m = \frac{\frac{\lambda}{\lambda'} + \frac{\pi H'}{h}}{1 + \frac{\pi H'}{h}}, \quad (4)$$

где λ и λ' — теплопроводности почвы и материала, из которого изготовлена пластина тепломера, H' — ширина кольца, h — толщина кольца.

Используя коэффициент пропорциональности (4), можно вычислить переводный множитель тепломера, а зная разность температур между верхней и нижней поверхностями пластины тепломера, легко рассчитать поток тепла на уровне установки тепломера. Для расчета необходимо знать λ и λ' . Величина λ' постоянная и может быть измерена. Значение λ в естественных условиях непостоянно и зависит в основном от изменения влажности. В работе [9] на примере данных наблюдений в Колтушах показано, что в естественных условиях теплопроводность почвы с постоянной плотностью изменяется в пределах 20—30%.

Исходя из этого, Д. П. Беспалов указывает [8, 10], что при конструировании тепломера его размеры (ширина и толщина пластины) и материал для изготовления (соотношение $\frac{\lambda}{\lambda'}$) целесообразно брать в таком сочетании, при котором изменение коэффициента пропорциональности с изменением теплопроводности почвы будет не более 2—3%. Тогда переводный множитель данного тепломера оказывается практически постоянным для данной почвы, учитывая возможные естественные границы изменения λ . В настоящее время переводный множитель тепломеров определяется градуировкой в лабораторных условиях [6, 11] по заданному потоку тепла и измеренной разности температур на пластинах тепломера.

Переводный множитель можно получить, по-видимому, и в том случае, если построить корреляционную зависимость между потоком тепла в неискаженном поле температуры и потоком тепла, проходящим через тепломер. При применении этого метода определяется переводный множитель тепломера в естественных условиях для той почвы, в которой тепломер должен в дальнейшем работать.

В 1965 г. проводилась работа, целью которой являлась проверка возможности и целесообразности такой градуировки тепломеров ГГО в естественных условиях на сети теплораспределительных станций. Градуировка проводилась для пяти тепломеров, изготовленных мастерскими ГГО. Тепломеры были установлены на методической и основной площадках метеостанции Воейково, расположенных на расстоянии 100 м друг от друга, причем на методической площадке тепломеры размещались следующим образом: № 1 и 2 на глубине 5 см, № 3 на глубине 10 см, а на основной площадке — тепломер № 4 на глубине 5 см и № 5 на глубине 10 см.

Таблица 1

Данные измерений температуры почвы
(I — термопарная установка, II — термопарная установка,
III — термометры сопротивления)

Дата	Срок, часы	Установка	Глубина, см								
			0	1,25	2,5	5	10	15	20	25	50
9 VIII	10	I	18,4	—	—	13,4	13,4		13,5		
		II	17,6	16,7	15,1	14,6	14,0		13,4		
		III	18,8			14,1	13,5	13,4	13,2	13,3	13,2
	12	I	19,5	15,9	15,0	14,0	13,5		13,0		
		II	21,2	18,7	16,7	14,8	13,8		12,8		
		III	23,3			16,0	14,2	13,5	13,3	13,2	13,1
	14	I	19,8	16,9	16,3	15,6	14,5		13,5		
		II	20,0	18,9	18,0	17,2	15,5		13,3		
		III	24,8			18,0	15,5	14,6	13,9	13,4	13,0
	16	I	20,0	17,6	16,9	16,1	15,3		14,0		
		II	19,3	18,7	18,0	17,1	16,0		13,8		
		III	23,0			18,4	16,7	15,4	14,6	13,6	13,2
	18	I	17,0	16,5	15,9	15,7	15,5		14,4		
		II	15,8	15,8	16,4	16,6	16,0		14,3		
		III	18,1			17,8	17,3	15,6	14,8	13,9	13,3
	20	I	12,4	13,4	14,3	15,0	15,3		14,7		
		II	11,8	13,0	14,0	15,2	15,5		14,5		
		III	13,4			16,2	16,4	15,8	15,0	14,2	13,5
	22	I	6,2	9,8	11,2	13,3	14,4		14,4		
		II	8,1	9,9	11,6	13,2	14,2		14,2		
		III	4,1			14,3	15,1	15,3	14,7	14,4	13,8
10 VIII	2	I	4,1	7,2	8,7	10,9	12,6		13,5		
		II	5,6	7,8	9,1	11,1	12,0		13,4		
		III	—			11,6	13,1	14,0	14,2	14,0	13,8
	4	I	3,4	6,5	8,3	10,2	11,8		13,0		
		II	5,0	6,7	8,2	9,9	11,1		12,8		
		III	—			—	—	—	—	—	—
	6	I	8,2	8,8	9,3	10,1	11,8		12,6		
		II	8,6	8,9	9,3	10,1	11,2		12,4		
		III	9,3			10,6	11,6	12,8	13,2	13,4	13,6
	8	I	11,3	11,3	11,0	11,3	11,6		12,2		
		II	11,1	11,0	11,0	11,1	11,1		12,1		
		III	11,8			11,6	11,6	12,2	15,7	13,0	13,2
10	I	16,6	14,7	13,5	12,7	12,5		12,5			
	II	15,0	14,5	13,3	12,3	12,1		12,1			
	III	15,4			12,6	12,3	12,4	12,4	12,7	13,0	
23 VIII	10	I	18,7	17,4	16,7	15,2	15,2		14,8		
		II	—	—	—	—	—		—		
		III	21,2			16,0	15,0	14,8	14,4	14,0	12,4

Дата	Срок, часы	Установка	Глубина, см								
			0	1,25	2,5	5	10	15	20	25	50
23 VIII	11	I	22,4	20,4	17,6	15,6	15,0		14,6		
		II	—	—	—	—	—		—		
		III	25,2			17,0	15,6	14,8	14,4	14,1	12,4
	12	I	23,9	22,0	19,7	17,5	16,1		14,8		
		II	25,7	23,4	21,4	18,9	17,2		14,6		
		III	27,3			18,1	16,2	15,4	14,6	14,2	12,5
	13	I	23,4	22,7	21,0	18,8	16,8		15,1		
		II	25,6	24,2	22,2	19,4	17,6		14,8		
		III	28,6			19,1	17,0	16,0	14,8	14,4	12,5
	14	I	25,5	23,1	21,6	19,6	17,7		15,5		
		II	26,3	24,5	22,5	20,2	18,5		15,2		
		III	29,8			20,0	18,0	16,5	15,1	14,6	12,5
	15	I	24,7	23,4	22,2	20,1	18,0		15,8		
		II	24,8	23,8	22,0	20,5	18,8		15,5		
		III	29,3			20,4	18,4	16,9	15,4	14,8	12,5
	16	I	24,2	23,0	22,0	20,3	18,6		16,0		
		II	23,7	22,8	21,8	20,3	19,0		15,7		
		III	28,0			20,6	18,9	17,5	15,7	15,1	12,5
	17	I	21,3	21,0	20,5	19,9	18,5		16,2		
		II	21,8	21,3	20,6	19,8	18,9		15,9		
		III	23,8			20,2	19,0	17,6	16,0	14,9	12,6
24 VIII	10	I	—	—	—	—	—		—		
		II	20,7	18,7	17,0	15,6	15,2		14,6		
		III	20,7			15,4	15,0	14,9	14,7	14,6	13,0
	11	I	21,2	19,2	18,0	16,4	15,6		14,9		
		II	23,1	21,0	18,9	17,0	15,9		14,8		
		III	24,1			16,6	15,4	15,1	14,8	14,6	13,0
	12	I	24,1	21,9	20,2	17,9	16,2		15,1		
		II	24,9	23,1	20,8	18,4	16,9		14,9		
		III	26,9			18,0	16,2	15,5	14,8	14,6	13,2
	13	I	25,2	22,9	21,1	18,8	17,0		15,4		
		II	26,1	23,8	22,1	19,3	17,7		15,1		
		III	29,6			19,2	17,1	16,1	15,0	14,7	13,2
	14	I	27,2	24,3	22,5	19,8	17,8		15,6		
		II	26,5	24,7	22,7	20,2	18,6		15,6		
		III	31,4			20,2	18,0	16,6	15,3	14,9	13,2
	15	I	23,7	23,3	22,3	20,4	18,3		16,0		
		II	22,3	22,4	21,5	20,2	18,7		15,6		
		III	29,2			20,8	18,8	17,3	15,8	15,0	13,2
	16	I	25,3	23,2	22,1	20,3	18,6		16,4		
		II	23,3	22,0	21,2	20,1	18,8		16,0		
		III	27,8			20,6	19,0	17,5	16,1	15,2	13,2

Дата	Срок, часы	Установка	Глубина, см								
			0	1,25	2,5	5	10	15	20	25	50
25 VIII	10	I	22,4	20,4	19,3	17,8	16,9		15,2		
		II	22,8	20,5	18,5	16,6	15,8		14,9		
		III	22,0			16,3	15,4	15,3	15,1	15,0	13,5
	11	I	24,1	21,1	19,7	17,6	16,9		15,3		
		II	24,9	22,4	20,3	18,1	16,9		15,1		
		III	25,9			17,6	16,0	15,7	15,1	15,0	13,5
	12	I	26,2	22,7	21,1	18,7	16,9		15,5		
		II	26,5	23,8	21,6	19,2	17,6		15,2		
		III	28,6			18,4	16,8	16,1	15,2	15,0	13,6
	13	I	27,9	24,0	22,0	19,8	17,7		15,9		
		II	28,2	24,5	22,4	19,9	18,2		15,4		
		III	30,8			19,6	17,8	16,7	15,5	15,1	13,6
	14	I	28,7	24,5	22,7	20,3	18,2		16,2		
		II	27,9	24,6	22,8	20,6	19,1		15,9		
		III	32,1			20,4	18,4	17,1	15,9	15,2	13,5
	15	I	28,5	24,8	23,2	20,7	18,7		16,5		
		II	26,6	24,1	22,8	20,8	19,3		16,2		
		III	31,6			21,0	19,0	17,7	16,2	15,5	13,5
	16	I	27,3	24,3	23,1	21,0	19,1		16,9		
		II	24,9	23,0	22,1	20,7	19,4		16,9		
		III	30,5			21,0	19,3	17,9	16,5	15,7	13,5
	18	I	21,6	21,0	20,6	19,8	19,0		17,1		
		II	21,0	19,9	19,9	19,5	19,0		16,7		
		III	23,7			19,5	19,0	18,4	16,9	16,2	13,5
	20	I	16,0	17,4	18,1	18,6	18,4		17,1		
		II	16,0	16,9	17,7	18,2	18,2		16,8		
		III	16,2			18,8	18,8	18,1	17,2	16,4	13,5
	23	I	13,4	14,7	15,5	16,5	16,9		16,7		
		II	14,2	14,8	15,6	16,7	17,0		16,5		
		III	13,4			17,0	17,3	17,4	17,0	16,5	13,8
26 VIII	2	I	12,2	13,5	14,4	15,2	15,9		16,1		
		II	13,1	13,7	14,6	15,4	16,0		16,1		
		III	12,2			15,8	16,2	16,7	16,6	16,4	13,9
	5	I	10,9	12,0	13,2	14,3	15,2		15,6		
		II	11,4	12,4	13,4	14,4	15,2		15,6		
		III	11,1			15,2	15,5	15,9	15,9	16,0	13,9
	7	I	12,0	12,6	13,1	13,9	14,7		15,3		
		II	12,4	12,7	13,2	14,2	14,7		15,3		
		III	12,2			14,5	15,0	15,5	15,6	15,8	13,9
	9	I	16,6	15,6	15,2	14,8	14,9		15,1		
		II	18,4	16,6	15,7	15,1	14,9		15,1		
		III	16,5			15,0	14,9	15,2	15,2	15,5	13,9

Дата	Срок, часы	Установка	Глубина, см								
			0	1,25	2,5	5	10	15	20	25	50
26 VIII	10	I	19,3	17,6	16,6	15,8	15,3		15,1		
		II	21,3	18,8	17,4	16,1	15,5		15,0		
		III	20,0			16,0	15,0	15,1	15,1	15,4	—
	11	I	22,8	19,6	18,3	16,6	15,7		15,2		
		II	24,1	20,8	19,0	17,1	16,1		15,0		
		III	23,8			16,7	15,5	15,3	15,1	15,3	13,9
	12	I	24,6	21,3	19,9	17,5	16,2		15,3		
		II	25,8	22,3	20,3	18,1	16,8		15,1		
		III	28,0			17,9	16,2	15,7	15,1	15,2	13,9
	13	I	27,6	23,3	21,4	18,9	17,2		15,6		
		II	27,7	23,9	21,6	19,3	17,7		15,4		
		III	31,0			19,4	17,0	16,2	15,4	15,4	13,9
	14	I	29,6	25,0	22,4	19,8	17,7		15,9		
		II	28,2	24,5	22,3	19,9	18,4		15,6		
		III	32,6			20,4	17,8	16,7	15,6	15,4	13,9
	15	I	28,0	24,7	22,8	20,2	18,1		16,2		
		II	26,7	23,9	22,3	20,2	18,7		15,9		
		III	31,9			20,6	18,4	17,0	15,9	15,5	13,9
10 IX	10	I	14,9	14,2	13,6	12,9	12,6		12,9		
		II	15,3	14,6	13,9	13,1	12,9		13,1		
		III	15,6			12,8	12,5	12,6	12,7	13,4	13,4
	12	I	19,0	17,1	15,8	14,3	13,4		13,1		
		II	19,8	18,3	17,0	14,8	13,9		13,2		
		III	20,2			14,6	13,8	13,2	12,9	13,4	13,4
	14	I	19,4	18,2	17,4	15,9	14,4		13,5		
		II	20,2	19,2	17,9	16,1	15,0		13,5		
		III	21,6			15,9	14,9	14,0	13,4	13,6	13,4
	16	I	18,9	18,4	17,6	16,4	15,2		14,0		
		II	19,1	18,7	18,0	16,8	15,8		14,0		
		III	20,4			16,8	15,6	14,7	14,3	13,8	13,4
	18	I	16,4	16,6	16,6	16,2	15,4		14,3		
		II	16,4	16,6	16,6	16,5	15,7		14,3		
		III	17,8			16,7	15,8	15,0	14,2	13,9	13,4
	20	I	12,2	13,5	14,1	15,0	15,1		14,5		
		II	12,6	13,5	14,1	15,0	15,2		14,5		
		III	12,4			15,2	15,4	15,1	14,5	14,1	13,4
	23	I	10,9	11,7	12,4	13,3	13,9		14,1		
		II	11,5	12,2	12,7	13,5	14,0		14,3		
		III	11,2			14,2	14,3	14,5	14,4	14,3	13,4
11 IX	2	I	11,3	11,9	12,4	13,0	13,5		13,9		
		II	11,7	12,1	12,6	13,3	13,9		14,1		
		III	11,7			13,6	13,8	14,0	14,1	14,1	13,4

Дата	Срок, часы	Установка	Глубина, см								
			0	1,25	2,5	5	10	15	20	25	50
11 IX	5	I	10,7	11,4	12,0	12,9	13,2		14,2		
		II	11,0	11,5	12,2	13,1	13,7		14,4		
		III	10,8			13,0	13,3	13,7	13,9	14,0	—
	8	I	11,9	11,7	11,8	12,1	12,7		13,3		
		II	12,0	12,0	12,0	12,3	13,0		13,4		
		III	12,1			12,4	12,8	13,3	13,5	13,8	13,4
	10	I	14,3	13,7	13,4	12,9	12,9		13,2		
		II	15,2	14,8	14,1	13,0	13,0		13,3		
		III	14,5			12,9	12,9	13,2	13,3	13,7	13,4

Для более подробного измерения распределения температуры в слое почвы от поверхности до глубины 5 см на методической площадке использовались две термопарные установки, в каждой из которых имелось по пять пар термоспаев; один из термоспаев каждой пары располагался соответственно на поверхности почвы и на глубинах 1,25, 2,50, 5 и 10 см, вторые спаи каждой пары были выведены к термометру сопротивления, вмонтированному в установку и расположенному на глубине 20 см. Спаи плотно прилегали к чувствительному элементу датчика температуры, так что по показаниям термометра сопротивления можно было судить о температуре этих спаев.

Измерение сопротивления производилось мостом МО-62. По показаниям термопарных установок определялись разности температуры Δt в слоях 0,0—20; 1,25—20; 2,5—20; 5—20 и 10—20 см с помощью зеркального гальванометра М-95, а по полученным разностям Δt и температуре t на глубине 20 см определялась температура на поверхности и на глубинах 1,25; 2,5; 5 и 10 см. Кроме того, температура почвы измерялась также термометрами сопротивления, установленными на этой же площадке на глубинах 5 см (2 термометра), 10 см (2 термометра), 15, 20, 25 и 50 см. Данные о распределении температуры по всем установкам приведены в табл. 1.

Теплофизические характеристики измерялись приборами отдела физики пограничного слоя (ОФПС) ГГО, теория и конструкция которых подробно описаны в работах [9, 12]. Приборы (по 2 прибора) были установлены на глубинах 5, 15, 25, 50 см. Результаты наблюдений по ним приведены в табл. 2.

Все приборы устанавливались под естественной поверхностью с травяным покровом.

Наблюдения проводились 9, 10, 23, 24, 25 и 26 VIII, причем 23, 24, 25 и 26 VIII в дневные часы, т. е. в период, когда наблюдались наибольшие потоки тепла в почве, наблюдения были ежечасными. На методической площадке во время наблюдений в течение одной серии дважды (в начале и в конце) делались отсчеты по термометрам сопротивления, один раз — по каждой термопарной установке и четыре-пять раз — по каждому из трех тепломеров.

Одним из основных моментов градуировки тепломеров является выбор правильной методики определения потока P на глубинах уста-

новки тепломера. На рис. 1 приведены значения потоков тепла на глубине 5 см за 25—26 августа, рассчитанные тремя методами:

1) по формуле

$$P_1 = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (5)$$

2) по формуле (1) Г. Х. Цейтина,

3) по изменению теплосодержания в слое почвы 5—50 см.

При определении потока тепла по первому методу производная определялась графически как тангенс угла наклона касательной к профилю температуры в точках, соответствующих значениям температуры на глубинах 5 или 10 см. Профили температуры вычерчивались отдельно по значениям температуры, полученной по каждой термодатной установке. Обработка производилась в трехкратной повторности. Для каждой установки из трех определений были вычислены средние значения $\frac{\partial T}{\partial z}$ на глубинах 5 и 10 см. Результаты обработки для одной из установок за 25—26 августа приведены в табл. 3.

Метод графического определения производной субъективен и зависит от точности определения положения касательной в данной точке кривой и от точности проведения самой кривой распределения температуры. При трехкратном вычерчивании профиля температуры даже при наличии более подробных данных о ее распределении в слое 0—5 см. было невозможно добиться строго одинакового вида кривой и положения касательной к ней. По-видимому, для более точной характеристики профиля температуры в слое 0—10 см необходимо иметь большее число точек измерения по глубине, чем имелось в данном случае.

Данные табл. 3 показывают, что отклонения отдельных значений $\frac{\partial T}{\partial z}$ от средних доходят до 50%, а в некоторых, правда редких, случаях до 100%. Отклонения для значений $\frac{\partial T}{\partial z}$ больше на глубине 10 см, что можно объяснить отсутствием достаточного количества точек измерений в слое

Таблица 2

Данные измерений теплофизических характеристик почвы в Воейково (коэффициенты теплопроводности λ , температуропроводности a и объемной теплоемкости c)

Дата	λ кал/см град. сек.						a см ² /сек. на глубине, см						c кал/см ² град.					
	5		15		25		5		15		25		5		15		25	
	на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см		на глубине, см	
9—10 VIII	0,00144	0,00152	0,00175	0,00198	0,00288	0,00292	0,00325	0,00381	0,50	0,52	0,54	0,52	0,50	0,52	0,52	0,54	0,52	0,52
23 VIII	0,00148	0,00150	0,00173	0,00194	0,00296	0,00289	0,00309	0,00373	0,50	0,52	0,56	0,52	0,50	0,52	0,52	0,56	0,52	0,52
24 VIII	0,00148	0,00148	0,00183	0,00196	0,00302	0,00285	0,00333	0,00377	0,49	0,52	0,55	0,52	0,49	0,52	0,52	0,55	0,52	0,52
25—26 VIII	0,00144	0,00157	0,00173	0,00216	0,00306	0,00314	0,00332	0,00393	0,47	0,50	0,54	0,50	0,47	0,50	0,55	0,54	0,55	0,55
10—11 IX	0,00130	0,00144	0,00177	0,00196	0,00283	0,00294	0,00329	0,00377	0,46	0,49	0,54	0,49	0,46	0,49	0,52	0,54	0,52	0,52

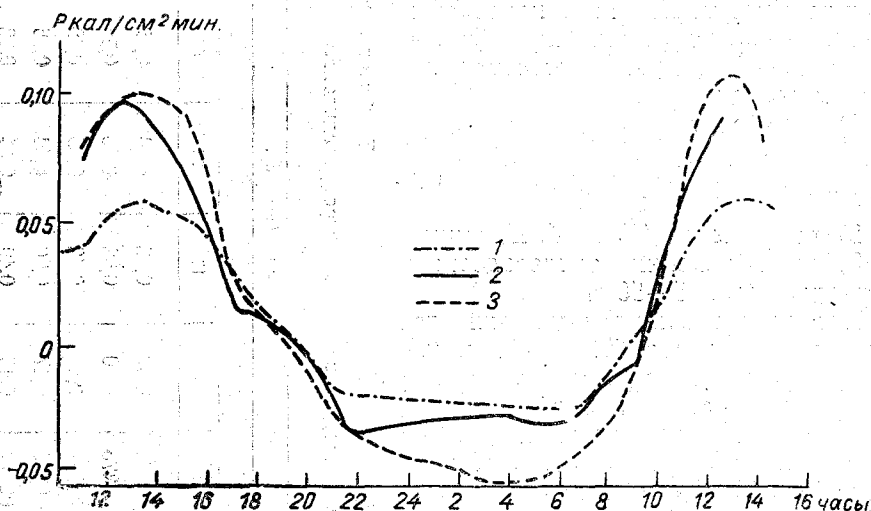


Рис. 1. Суточный ход потока тепла через поверхность почвы на глубине 5 см, рассчитанный разными способами.

1) $P_1 = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$; 2) $P_2 = \frac{c}{\tau} (S_1 - \frac{a}{10} S_2)$; 3) $P_3 = \frac{c}{\tau} \int_0^H [T(t_2, z) - T(t_1, z)] dz$

5—15 см и, следовательно, очень неточным проведением профиля температуры на этой глубине. Отклонения значений $\frac{\partial T}{\partial z}$ от среднего на глубине 5 см меньше, но все же доходят в отдельных случаях до 40% для сравнительно небольших величин (порядка 0,1—0,2°) и до 15—25% для величин порядка 0,3—0,6°. Для расчета потока тепла P_1 по формуле (5) использовались средние значения $\frac{\partial T}{\partial z}$ и измеренные величины λ на глубинах 5 и 10 см. Показанные на рис. 1 значения P_1 для глубин 5 см представляют собой данные, осредненные по двум установкам.

Результаты определений $\frac{\partial T}{\partial z}$ 25—26 VIII 1965 г. на глубинах 5

Повторность	Часы								
	10	11	12	13	14	15	16	18	20
	Глуби								
1	0,57	0,53	0,62	0,68	0,59	0,51	0,32	0,14	—0,04
2	0,50	0,50	0,53	0,56	0,60	0,60	0,50	0,10	—0,16
3	0,35	0,51	0,55	0,77	0,55	0,55	0,44	0,23	0,00
Среднее	0,47	0,51	0,57	0,67	0,58	0,55	0,42	0,16	—0,07
	Глуби								
1	0,17	0,17	0,24	0,29	0,28	0,27	0,29	0,17	0,07
2	0,28	0,33	0,25	0,25	0,24	0,23	0,20	0,20	0,12
3	0,17	0,16	0,16	0,33	0,30	0,28	0,30	0,16	0,10
Среднее	0,21	0,22	0,22	0,29	0,27	0,26	0,26	0,18	0,10

Определение потока тепла P_2 через поверхность 5 см вторым методом, по формуле (1), производилось по данным о распределении температуры почвы на глубинах 5—25 см, полученным из наблюдений по термометрам сопротивления. По данным этих же наблюдений за распределением температуры в почве до глубины 50 см вычислялся поток тепла в почве P_3 по изменению теплосодержания (третий метод) в слое 5—50 см и P_4 в слое 10—50 см. Площади между двумя кривыми распределения температуры почвы за соседние сроки определялись планиметрированием и взвешиванием на аналитических весах. Величины P_2 и P_3 , определенные по второму и третьему методам, и P_4 , вычисленная по третьему методу, приведены в табл. 4.

Для сравнительной характеристики значений P , полученных различными методами, на рис. 1 приведены кривые суточного хода потока тепла в почве за 25—26 VIII. Из рис. 1 следует, что величины P_1 значительно ниже величин, полученных по второму и третьему методам (P_2 и P_3), что объясняется малой точностью первого метода. Данные, рассчитанные вторым и третьим методами, близки между собой, однако значения P_2 несколько ниже значений P_3 . По-видимому, предпочтение следует отдать третьему методу вычисления, учитывающему реальное распределение температуры до большей глубины (до 50 см).

Для градуировки тепломеров были использованы результаты определения потока тепла P_3 за 9, 10, 23, 24, 25 и 26 VIII по изменению теплосодержания в слое 5—50 см и P_4 в слое 10—50 см. Значения объемной теплоемкости принимались средними для слоя в соответствии с данными, приведенными в табл. 2. Теплофизические характеристики почвы за эти дни менялись мало. При градуировке использовались величины P_3 и P_4 и отсчеты по тепломерам за периоды суток с наибольшими по абсолютной величине положительными потоками и с наименьшими изменениями потока от срока к сроку, т. е. за периоды с 0 до 7 час., с 11 до 15 час., и с 22 до 24 час. В периоды значительных изменений потока тепла возможны несоответствия в величинах P , полученных по показаниям тепломеров и рассчитанных, вследствие различной инерции тепломеров и термометров.

Для примера на рис. 2 приведены графики градуировки тепломеров № 1 и 3 (глубины установки 5 и 10 см). В результате обработки данных для тепломеров получены следующие переводные множители:

Таблица 3

и 10 см по данным измерений температуры термпарной установкой 1

Часы									
23	2	5	8	10	11	12	13	14	15
на 5 см									
—0,22	—0,30	—0,32	—0,07	0,20	0,55	0,58	0,66	0,58	0,49
—0,27	—0,28	—0,30	—0,08	0,21	0,50	0,50	0,54	0,45	0,50
—0,24	—0,20	—0,24	—0,06	0,22	0,40	0,43	0,59	0,50	0,50
—0,24	—0,26	—0,29	—0,07	0,21	0,48	0,50	0,60	0,51	0,50
на 10 см									
—0,05	—0,11	—0,09	—0,05	0,08	0,07	0,09	0,23	0,36	0,26
—0,05	—0,05	—0,15	—0,08	0,04	0,08	0,13	0,26	0,28	0,29
—0,03	—0,04	—0,05	—0,06	0,03	0,12	0,12	0,19	0,17	0,24
—0,04	—0,07	—0,10	—0,06	0,05	0,09	0,11	0,23	0,27	0,26

Величины потока тепла через поверхность на глубине 5 см (P_2 и P_3) и на глубине 10 см (P_4)

$$P_2 = \frac{c}{\tau} \left(S_1 - \frac{a}{10} S_3 \right), P_3 \text{ — по изменению теплосодержания в слое 5—50 см, } P_4 \text{ — по изменению теплосодержания в слое 10—50 см}$$

Поток тепла	Часы													
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
9 VIII														
P_2	0,029	0,069	0,084	0,082	0,073	0,052	0,035	0,009	—0,016	—0,036	—0,051	—0,051	—0,050	—0,047
P_3	0,039	0,075	0,097	0,095	0,084	0,064	0,043	0,022	0,00	—0,018	—0,036	—0,047	—0,054	—0,061
P_4	0,002	0,031	0,062	0,066	0,067	0,060	0,040	0,033	0,027	0,015	—0,002	—0,014	—0,025	—0,036
23 VIII														
P_2	0,014	0,091	0,100	0,089	0,075	0,057								
P_3	0,087	0,110	0,109	0,105	0,097	0,050								
P_4	0,052	0,074	0,075	0,080	0,082	0,046								
24 VIII														
P_2	0,069	0,095	0,103	0,102	0,075									
P_3	0,078	0,101	0,120	0,117	0,085									
P_4	0,042	0,057	0,075	0,083	0,068									
25 VIII														
P_2	0,073	0,084	0,097	0,083	0,055	0,040	0,015	0,011	0,008	—0,003	—0,014	—0,033	—0,034	—0,033
P_3	0,078	0,094	0,100	0,097	0,094	0,054	0,027	0,014	0,003	—0,010	—0,024	—0,035	—0,039	—0,042
P_4	0,039	0,032	0,060	0,069	0,077	0,070	0,046	0,027	0,012	0,002	—0,003	—0,013	—0,018	—0,024
10 VIII														
P_2	—0,047	—0,047	—0,047	—0,047	—0,038	—0,028	—0,016	0,00	0,020					
P_3	—0,054	—0,067	—0,068	—0,069	—0,063	—0,051	—0,036	—0,023	—0,008					
P_4	—0,042	—0,048	—0,053	—0,056	—0,055	—0,051	—0,046	—0,036	—0,026					
26 VIII														
P_2	—0,029	—0,020	—0,029	—0,027	—0,028	—0,030	—0,025	—0,012	—0,006	0,027	0,056	0,081	0,091	0,078
P_3	—0,046	—0,050	—0,053	—0,053	—0,052	—0,047	—0,039	—0,029	—0,007	0,021	0,072	0,100	0,106	0,084
P_4	—0,030	—0,038	—0,045	—0,047	—0,040	—0,034	—0,033	—0,033	—0,017	0,003	0,042	0,057	0,063	0,058

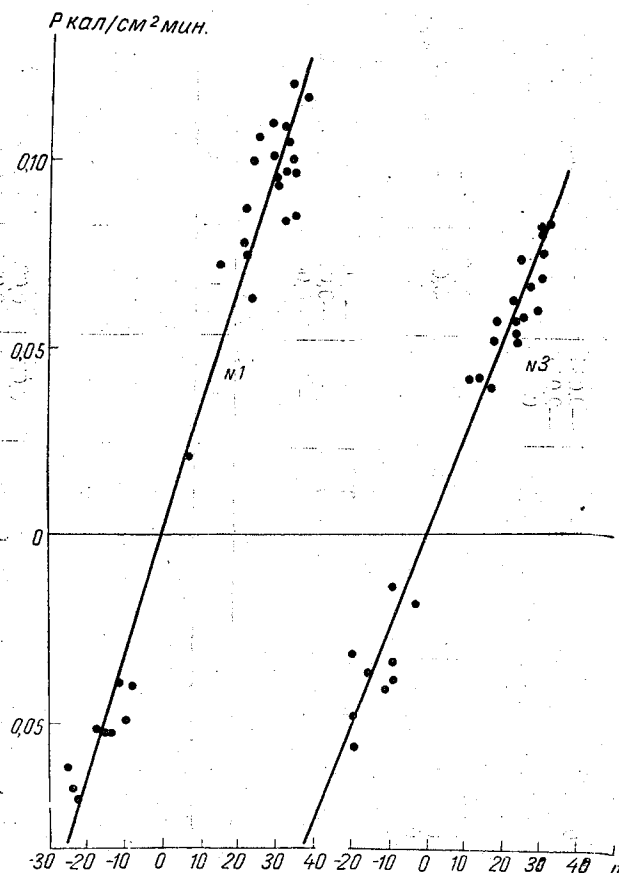


Рис. 2. Графики градуировки тепломеров № 1 и 3.

P — поток тепла через поверхность на глубине 5 см (тепломер № 1) и 10 см (тепломер № 3), n — число делений гальванометра.

№ 1 — $0,0032 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, № 2 — $0,0026 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, № 3 — $0,0025 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$ на одно деление гальванометра. Все три тепломера градуировались с одним и тем же гальванометром типа М117/3.

Градуировка тепломеров № 4 и 5, установленных на основной площадке на глубинах 5 и 10 см, производилась по потоку тепла, вычисленному на основании данных наблюдений по коленчатым термометрам на глубинах 5, 10, 15 и 20 см под естественной поверхностью. Изменение теплосодержания в слоях 5—20 и 10—20 см определялось планиметрированием площади между кривыми распределения температуры за соседние сроки.

Теплообмен между указанным слоем почвы и нижележащими слоями определялся в соответствии с формулой Г. Х. Цейтина [1] (второй член) и в соответствии с методикой, изложенной в Руководстве [13]. Для тепломера № 4 переводный множитель равен $0,0024 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, для тепломера № 5 — $0,0022 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$ на одно деление гальванометра. Тепломеры № 4 и 5 градуировались также с одним гальванометром типа М117/3. В табл. 5 помещены результаты обработки наблюдений по тепломерам № 1 и 2: потоки тепла P' и P'' на глубине 5 см, вычисленные по полученным переводным множителям и отсчетам по тепломерам

Таблица 5

Потоки тепла в почве на глубине 5 см, вычисленные по показаниям термометров (P' — по термометру № 1, P'' — по термометру № 2) за сутки 9—10 и 25—26 VIII и за 10—11 IX

Поток тепла	Ч а с ы														
	10	11	12	13	14	16	18	20	22	23	24	2			
9—10 VIII															
P'	0,028	—	0,079	—	0,095	0,078	0,046	—0,005	—0,045	—	—0,068	—0,073			
P''	0,037	—	0,066	—	0,104	0,085	0,013	—0,004	—0,046	—	—0,065	—0,065			
$\Delta p = P' - P''$	—0,009	—	0,013	—	—0,009	—0,007	0,003	—0,001	0,001	—	—0,004	—0,008			
25—26 VIII															
P'	0,044	0,069	0,097	0,112	0,113	0,101	0,051	0,005	—	—0,025	—	—0,043			
P''	0,040	0,077	0,098	0,112	0,107	0,098	0,044	0,001	—	—0,024	—	—0,044			
$\Delta p = P' - P''$	0,004	—0,008	—0,001	0,000	0,006	0,003	0,007	0,005	—	—0,001	—	0,001			
10—11 IX															
P'	0,015	—	0,052	—	0,066	0,031	0,036	—0,008	—	—0,029	—	—0,026			
P''	0,020	—	0,058	—	0,066	0,057	0,035	—0,012	—	—0,029	—	—0,025			
$\Delta p = P' - P''$	—0,005	—	—0,006	—	0,000	0,004	0,005	0,004	—	0,000	—	—0,001			
9—10 VIII															
P'	—0,070	—	—0,051	—	—0,013	—	0,013	—	—	—	—	—			
P''	—0,065	—	—0,045	—	—0,012	—	0,017	—	—	—	—	—			
$\Delta p = P' - P''$	—0,005	—	—0,006	—	—0,001	—	—0,004	—	—	—	—	—			
25—26 VIII															
P'	—	—0,046	—	—0,031	—	—0,005	0,024	0,048	0,076	0,098	0,106	0,105			
P''	—	—0,045	—	—0,035	—	—0,001	0,031	0,056	0,078	0,094	0,098	0,094			
$\Delta p = P' - P''$	—	—0,001	—	0,004	—	—0,004	—0,007	—0,008	—0,002	0,004	0,008	0,011			
10—11 IX															
P'	—	—0,028	—	—	—0,024	—	0,003	0,027	—	—	—	—			
P''	—	—0,027	—	—	—0,021	—	0,010	0,034	—	—	—	—			
$\Delta p = P' - P''$	—	—0,001	—	—	—0,003	—	—0,007	—0,007	—	—	—	—			

Таблица 6

Поток тепла через поверхность почвы за сутки 9—10 и 25—26 VIII и 10—11 IX
(рассчитанный по формулам: $P=P_5+P_{0-5}$ и $P^*=P_{10}+P_{0-10}$)

Поток тепла	Ч а с ы													
	10	11	12	13	14	16	18	20	22	23	24			
9—10 VIII														
P	0,048	—	0,108	—	0,111	0,064	0,007	—0,061	—0,092	—	—0,092			
P^*	0,042	—	0,103	—	0,110	0,052	—0,016	—0,070	—0,096	—	—0,085			
$\Delta p=P-P^*$	0,006	—	0,005	—	0,001	0,012	0,023	0,009	0,004	—	—0,007			
25—26 VIII														
P	0,084	0,116	0,144	0,140	0,124	0,074	0,001	—0,040	—	—0,045	—			
P^*	0,091	0,111	0,138	0,140	0,108	0,037	—0,020	—0,045	—	—0,047	—			
$\Delta p=P-P^*$	—0,007	0,005	0,006	0,000	0,016	0,037	0,021	0,005	—	0,002	—			
10—11 IX														
P	0,073	—	0,084	—	0,076	0,052	—0,002	—0,046	—	—0,038	—			
P^*	0,082	—	0,088	—	0,072	0,045	—0,020	—0,032	—	—0,034	—			
$\Delta p=P-P^*$	—0,009	—	—0,004	—	0,004	0,007	—0,018	0,006	—	—0,004	—			

Поток тепла	Ч а с ы													
	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
9—10 VIII														
P	—0,091	—0,063	—	—0,029	—	0,033	—	0,078	—	—	—	—	—	
P^*	—0,088	—0,075	—	—0,033	—	0,046	—	0,089	—	—	—	—	—	
$\Delta p=P-P^*$	—0,003	—0,012	—	0,004	—	0,013	—	0,011	—	—	—	—	—	
25—26 VIII														
P	—0,058	—	—0,039	—	—0,011	—	0,053	0,088	0,108	0,131	0,147	0,125	—	
P^*	—0,047	—	—0,038	—	—0,004	—	0,070	0,100	0,119	0,138	0,144	0,109	—	
$\Delta p=P-P^*$	—0,011	—	—0,001	—	—0,015	—	—0,017	—0,012	—0,011	—0,007	0,003	0,016	—	
10—11 IX														
P	—0,029	—	—0,034	—	—	0,014	—	0,035	—	—	—	—	—	
P^*	—0,022	—	—0,032	—	—	0,004	—	0,139	—	—	—	—	—	
$\Delta p=P-P^*$	—0,007	—	—0,002	—	—	0,010	—	—0,004	—	—	—	—	—	

в срочные часы, за сутки 9—10/VIII, 25—26/VIII, 10—11/IX 1965 г. Как следует из таблицы, расхождения в величинах потоков P' и P'' в основном составляют около 10% и меньше, а по абсолютной величине — тысячные доли калорий. Сравнение потоков P' и P'' говорит о том, что градуировку можно считать удовлетворительной.

Для оценки качества градуировки тепломеров также был вычислен поток тепла через поверхность как сумма двух составляющих: потока тепла на глубине 5 и 10 см и изменения теплосодержания в слоях 0—5 и 0—10 см соответственно. В табл. 6 приведены величины $P = P_{0-5} + P_5$ (P_5 — взят по тепломеру № 1) и $P^* = P_{0-10} + P_{10}$. Расхождения в величинах P и P^* составляют 10—15% и меньше. Однако в интервалах 16—18 и 7—9 час. эти расхождения очень большие (особенно в 18 час.) за все трое суток. Это периоды больших изменений потока тепла и перехода потока от положительных значений к отрицательным (или наоборот). В такие периоды суток, по-видимому, наиболее сказываются различия в инерции приборов и ошибки методики вычисления потока тепла в почве.

Как видно из данных градуировки, переводные множители оказались сравнимыми для данной серии тепломеров.

На основании проведенной работы можно сделать следующие выводы:

1) градуировка тепломеров в естественных условиях возможна, однако на теплобалансовых станциях градуировку производить трудно, так как эта работа очень трудоемкая и должна выполняться с большой тщательностью;

2) для широкого внедрения тепломеров для теплобалансовых наблюдений необходимо разработать методику градуировки тепломеров в лабораторных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цейтлин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1963.
2. Русин Н. П. Об определении теплообмена в почве на гидрометеорологических станциях. Труды ГГО, вып. 52 (114), 1955.
3. Бройдо А. Г., Кожар С. Л. Определение точности станционного расчета коэффициента температуропроводности почвы. Труды ГГО, вып. 77, 1958.
4. Бройдо А. Г., Субоч Н. А. О точности приближенного метода расчета потока тепла в почве. Труды ГГО, вып. 77, 1958.
5. Беспалов Д. П. Методика и аппаратура для экспериментального определения теплообмена в почве. Труды ГГО, вып. 103, 1960.
6. Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. Изд. «Наука», М., 1965.
7. Смирнов С. А. Опыт использования тепломера для измерения тепловых потоков на ст. Оазис. Труды ГГО, вып. 112, 1963.
8. Беспалов Д. П. Методика измерения потоков тепла и температуры в почве. Труды ВНИС, том IX, Гидрометеониздат, Л., 1963.
9. Дьячкова Т. В., Горбунова И. Г., Серова Н. В. Некоторые результаты измерения теплофизических характеристик почвы в естественных условиях. Труды ГГО, вып. 77, 1958.
10. Беспалов Д. П. Зависимость переводного множителя тепломера от теплопроводности среды. Труды ГГО, вып. 127, 1962.
11. Карпов Б. И. Исследование измерителей тепловых потоков конструкции ЛТИХП. Автореферат. ЛТИХП. 1958.
12. Лайхтман Д. Л., Серова Н. В., Сметанникова А. В. Методика определения и некоторые данные о теплопроводности и температуропроводности льда и снега. Труды АНИИ, т. 226, 1958.
13. Руководство по градиентным наблюдениям и расчету составляющих теплового баланса. Гидрометеониздат, Л., 1964.

ПРОФИЛЬ ВЕТРА И ПАРАМЕТР ШЕРОХОВАТОСТИ НА КАРТОФЕЛЬНОМ ПОЛЕ

В статье рассматриваются особенности ветрового режима и параметр шероховатости картофельного поля по материалам градиентных наблюдений в Колтушах под Ленинградом.

При расчете затрат тепла на нагревание воздуха и на испарение очень важны данные об изменении скорости ветра с высотой, так как они характеризуют степень турбулентного перемешивания в нижнем слое атмосферы. Для условий равновесной термической стратификации здесь хорошо оправдывается логарифмический закон изменения скорости ветра с высотой [1, 6].

Однако в непосредственной близости от подстилающей поверхности закономерное изменение скорости ветра нарушается и приобретает характер беспорядочных пульсаций, постепенно затухающих. Уровень, на котором скорость ветра обращается в нуль, принято называть параметром шероховатости z_{00} . Этот уровень зависит от формы и размеров неровностей. Если рассматривать растительный покров, то на величину z_{00} влияет его сомкнутость, а также размеры и форма листьев. При наличии достаточно высокой растительности вся ее масса оказывает сопротивление воздушному потоку и приподнимает его вверх, образуя слой вытеснения [3, 4, 8]. Для разного рода растительности уровень слоя вытеснения h различный. По данным А. Р. Константинова [4], для зерновых культур он составляет примерно $\frac{2}{3}$ высоты стеблей H , для хлопка — $\frac{4}{5}H$. Для кукурузы [5] и овсяного поля [7] слой вытеснения равняется $0,4H$.

Правильное представление о величине параметра шероховатости над различными поверхностями увеличивает точность расчетов коэффициента турбулентности и составляющих теплового баланса по данным градиентных наблюдений: по способу, рекомендованному А. Б. Казанским и А. С. Мониным [2], параметр шероховатости является одним из входных в номограмму для определения турбулентных потоков тепла и влаги.

В период с 13 по 26 VII 1965 г. в Колтушах под Ленинградом была проведена серия непрерывных градиентных наблюдений для оценки особенностей теплового баланса картофельного поля. В нее вошли измерения скорости ветра в слое 0,125—4 м от поверхности почвы, позволившие рассмотреть и особенности профиля ветра над картофельным полем.

Скорость ветра измерялась на шести уровнях — 0,125, 0,25, 0,5, 1, 2, 4 м с помощью контактных анемометров, установленных на отдельных шестах в гребнях (валках) рядков картофеля. Измерение скорости ветра производилось получасовыми сериями днем каждые 2 часа, ночью

Таблица 1

Данные измерений скорости ветра на уровнях от 0,125 до 4 м; Δt — разность температуры воздуха на уровнях 0,5—1,5 м

Дата	Срок	Направление ветра	Высота, м						Δt
			0,125	0,25	0,5	1	2	4	
13 VII	16	ЮЮВ	0,9	1,1	1,9	—	3,7	4,4	0,3
	18	ЮЗ	0,5	0,7	1,3	—	2,8	3,0	—0,2
	20	ЮЮЗ	0,2	0,5	—	—	2,2	2,7	—0,4
14 VII	0	ЮЮЗ	0,0	0,1	0,5	—	1,4	2,1	—0,2
	4	Ю	0,0	0,1	0,3	—	1,0	1,5	—0,1
	6	ЮЮЗ	0,4	0,8	1,4	—	2,5	3,1	0,3
	8	ЮЮЗ	1,0	1,5	2,7	—	—	5,5	0,5
	10	Ю	0,4	0,9	1,7	—	3,3	4,0	—0,1
	12	ЮЮВ	0,9	1,1	2,0	—	3,6	4,4	—0,1
	14	ЗЮЗ	0,3	0,6	1,1	1,8	2,4	3,0	—0,1
	16	ЗЮЗ	0,9	1,3	2,0	3,0	3,9	4,7	0,2
	18	ЗСЗ	0,8	1,3	1,7	2,5	3,3	3,9	0,4
	20	ЗСЗ	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,8	—1,3
	22	ЗСЗ	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,8	—1,3
15 VII	4	ЮЮВ	0,0	0,0	0,0	0,4	0,8	0,8	0,1
	6	ЮЮЗ	—	0,4	0,6	1,1	1,5	—	0,2
	8	ЮЮЗ	—	0,4	0,8	1,2	1,5	2,0	0,5
	10	ЮЗ	0,2	0,5	0,9	1,5	1,8	2,0	0,5
	12	Ю	0,4	0,9	1,6	2,4	3,3	3,9	0,3
	14	ЮЮВ	0,5	0,5	1,4	2,0	2,6	3,2	0,7
	16	ЮВ	0,2	0,2	1,1	1,6	2,4	3,0	—0,1
16 VII	4	З	0,2	0,3	0,7	1,4	1,4	1,8	—0,1
	6	ЗСЗ	0,2	0,7	1,0	1,6	2,0	2,4	0,2
	8	ЗСЗ	0,2	0,6	0,6	1,3	1,8	—	0,2
	10	ЗСЗ	0,4	0,9	1,3	1,9	2,5	3,2	0,0
	12	ЗСЗ	1,0	1,6	2,2	3,2	4,7	5,5	0,4
	14	ЗСЗ	1,0	1,6	2,3	3,5	5,0	6,0	0,6
	16	ССЗ	1,2	1,3	2,3	3,7	5,1	6,2	0,3
	18	ССВ	0,5	1,1	1,5	2,4	3,2	3,9	0,2
	20	ССВ	0,3	0,6	0,9	1,6	2,1	2,6	—0,3
	22	ССЗ	0,0	0,0	—	0,8	0,9	1,0	—1,1
17 VII	4	ССЗ	0,0	0,3	0,6	1,1	1,6	2,1	—0,1
	6	ССЗ	0,5	0,8	1,3	2,2	3,0	3,6	0,2
	8	ССВ	0,9	1,2	1,8	3,0	4,1	4,8	0,5
	10	ССВ	1,1	1,5	2,0	3,6	4,9	6,0	0,5
	12	ССВ	1,2	1,5	2,3	3,8	4,7	6,3	0,7
	14	ССВ	1,0	1,6	2,3	3,7	4,8	5,8	0,4
	16	ССВ	1,0	1,4	2,2	3,8	5,2	6,2	0,3
	18	ССВ	0,9	1,2	2,0	3,3	4,2	5,1	0,0
	20	С	0,0	0,2	0,7	1,3	1,9	2,5	—0,7
	22	С	0,0	0,2	0,7	1,3	1,9	2,5	—0,7
	24	С	0,0	0,2	0,7	1,3	1,9	2,5	—0,7

Дата	Срок	Направление ветра	Высота, м						Δt
			0,125	0,25	0,5	1	2	4	
18 VII	0	ССВ	0,0	0,0	0,5	1,1	1,6	2,5	-0,5
	4	ССЗ	0,0	0,1	0,3	0,8	1,3	1,9	-0,4
	6	ССВ	0,4	0,8	1,4	2,4	3,1	3,9	-0,1
	8	ССВ	0,3	0,7	1,2	1,9	2,6	3,0	-0,1
	10	ССВ	0,4	0,8	1,2	1,9	2,4	2,8	0,9
	12	ССВ	0,5	0,8	1,4	2,3	2,9	3,6	0,8
	14	ССВ	0,5	0,9	1,6	2,1	2,7	3,7	1,0
	16	ССВ	0,5	0,8	—	2,2	2,8	3,3	0,8
	18	ССВ	0,3	0,5	1,0	1,9	2,5	3,2	-0,1
	20	ВСВ	0,0	0,0	0,4	0,9	1,3	2,2	-0,8
19 VII	0	СЗ	0,0	0,2	0,5	1,2	1,7	2,4	-0,9
	4	СВ	—	—	—	—	—	—	-0,9
	6	ЮЮЗ	0,0	0,0	0,2	0,8	0,8	1,0	-0,2
	8	Переменный	0,0	0,0	0,4	0,8	1,0	1,2	0,6
	10	З	0,0	0,0	0,5	0,9	1,2	1,5	0,6
	12	ССЗ	0,2	0,6	1,0	1,6	2,2	2,6	0,3
	14	З	0,1	0,5	0,9	1,5	1,9	2,3	0,3
	16	ЗСЗ	0,6	1,2	1,9	2,9	4,2	5,1	0,2
	18	ЗСЗ	0,8	1,1	1,7	2,8	3,8	4,8	-0,1
	20	З	0,0	0,2	0,5	0,8	1,4	1,9	0,0
20 VII	0	СЗ	0,0	0,0	—	0,4	0,8	1,2	-2,6
	4	ССЗ	0,0	0,0	—	0,3	0,6	1,0	-0,3
	6	ВСВ	0,0	0,0	—	0,3	—	0,3	0,2
	8	З	0,0	0,0	0,3	0,6	0,7	1,0	0,3
	10	ВСВ	0,0	0,3	0,4	0,8	1,1	1,2	0,5
	12	СВ	0,3	0,5	0,8	1,5	1,9	2,3	0,2
	14	Переменный	0,1	0,2	0,9	1,6	2,3	2,9	-0,7
	16	ЮЮЗ	0,0	0,0	0,0	0,3	0,5	0,6	-0,3
	18	Переменный	0,0	0,0	0,0	0,7	1,2	1,5	-0,7
	20	В	0,0	0,0	0,0	0,3	0,8	1,1	-1,6
21 VII	0	Ю	0,0	0,0	0,0	0,4	0,9	1,0	-1,3
	4	ЮЮЗ	0,0	0,0	0,0	0,3	0,8	1,4	-0,5
	6	ЮЗ	0,0	0,0	0,5	1,1	1,5	1,9	-0,1
	8	З	0,2	0,8	1,3	1,9	2,7	3,2	-0,6
	10	ЗЮЗ	0,0	0,4	0,6	1,1	1,7	2,0	0,0
	12	ЗСЗ	0,3	0,9	1,3	2,0	3,1	3,6	-0,1
	14	ЗСЗ	0,7	1,3	2,0	3,1	4,4	5,6	0,5
	16	ЗСЗ	0,0	0,7	—	1,6	2,0	2,8	-0,1
	18	З	0,1	0,9	—	2,1	3,5	3,8	-0,4
	20	ЗСЗ	0,0	0,7	1,0	1,7	2,5	3,3	-0,5
22 VII	4	ЮЗ	0,0	0,0	0,0	0,5	0,6	—	-0,6
	6	ЮЮЗ	0,0	0,0	0,0	0,6	0,8	1,0	0,2
	8	ЗСЗ	0,0	0,3	0,4	0,9	1,4	1,7	0,1

Дата	Срок	Направ- ление ветра	Высота, м						Δt
			0,125	0,25	0,5	1	2	4	
23 VII	10	ССЗ	0,0	0,5	0,7	1,5	2,2	2,6	0,1
	12	ЗСЗ	0,0	0,4	0,7	1,3	1,9	2,3	-0,4
	14	ЗСЗ	0,7	1,0	1,6	2,6	3,8	4,9	0,0
	16	ССЗ	0,1	0,4	0,7	1,4	2,0	2,4	-0,3
	18	ЗЮЗ	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	1,6	-1,2
	20	З	0,0	0,0	—	0,5	1,2	1,8	-1,3
	0	ССВ	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,7	-1,4
	4	ВСВ	0,0	0,0	0,0	0,7	1,2	1,4	-0,2
	6	ВСВ	0,3	0,6	0,8	1,6	2,2	2,5	-0,4
	8	ВСВ	0,7	1,1	1,4	2,5	3,3	3,9	0,2
	10	ВСВ	0,9	0,9	1,4	2,7	3,7	4,4	0,2
	12	ВСВ	0,9	1,1	1,5	2,6	3,6	4,2	0,5
	14	ВСВ	0,6	1,0	1,5	2,7	3,6	4,3	0,5
	16	ССВ	0,5	1,1	1,5	2,9	4,0	4,8	0,1
24 VII	18	СВ	0,7	1,1	1,6	3,2	4,5	5,4	-0,1
	20	СВ	0,5	0,7	1,3	2,7	3,6	4,4	-0,3
	0	ВСВ	0,7	—	1,4	2,5	3,5	4,5	-0,3
	4	ВСВ	0,2	—	0,8	1,5	2,1	2,6	-0,4
	6	ВСВ	0,5	—	1,2	2,2	2,8	3,6	0,3
	8	В	0,5	—	1,1	2,0	2,7	3,2	0,6
	10	ВСВ	0,5	—	1,0	3,1	4,3	5,5	0,0
	12	ВЮВ	0,5	—	1,0	2,7	3,7	4,6	0,4
	14	ВЮВ	0,8	—	1,4	2,8	4,1	4,9	0,5
	16	В	0,7	—	1,4	2,4	3,4	4,0	0,1
	18	З	—	0,7	1,1	1,8	2,7	3,4	-0,1
	20	В	0,0	0,0	—	0,5	1,0	1,4	-0,2
25 VII	10	ВЮВ	0,0	0,0	0,3	0,8	1,1	1,3	0,3
	16	ЗЮЗ	0,0	0,0	—	0,6	0,9	1,2	0,0
	18	З	0,0	0,4	0,7	1,4	2,2	2,8	0,0
	20	ЗСЗ	0,0	0,7	0,9	2,2	3,1	4,1	-0,1
26 VII	8		0,0	0,3	0,6	1,8	2,7	3,3	0,1

каждые 4 часа. Для записи скорости ветра использовался шеститочечный регистратор. Перед началом и в конце серии наблюдений было проведено контрольное сравнение анемометров. Измерение скорости ветра производилось одновременно с градиентными наблюдениями за температурой воздуха.

Данные измерений скорости ветра и разность температур в слое 0,5—1,5 м представлены в табл. 1.

Для сравнительного анализа привлекался материал градиентных наблюдений за скоростью ветра и температурой воздуха, проводившихся в Колтушах летом 1964 г. также на картофельном поле, однако эти наблюдения имеют ограниченный характер, так как проводились в периоды преобладания слабых ветров. При рассмотрении закономерностей изменения ветра и параметра шероховатости на картофельном поле

была сделана попытка оценить влияние следующих факторов: высоты кустов, сомкнутости растительного покрова, зависимости z_{00} от скорости ветра и направления ветрового потока.

Влияние термической стратификации не рассматривалось и анализировались только результаты измерений при равновесных условиях, для которых выполняется логарифмический закон изменения скорости ветра с высотой; при этом использовались осредненные профили ветра, а не единичные случаи измерений, при которых возможны случайные ошибки. Параметр шероховатости определялся двумя способами: графически по экстраполяции среднего профиля ветра и расчетом по формуле

$$\lg z_{00} = \frac{\lg z - \frac{u}{u_1} \lg z_1}{1 - \frac{u}{u_1}}$$

Результаты оказались близкими.

Прежде всего была рассмотрена роль высоты кустов и сомкнутости растительного покрова в формировании профиля ветра. Для этого были использованы данные измерения скорости ветра при разной высоте картофельной ботвы, размеры которой соответствовали: в начале серии наблюдений 15 VII—33 см, в середине 20 VII—46 см и в конце 26 VII—51 см; наибольший рост ботвы приходится на период с 15 по 20 VII. Эти периоды выделялись и при расчете параметра шероховатости; при этом для каждого из них бралась средняя за период высота ботвы.

Средние профили ветра получены для первого периода по следующим данным: 14 VII—14 и 16 ч., 15 VII—16 ч.; для второго: 16 VII—10 и 18 ч., 17 VII—6 и 18 ч., 18 VII—6,8 и 18 ч., 19 VII—16 и 18 ч.; для третьего: 21 VII—16 ч., 23 VII—16 и 18 ч., 24 VII—16 и 18 ч., 25 VII—20 ч., 26 VII—8 ч. Они подтверждают логарифмический закон изменения скорости ветра с высотой (рис. 1). Однако на некоторой высоте замечается нарушение логарифмического профиля ветра, причем уровень его меняется с ростом растительности. По существу этот уровень и есть слой вытеснения.

Как видно из экспериментальных данных, на картофельном поле высота его сравнима со средней высотой кустов и увеличивается по мере их роста, составляя примерно 90% высоты кустов. Отсюда следует, что картофельное поле является плохо продуваемым препятствием для ветрового потока. Высота слоя вытеснения h определена по данным рис. 1 как уровень, начиная с которого профиль ветра отклоняется от логарифмической кривой.

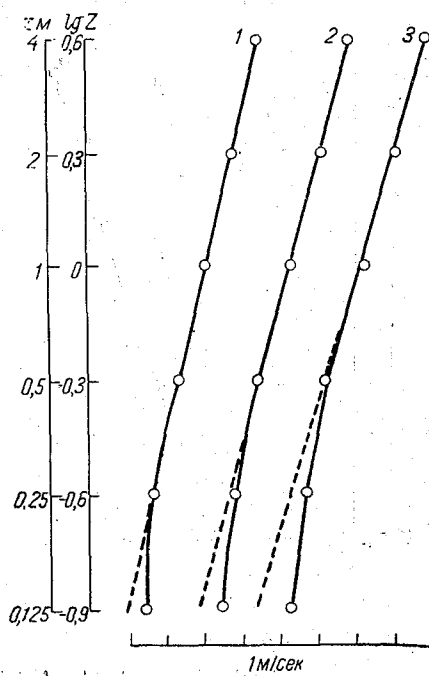


Рис. 1. Профиль ветра над картофельным полем для разной высоты растительности.

1— $H=30$ см, 2— $H=40$ см, 3— $H=48$ см.

Параметр шероховатости картофельного поля определялся для каждого периода наблюдений по средним профилям ветра с учетом слоя вытеснения; это означает условное смещение начала координаты высоты на уровень h . Полученные по средним профилям величины h и z_{00} помещены в табл. 2 для трех периодов наблюдений.

Таблица 2

Данные по высоте слоя вытеснения h и параметру шероховатости z_{00}

Год	Период	H	h	h/H	z_{00} см
1965	13—15 VII	28	25	89	6,6
	16—20 VII	40	38	95	4,6
	21—26 VII	48	45	94	4,6
1964	30 VI	30	25	83	5,0
	27, 29 VI	45	36	80	4,7

Из табл. 2 видно, что по мере роста картофеля слой вытеснения увеличивается и несколько увеличивается отношение h/H . Последнее, по-видимому, можно объяснить тем, что одновременно с ростом растительный покров становится более сомкнутым, поэтому и относительная величина слоя вытеснения становится больше. По наблюдениям, проведенным в 1964 г., получены несколько иные величины, что связано с неодинаковой плотностью растительного покрова.

Из табл. 2 видно, что параметр шероховатости менялся по мере роста картофеля; данные таблицы показывают также, что увеличение высоты картофельных кустов по разному сказывается на слое вытеснения и параметре шероховатости: h увеличивается по мере роста картофеля, а наибольшее z_{00} приходится на первый период наблюдений, когда высота кустов наименьшая. Это объясняется тем, что к началу серии наблюдений кусты сравнительно небольшие, расположены на некотором удалении друг от друга, в связи с чем картофельное поле в общем хорошо продувается и неровности, формирующие параметр шероховатости, больше. По мере роста картофеля кусты смыкаются, образуя сплошной покров. В этом случае лишь верхушки кустов создают неровности и слой шероховатости становится меньше.

Для выяснения влияния скорости ветра на величину параметра шероховатости и слоя вытеснения были использованы средние профили ветра для двух групп: когда на высоте 2 м скорость ветра была менее 3 м/сек. и когда она была более 3,8 м/сек. Эти

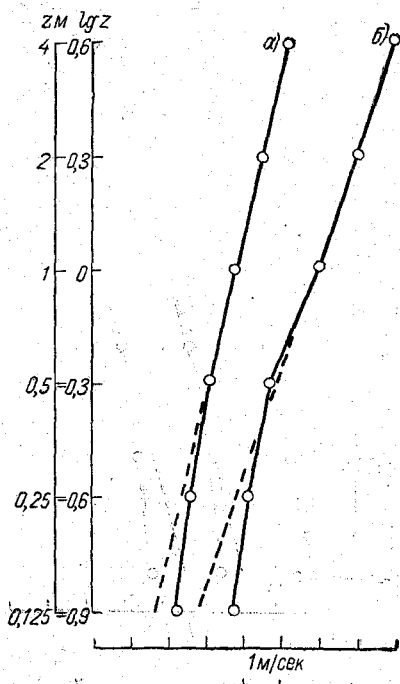


Рис. 2. Профиль ветра над картофельным полем для разной скорости ветра.
а) $u_2 < 3$ м/сек., б) $u_2 > 3,8$ м/сек.

профили представлены на рис. 2. Как видно из рис. 2, для малых скоростей ветра логарифмический профиль сохраняется до 50 см, а для больших он нарушается между уровнем 100 и 50 см. Это подтверждает вывод, сделанный в [7], о том, что слой вытеснения увеличивается по мере роста скорости ветра. Однако в работе [4] высказывается противоположное мнение. Приведенные на рис. 2 данные не дают возможности достаточно точно определить величину h при больших скоростях, поэтому ограничимся предварительным выводом о слое вытеснения и не будем рассматривать зависимость z_{00} от скорости ветра.

Направление ветра также может оказывать влияние на формирование профиля ветра, если неровности подстилающей поверхности неоднородны при различных направлениях потока. Картофель на поле, где проводились градиентные наблюдения, был высажен рядами с шириной междурядий 60 см и глубиной борозд 17 см. Как указывалось выше, анемометры устанавливались в гребнях рядков, которые принимались за начало отсчета. По-видимому, в направлениях вдоль и поперек борозд шероховатость картофельного поля должна быть различной. Для выяснения этого вопроса были проанализированы случаи, когда ветер был направлен параллельно бороздам (15 VII—16 час., 16 VII—10 час., 19 VII—16 и 18 час., 21 VII—16 час., 24 VII—16 и 18 час., 25 VII—20 час.) и перпендикулярно к ним (16 VII—18 час., 17 VII—18 час., 18 VII—6, 8 и 18 час., 23 VII—16 и 18 час.).

Средние профили ветра для направлений вдоль и поперек борозд представлены на рис. 3, из которого видно, что при ветре, направленном вдоль борозд, логарифмический профиль скорости устанавливается раньше (начиная с 50 см). Отсюда следует, что слой вытеснения должен быть больше, когда ветровой поток направлен перпендикулярно бороздам (составляет около 50 см) и меньше для параллельно направленного потока (около 40 см). При оценке параметра шероховатости по этим данным оказалось, что влияние направления на шероховатость обратное, чем для слоя вытеснения, так как при ветре вдоль борозд $z_{00}=6,3$ см, а при ветре поперек борозд $z_{00}=2,8$ см.

ВЫВОДЫ

1. Картофельное поле образует слой вытеснения, составляющий около 0,9 средней высоты растительности.
2. По мере роста картофеля слой вытеснения изменяется в значительных пределах, параметр шероховатости меняется меньше.
3. Наибольшую роль в формировании шероховатости над растительностью играет плотность покрова, при этом слой вытеснения увеличи-

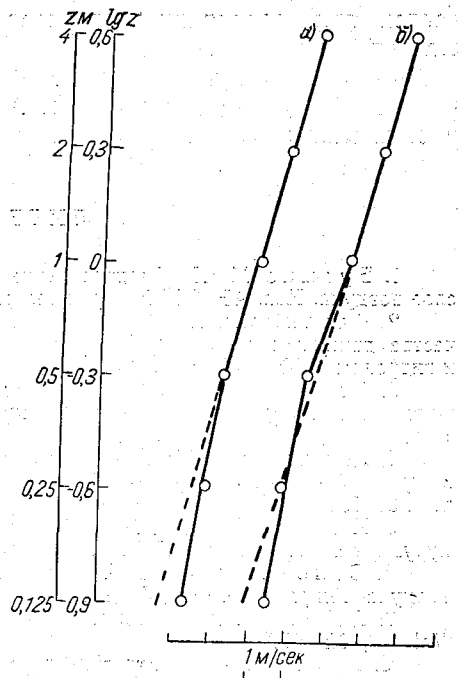


Рис. 3. Профиль ветра над картофельным полем для разного направления ветра.

a — вдоль борозд, b — поперек борозд.

вается при возрастании плотности, а параметр шероховатости уменьшается.

4. Профиль ветра над картофельным полем при равновесной термической стратификации удовлетворяет логарифмическому закону выше уровня слоя вытеснения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Распределение метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., том X, 1946.
2. Казанский А. Б., Монин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных измерений. Метеорология и гидрология, № 12, 1962.
3. Константинов А. Р. Исследование связи профилей метеорологических элементов с характеристиками подстилающей поверхности. Труды УкрНИГМИ, вып. 36, 1963.
4. Константинов А. Р. Вертикальные профили метеорологических элементов в приземном слое атмосферы и понятие о слое вытеснения. Труды УкрНИГМИ, вып. 36, 1963.
5. Павлов А. В., Устенко Г. П. Тепловой баланс и радиационный режим кукурузы в посевах. Изв. АН СССР, серия географ. № 6, 1965.
6. Сапожникова С. А. Изменение скорости ветра с высотой в нижнем слое воздуха. Гидрометеоздат, Л., 1946.
7. Rider N. E. Evaporation from an oat field. Quart. Jour. of the Roy. Met. Soc. Vol. 80, № 344.
8. Paeschke W. Experimentelle Untersuchungen zum Rauigkeits- und Stabilitätsproblem in der bodennahen Luftschicht. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. 24, Hf. 3, 1937.

В. Я. ИПАТОВ

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ НА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЯХ

В статье анализируются экспериментальные данные измерения температуры почвы на картофельном поле в Колтушах под Ленинградом.

Измерения температуры поверхности и верхнего слоя почвы под растительным покровом связаны с большими методическими затруднениями вследствие неоднородности растительности и различной степени затенения поверхности. Для теплобалансовых расчетов должны использоваться измерения температуры почвы под естественным покровом, в том числе и под сельскохозяйственными культурами.

В данной статье анализируются результаты измерения температуры почвы на картофельном поле в Колтушах под Ленинградом. Наблюдения за температурой почвы проводились в двух местах на расстоянии 30—40 см друг от друга, в борозде (в углубленной части) и на валке (на возвышенной части). Температура почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см измерялась коленчатыми термометрами Савинова, установленными в соответствии с §§ 138 и 143 Наставления [1], а на поверхности — по-срочным термометрам, установленным в двух повторностях в каждой точке.

Наблюдения проводились с 16 час. 13 VII до 20 час. 25 VII в четные часы суток, кроме сроков 2 и 22 часа; 15 и 25 VII наблюдения прерывались из-за сильных дождей. Для получения осредненных данных в каждый срок наблюдения проводились дважды: за 15—10 мин. до четного часа и через 10—15 мин. после него. Всего получено 112 серий наблюдений. Температура поверхности почвы валка или борозды определена путем осреднения четырех отсчетов срочных термометров, а температура почвы на соответствующих глубинах определялась как средняя из двух отсчетов термометров. Результаты измерений приведены в табл. 1.

При производстве наблюдений и, особенно, при анализе полученных данных были обнаружены расхождения показаний термометров на валке и борозде. Для выявления причин различного нагревания валка и борозды было произведено сравнение соответствующих температур. Средние разности температуры почвы борозда — валок, приведенные в табл. 2, показывают, что поверхность борозды в утренние и дневные часы оказывается теплее поверхности валка, а в вечерние — соотношение меняется.

Наиболее характерные разности в показаниях термометров выявляются на поверхности почвы при сравнении отдельных отсчетов термометров (табл. 3).

Как видно из данных табл. 3, два срочных термометра, лежащие в одинаковых условиях на борозде на расстоянии всего 2 см друг

Таблица 1

Данные измерений температуры почвы (град.) на картофельном поле в Колтушах

Дата	Срок	Борозда					Валок				
		глубина, см									
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
13 VII	16	23,2	19,0	17,0	15,8	15,3	25,9	19,8	18,8	16,6	15,3
	18	19,8	18,4	17,4	16,9	15,5	22,4	19,7	19,2	17,2	15,4
	20	16,5	18,2	17,2	16,2	15,6	18,3	19,0	18,8	17,6	15,7
14 VII	0	12,6	16,4	16,5	15,9	15,6	13,5	16,8	17,4	16,9	16,0
	4	10,8	15,1	15,6	15,4	15,2	10,9	15,2	15,8	16,0	15,6
	6	14,3	14,6	15,1	15,1	15,0	14,7	14,6	15,1	15,5	15,4
	8	18,9	14,7	15,0	14,9	14,8	17,1	15,2	15,1	15,2	15,0
	10	16,1	15,4	14,9	14,9	14,7	15,6	16,1	15,6	15,4	15,0
	12	17,6	15,4	15,2	14,9	14,7	16,8	16,1	15,8	15,4	15,0
	14	15,5	15,4	15,0	14,9	14,7	15,3	15,9	15,9	15,4	15,0
	16	18,8	15,2	15,2	14,8	14,7	18,3	15,6	15,7	15,4	14,8
	18	18,8	15,9	16,0	15,0	15,0	20,2	15,8	15,4	15,2	14,8
	20	14,4	15,6	15,2	14,8	15,0	16,6	16,1	16,1	15,8	14,9
15 VII	4	9,7	13,7	14,2	14,4	14,2	9,8	13,6	14,2	14,6	14,6
	6	12,9	13,4	13,9	14,1	14,2	13,4	13,2	13,7	14,3	14,5
	8	17,5	13,8	14,0	14,1	14,2	17,0	14,4	14,0	14,2	14,4
	10	26,8	15,0	14,3	14,2	14,2	20,5	16,8	15,2	14,4	14,3
	12	29,6	17,2	15,2	14,4	14,2	22,4	18,3	16,5	14,9	14,4
	14	27,0	19,0	16,5	15,0	14,7	27,4	19,5	17,7	15,8	14,8
	16	24,3	19,5	17,2	15,8	15,2	25,0	20,4	18,8	16,6	15,0
16 VII	4	16,9	16,7	16,5	16,1	15,7	17,2	17,0	17,2	16,8	16,1
	6	17,0	16,6	16,4	16,0	15,7	17,1	16,8	16,9	16,5	16,1
	8	18,1	16,6	16,2	15,9	15,7	17,6	16,8	16,8	16,5	16,0
	10	19,9	16,8	16,2	15,8	15,6	18,3	16,7	16,8	16,4	16,0
	12	22,9	17,7	16,7	15,9	15,7	19,9	18,0	17,4	16,6	16,0
	14	21,9	18,9	17,3	16,2	15,8	20,3	19,2	18,2	16,8	16,1
	16	20,2	19,0	17,7	16,8	16,2	18,5	19,6	18,9	17,2	16,2
	18	16,4	18,6	17,7	16,8	16,0	15,3	18,6	18,6	17,6	16,4
	20	13,8	17,6	17,4	16,8	16,2	13,1	17,3	17,6	17,3	16,5
17 VII	0	10,4	15,6	16,3	16,2	16,0	9,2	14,8	15,8	16,4	16,2
	4	8,9	13,4	14,7	15,1	15,2	8,9	10,0	13,6	14,8	15,3
	6	10,2	12,9	14,2	14,7	14,8	10,0	11,8	13,0	14,2	14,8
	8	12,5	13,0	14,2	14,4	14,6	12,4	12,9	13,0	13,6	14,4
	10	23,0	14,3	14,1	14,3	14,4	13,1	15,0	13,8	13,4	14,3
	12	19,8	16,8	15,0	14,4	14,4	15,0	16,0	14,8	14,0	14,2
	14	18,6	18,2	16,2	15,0	14,8	16,5	16,6	15,4	14,4	14,2
	16	15,4	18,0	16,5	15,4	15,1	22,2	16,5	16,0	14,9	14,4
	18	13,6	17,4	16,5	15,6	15,2	16,2	16,0	16,4	15,4	14,6
20	12,2	16,4	16,4	15,5	15,2	13,0	15,2	15,8	15,4	14,7	

Дата	Срок	Борозда					Валок				
		глубина, см									
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
18 VII	0	9,4	14,4	15,1	15,0	14,7	8,7	13,2	14,1	14,7	14,6
	4	10,0	13,0	14,1	14,2	14,3	9,1	11,8	12,8	13,6	14,1
	6	12,2	12,8	13,6	13,9	14,0	11,4	11,7	12,4	13,2	13,8
	8	15,2	13,2	13,6	13,8	13,8	13,9	12,4	12,6	13,0	13,6
	10	22,8	14,2	13,9	13,8	13,9	16,9	13,6	13,3	13,2	13,5
	12	20,0	15,8	14,6	14,0	13,9	17,9	14,9	14,1	13,4	13,5
	14	19,8	16,8	15,4	14,4	14,2	19,3	16,0	15,1	14,2	13,6
	16	18,4	17,3	15,9	14,9	14,6	19,8	16,6	16,1	14,7	14,0
	18	15,6	17,2	16,2	15,2	14,8	19,6	16,6	16,6	15,2	14,3
	20	13,9	16,4	16,0	15,3	14,7	15,2	16,0	16,3	15,5	14,5
19 VII	0	10,1	14,6	15,2	14,9	14,7	9,5	14,0	14,6	14,9	14,5
	4	9,4	13,1	14,0	14,2	14,2	8,8	12,2	13,1	13,9	14,1
	6	11,1	12,8	13,7	14,3	13,8	11,5	11,8	12,7	13,6	14,0
	8	14,1	13,0	13,5	13,8	13,9	14,2	13,0	12,8	13,2	13,6
	10	24,8	14,4	13,8	13,6	13,8	16,7	16,0	14,2	13,4	13,5
	12	23,5	17,3	14,9	14,0	13,8	19,6	17,4	15,6	14,0	13,6
	14	22,5	18,8	16,1	14,6	14,3	23,5	18,2	16,4	14,6	13,9
	16	20,6	19,2	16,8	15,3	14,7	25,9	19,1	17,7	15,5	14,2
	18	18,0	18,8	17,4	15,7	15,1	22,2	19,0	18,4	16,2	14,6
	20	15,4	18,0	16,9	15,8	15,3	17,0	18,0	18,0	16,6	15,0
20 VII	0	12,0	16,4	16,2	15,6	15,2	12,3	16,2	16,6	16,2	16,2
	4	10,4	14,4	14,9	14,9	14,8	9,8	14,0	14,6	15,2	14,9
	6	13,1	13,9	14,6	14,6	14,6	13,7	13,2	14,0	14,6	14,6
	8	17,0	14,4	14,3	14,6	14,6	17,4	14,8	14,2	14,4	14,5
	10	25,5	15,6	14,8	14,6	14,6	19,5	17,8	15,6	14,5	14,4
	12	26,0	18,6	15,9	14,8	14,7	22,4	19,0	17,0	15,2	14,5
	14	21,0	19,7	17,1	15,8	14,8	21,2	19,6	17,8	15,8	14,7
	16	19,6	19,6	17,6	16,0	15,4	19,8	19,6	18,4	16,4	15,2
	18	18,9	19,2	17,6	16,2	15,6	21,0	19,2	18,5	16,8	15,5
	20	16,2	18,3	17,4	16,3	15,7	16,9	18,5	18,1	16,7	15,6
21 VII	0	11,5	16,5	16,6	16,1	15,7	10,9	16,2	16,6	16,5	15,7
	4	10,4	15,0	15,6	15,4	15,2	9,3	14,2	15,0	15,4	15,5
	6	12,6	14,4	15,2	15,2	15,0	12,4	13,5	14,2	15,0	15,0
	8	18,7	14,6	14,9	14,9	14,9	18,1	14,4	14,2	14,6	14,8
	10	19,9	15,4	15,1	14,9	14,8	19,4	17,0	15,4	14,7	14,6
	12	21,6	17,2	15,7	15,0	15,2	22,3	18,0	16,6	15,0	14,7
	14	23,2	18,6	16,7	15,6	15,2	25,1	19,2	17,6	15,8	15,0
	16	23,4	19,4	17,4	16,1	15,8	27,6	20,8	18,8	16,6	15,4
	18	19,6	19,4	17,7	16,4	16,0	22,8	20,5	19,7	17,4	15,8
	20	16,5	18,6	17,6	16,6	16,2	17,6	19,4	19,2	17,7	16,1
22 VII	4	10,9	15,4	15,8	15,7	15,6	10,0	14,8	15,6	16,1	15,9
	6	13,6	14,9	15,4	15,4	15,4	13,8	14,2	14,9	15,6	15,6

Дата	Срок	Борозда					Валок				
		глубина, см									
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
22 VII	8	19,0	15,0	15,2	15,3	15,2	18,8	15,2	14,8	15,2	15,4
	10	26,1	16,1	15,6	15,4	15,2	21,5	18,6	16,4	15,4	15,3
	12	25,8	18,4	16,4	15,4	15,2	23,4	20,2	18,0	16,0	15,4
	14	24,7	19,4	17,2	16,0	15,8	25,8	20,7	18,7	16,7	15,6
	16	23,0	19,8	17,8	16,5	16,1	26,4	21,4	19,9	17,5	16,0
	18	20,2	19,6	18,0	16,8	16,2	24,0	21,0	20,2	18,2	16,3
	20	17,3	19,1	17,8	16,9	16,4	18,4	20,1	20,0	18,2	16,6
23 VII	0	13,1	17,5	17,2	16,8	16,3	12,5	17,6	18,1	17,7	16,7
	4	12,8	16,0	16,2	16,2	16,0	12,2	15,4	16,2	16,6	16,4
	6	15,2	15,6	16,0	15,9	15,7	15,6	15,0	15,6	16,0	16,1
	8	18,3	15,8	15,9	15,8	15,7	18,4	15,7	15,6	15,8	15,9
	10	21,5	16,4	16,0	15,8	15,7	20,3	18,0	16,6	15,8	15,7
	12	23,9	18,3	16,6	15,9	15,7	22,6	18,9	17,6	16,3	15,8
	14	25,1	19,9	17,7	16,4	16,1	24,0	19,6	18,3	16,8	16,0
	16	21,4	20,0	18,1	16,9	16,4	24,0	20,2	19,2	17,3	16,2
	18	18,3	19,6	18,2	17,0	16,5	21,4	19,8	19,4	17,7	16,4
24 VII	20	16,3	19,0	18,0	17,1	16,6	17,1	18,8	18,8	17,8	16,6
	0	14,0	17,2	17,2	16,7	16,4	14,1	16,8	17,2	17,2	16,6
	4	12,6	16,2	16,4	16,2	16,0	12,4	15,4	16,0	16,4	16,2
	6	13,7	15,9	16,1	16,0	15,8	14,1	15,0	15,6	16,0	16,2
	8	17,3	15,8	16,0	15,8	15,7	17,3	15,3	15,4	15,7	15,8
	10	23,3	16,3	16,0	15,8	15,7	21,0	17,3	16,2	15,8	15,8
	12	26,2	17,6	16,4	15,9	15,7	24,5	18,4	17,2	16,1	15,7
	14	23,5	18,9	17,1	16,4	16,0	25,0	19,0	18,2	16,7	16,0
	16	21,7	19,1	17,7	16,7	16,3	24,1	19,9	19,0	17,2	16,2
25 VII	18	19,3	18,9	17,9	17,0	16,7	20,0	19,6	19,1	17,7	16,4
	20	17,9	18,4	17,8	17,1	16,7	18,5	18,9	18,8	17,8	16,6
	10	18,3	16,4	16,3	16,0	16,0	18,4	16,4	16,3	16,2	16,1
	16	16,7	16,6	16,4	16,1	15,9	16,6	16,8	16,8	16,3	16,0
	18	16,4	16,4	16,4	16,0	15,9	16,1	16,5	16,6	16,4	16,0
	20	15,1	16,4	16,4	16,1	15,9	15,0	16,4	16,6	16,3	16,0
	8	15,2	15,0	15,4	15,3	15,2	14,7	14,8	15,1	15,2	15,4

от друга, давали различные показания температуры. Разность 8,6° и другие следует объяснять тем, что резервуар первого термометра был затенен листьями картофельной ботвы, в то время как второй термометр находился под непосредственным воздействием прямых солнечных лучей. В связи со сменой затенения 22 VII с 9 час. 45 мин. до 10 час. 15 мин. изменился знак разности одной и той же пары термометров. Большая разность (13,8°) между бороздой и валком 15 VII объясняется тем, что солнечные лучи в утренние часы направлены параллельно борозде, а поверхность почвы валка находится под сплошной тенью густой

Таблица 2

Разности температур борозда — валок

Срок, часы	Средние					При ясной погоде				
	Глубина, см									
	0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
0	0,3	0,4	0,1	−0,4	−0,1	0,9	0,7	0,6	−0,1	0,0
4	0,4	0,7	0,4	−0,1	−0,2	0,5	0,9	0,6	0,0	−0,2
6	−0,1	0,6	0,5	0,0	−0,2	−0,2	0,9	0,6	0,2	−0,2
8	0,4	0,0	0,5	0,2	−0,1	0,0	0,0	0,6	0,4	0,0
10	3,9	−1,0	−0,3	0,0	0,1	6,0	−1,6	−0,4	0,3	0,1
12	2,8	−0,4	−0,7	−0,2	0,0	3,1	−0,4	−0,8	−0,2	0,0
14	0,0	−0,1	−0,6	−0,2	0,1	0,3	0,3	−0,4	−0,1	0,3
16	−2,1	−0,3	−1,0	−0,3	0,2	−4,5	0,0	−0,9	−0,3	0,4
18	−2,2	−0,2	−1,0	−0,6	0,2	−3,6	0,0	−1,1	−0,6	0,3
20	−0,9	−0,1	−0,8	−0,7	0,1	−1,1	0,1	−0,9	−0,7	0,2

Таблица 3

Разность показаний термометров на поверхности почвы
при отдельных отсчетах

Число	Время, ч. м.	Разность показаний двух термо- метров, град.		Максимальная разность в от- счетах 4 термометров
		на борозде	на валке	
15 VII	11 45	-5,2	-1,6	13,8
19 VII	10 15	-6,6	-0,3	10,3
19 VII	16 15	1,1	-2,9	8,7
20 VII	10 15	-2,1	-0,8	8,6
21 VII	16 15	2,9	-5,1	9,3
22 VII	9 45	6,4	-0,4	8,1
22 VII	10 15	-6,1	-0,5	7,8
24 VII	12 15	-8,6	-1,5	8,6

картофельной ботвы. В дневные часы, когда солнечные лучи падают под углом к бороздам, наблюдается чередование промежутков времени, когда поверхность почвы валков и борозд освещается солнцем.

На глубинах перераспределение тепла происходит более сложно. Здесь, по-видимому, кроме потока тепла от поверхности почвы, нагретой солнцем в дневные часы, оказывает влияние поток тепла за счет теплоаккумуляции большими глубинами. Существенное влияние оказывает различная теплопроводность почвы на валке и в борозде. Так, на глубине 5 и 10 см валок с 10 час. и до захода солнца теплее, чем борозда, на глубине 15 см валок теплее с 12 час. и до восхода солнца, а на глубине 20 см валок бывает теплее борозды только ночью. На наш взгляд, на распределение температуры в почве валков существенное влияние оказывает растительность (об этом говорит и А. Ф. Чудновский [2]).

Для выяснения влияния растительности на температуру почвы привлечены сравнительные данные измерений по термометрам сопротивле-

ния, размещенным в стационарных условиях на метеостанции Колтуши в 300—400 м от картофельного поля в одинаковых почвенных условиях, но под травяным покровом высотой 5—15 см. Использованы наблюдения в течение 3 дней с преобладанием малооблачной погоды. Средние разности температуры почвы на разных глубинах, полученные по наблюдениям в Колтушах (под невысокой травой и в борозде на картофельном поле) приведены в табл. 4.

Таблица 4

**Разности температуры почвы трава — картофельное поле, борозда
(средние за 3 суток наблюдения)**

Срок, часы	Глубина, см				
	0	5	10	15	20
0	—1,1	—1,9	—0,6	—0,9	1,8
4	3,1	—0,4	0,0	0,3	1,1
6	3,6	—0,1	—0,6	—0,3	0,8
8	5,3	1,3	0,0	—0,1	0,4
10	4,5	3,5	1,5	0,5	0,4
12	9,0	3,8	3,0	1,9	1,0
14	9,8	4,1	4,1	1,8	1,3
16	10,5	4,6	4,4	3,8	2,0
18	6,0	3,0	3,3	3,6	2,4
20	3,3	1,7	1,5	3,1	2,4

Как видно из таблицы, почти в течение всех суток температура поверхности почвы на станции выше, чем на картофельном поле, она достигает в отдельные дни временного увеличения в середине дня на 10—15° по сравнению с температурой поверхности картофельного поля, где затеняющее влияние листьев картофельной ботвы уменьшает общий нагрев почвы. На глубинах эта разность уменьшается до 4—6° и по времени смещается к 16 час., на глубине же 20 см максимальная разность в 2—3° наблюдается в 18—20 час. В ночные часы картофельная ботва оказывает задерживающее влияние на радиационное выхолаживание почвы как с поверхности, так и на глубинах, и почва под ботвой оказывается на 1—3° теплее участка почвы под травой. В среднем картофельная ботва высотой от 30 до 50 см уменьшает общий поток тепла в почву и приводит к понижению температуры на 2—3° и уменьшает амплитуды суточного хода температуры почвы до 6—10° на поверхности и до 3—5° на глубинах.

Приведенные данные показывают, что на полевых участках, занятых под пропашными культурами и прочими посадками, где наблюдается чередование покрытых растительностью и открытых участков почвы, недостаточно иметь измерения температуры поверхности почвы по методике, изложенной в Наставлении [1]. Для получения объективных данных о температуре почвы с достаточной степенью точности, по-видимому, необходимо иметь измерения в нескольких точках, характеризующих разные условия рельефа и освещенности.

Результаты наблюдений температуры почвы на борозде и валке под картофельным полем в общем подтверждают выводы А. Ф. Чудновского [2] о том, что на прогревание более рыхлого и сухого валка требуется

меньше тепла. Из этого следует, что в валке, где почва более пористая, уменьшается коэффициент теплопроводности и объемной теплоемкости и одновременно увеличивается коэффициент температуропроводности; благодаря меньшему коэффициенту теплопроводности требуется меньшее количество тепла на его нагревание. Поэтому тепло быстрее перераспределяется, и в дни с солнечным сиянием температура повышается на глубине 5—10 см на 1,0—2,3°, на глубине 15 см на 0,8—1,5°, а на глубине 20 см всего на 0,2—0,4° по сравнению с температурой на той же глубине в борозде. После захода солнца происходит обратный процесс отдачи тепла из грунта воздуху, при этом температура почвы на поверхности валка и на разных глубинах понижается быстрее, чем в борозде.

ВЫВОДЫ

Наблюдения за температурой почвы на картофельном поле, хотя и охватывают небольшой период июля и не учитывают всех погодных характеристик, однако хорошо показывают, что:

а) измерять температуру поверхности почвы на участках с переменным микрорельефом и растительностью одним термометром нельзя, ошибка в определении температуры может быть больше 10°;

б) различия в температуре почвы на валке и борозде не только на поверхности, но и на глубинах 5—10 см могут составлять более 1°;

в) развитый растительный покров (например, картофель) приводит к уменьшению температуры поверхности почвы на 2—3° и суточной амплитуды ее на 6—10° по сравнению с температурой почвы под луговой растительностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I, Гидрометеонздат, Л., 1958.

2. Вершинин П. В., Мельникова М. К. и др. Основы агрофизики. Под ред. Иоффе А. Ф. и Ревута И. Б. Физматгиз, М., 1959.

Л. П. ЛАПШОВА

ИСПАРЕНИЕ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ХЛОПКОВОГО ПОЛЯ ВАХШСКОЙ ДОЛИНЫ ТАДЖИКИСТАНА

В статье рассмотрены результаты изучения испарения с помощью метода теплового баланса в условиях орошаемого хлопкового поля. Впервые для условий Вахшской долины исследованы закономерности формирования теплового баланса и основных его компонентов, без знания которых невозможно рациональное использование водных и климатических ресурсов, необходимых для успешного осуществления комплекса практических мероприятий по мелиорации и режиму орошения хлопковых полей юга СССР.

В условиях Вахшской долины испарение является важнейшим фактором формирования грунтовых вод, составляя основу расходной части баланса. При искусственном орошении расход воды на него является главной составной частью поливных и оросительных норм. Изучение испарения с орошаемых полей необходимо также для оценки существующих и разработки новых агротехнических приемов, направленных на сохранение и регулирование запасов почвенной влаги.

Испарение, как известно, складывается из физического испарения грунтовых вод, расхода их на транспирацию растительным покровом и испарения влаги с поверхности почвы и более глубоких слоев зоны аэрации. Эта влага пополняется атмосферными осадками, поливами, а также конденсацией. Генетическое расчленение отдельных составляющих испарения довольно трудно, так как они тесно переплетаются и взаимодействуют друг с другом, образуя единый поток влаги в приземном слое атмосферы. Применяемые в настоящее время методы определения испарения являются по существу вариациями четырех основных способов: 1) водного баланса, 2) почвенных испарителей и лизиметров, 3) теплового баланса, 4) турбулентной диффузии [5].

Испарители путем взвешивания монолита почво-грунта позволяют получить испарение и транспирацию поливной воды и осадков из зоны аэрации. С помощью лизиметров можно определить расходование грунтовых вод на испарение с поверхности почвы и транспирацию с различных глубин, а также раздельно получить величину испарения поливных вод и атмосферных осадков из зоны аэрации. Метод теплового баланса дает возможность измерить суммарное испарение за любые промежутки времени, при любых условиях турбулентного обмена в приземном слое воздуха и с любых подстилающих поверхностей без нарушения структуры почвы, корневой системы растений и без искажения условий испарения.

Метод теплового баланса в комплексе с методом турбулентной диффузии получает в настоящее время все более широкое распространение для определения суммарного испарения и обеспечивает достаточную

точность [7]. В настоящее время тепловой баланс земной поверхности является наиболее эффективным методом исследования многих энергетических процессов, совершающихся в атмосфере, и позволяет изучить взаимодействия между деятельной поверхностью и окружающим воздухом. Без учета закономерностей теплового баланса не представляется сколько-нибудь полное изучение и режима испарения [1].

В 1961 г. режимной партией Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР был проведен комплекс работ по изучению составляющих баланса вод и солей на опытно-балансовом участке, расположенном в северной части Вахшской долины на третьей террасе левого берега р. Вахш в крупном чашевидном понижении примерно в 10 км юго-западнее г. Курган-Тюбе. Абсолютные отметки района около 400 м. Основная площадь участка занята староорошаемыми светлосерсызменно-луговыми почвами, среди которых преобладают средне- и слабозасоленные разности. Земли участка орошаются водой арыка Джой-Бор с летними расходами 18—20 м³/сек. За вегетационный период посевы хлопчатника получают в среднем 5—7 поливов с нормой 1000—2500 м³/га. Режим уровня грунтовых вод формируется под влиянием водоподачи на орошение. Максимальные уровни воды приходятся на июль—август, до 1 м., минимальные — на январь—февраль, до 4,5 м. Сорт хлопчатника нулевого типа ветвления, урожай порядка 27 ц/га.

В результате проведенных работ была получена сумма испарения и, кроме того, впервые в условиях Вахшской долины рассчитаны тепло-балансовые характеристики хлопкового поля в режиме нескольких лет. Радиационный баланс определялся по данным актинометрических наблюдений (суммарной и отраженной коротковолновой радиации) и расчета эффективного излучения по номограмме [6] с учетом температурных условий и характера увлажнения приземного слоя воздуха. Остальные составляющие теплового баланса определялись по методике и формулам, изложенным в [2, 4], с использованием данных наблюдений над температурой и влажностью воздуха в слое 0,5—200 см, влажностью почвы и температурой почво-грунта в слое 0—1 м [6]. Влажность почвенного профиля определялась термостатно-весовым способом три-шесть раз в месяц. Наблюдения производились по общепринятой методике ежедневно в течение всего года в сроки 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19, 22 часа местного среднесолнечного времени.

Для климата Вахшской долины характерны черты, присущие всей равнинной части Средней Азии, т. е. большие величины солнечной радиации, засушливость и континентальность: средняя годовая температура воздуха 15—16° при абсолютном максимуме 47° и минимуме —27°, количество осадков, выпадающих главным образом в холодный период года, около 270 мм, влажность воздуха колеблется в пределах 40—80%.

Хлопчатник является основной производственной культурой Вахшской долины. Он развивается под воздействием целого комплекса факторов внешней среды, среди которых важнейшим является метеорологический режим приземного слоя, т. е. микроклимат и тепловой баланс хлопкового поля. При рассмотрении микроклимата хлопкового поля в Средней Азии выделяют четыре периода [3], различающихся по характеру и свойствам подстилающей поверхности.

В первый период, от посева до середины июня, когда растения еще не высоки, основной деятельной поверхностью служит поверхность почвы; при этом метеорологический режим приземного слоя воздуха характерен для режима оголенной поверхности.

Во второй период, от начала или середины июня до середины сентября, главной деятельной поверхностью является вегетирующая масса

Годовой ход составляющих радиационного и теплового баланса (ккал/см²),

Метеорологические элементы	Год	I	II	III	IV	V
Суммарная радиация . . .	1963	7,54	7,62	11,07	14,52	16,94
	1964	6,88	6,47	9,37	11,79	17,19
Отраженная радиация . . .	1963	1,38	1,21	1,96	2,85	3,88
	1964	2,59	1,04	1,65	2,07	3,35
Эффективное излучение.	1963	5,09	3,31	3,75	3,76	4,06
	1964	3,97	3,17	3,12	3,20	4,69
Радиационный баланс . . .	1963	1,16	2,74	5,76	8,16	9,28
	1964	0,31	2,21	4,06	6,48	9,51
Тепловой поток в почво- грунте	1963	0,092	0,737	0,592	0,00	0,169
	1964	0,200	0,894	0,893	1,981	0,930
Турбулентный теплообмен	1963	-0,371	0,225	1,877	3,235	4,506
	1964	-0,560	0,386	1,077	0,939	2,100
Затрата тепла на испарение	1963	1,44	1,78	3,29	4,93	4,61
	1964	0,67	0,93	2,09	3,56	6,48
Испарение, мм/мес.	1963	24,38	30,71	54,85	82,17	76,97
	1964	11,22	15,55	34,98	60,50	106,25
Сумма осадков, мм	1963	8,2	36,2	39,2	67,7	44,3
	1964	31,8	47,9	46,1	35,2	14,9
Температура воздуха, град.	1963	4,0	9,7	10,9	18,8	22,6
	1964	-5,1	5,1	12,7	16,4	22,4
Абсолютная влажность, мб .	1963	5,4	8,3	8,2	12,5	13,5
	1964	3,7	7,0	10,1	11,9	12,8
Скорость ветра, м/сек. . .	1963	0,8	1,3	1,4	1,3	1,8
	1964	0,4	0,7	1,2	2,1	1,4

хлопчатника. В этот период над хлопчатником преобладает инверсия температуры воздуха в течение суток, высокая влажность воздуха в среде растений и значительное затенение почвы.

В третий период, с середины сентября и до заморозков (ноябрь), основной деятельной поверхностью остается вегетирующая масса растений, но несколько возрастает влияние непосредственно поверхности почвы.

Наконец, четвертый период, после заморозков, характеризуется почти полным прекращением вегетации хлопчатника, высыханием и опаданием листьев, в связи с чем поверхность почвы опять начинает играть существенную роль в процессе формирования микроклимата. В течение каждого периода происходят изменения микроклимата, связанные с проведением на поле различных агротехнических мероприятий, включая поливы.

В тепловом балансе хлопкового поля изменение составляющих в период вегетации и в суточном ходе обусловлено не только географическими условиями, но и особенностями характера деятельной поверхности, что связано с изменениями размеров хлопчатника, режима орошения и различными агротехническими мероприятиями.

Таблица 1

испарения и метеорологических элементов. Хлопковое поле

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
19,53	21,65	20,40	15,81	12,05	6,70	5,80	159,63
19,31	18,84	18,44	14,99	11,56	7,34	5,04	147,22
4,06	4,64	4,42	3,24	2,46	1,34	1,30	32,74
3,67	4,20	4,28	3,07	2,37	1,64	1,43	31,36
4,80	4,73	5,22	5,27	5,04	3,93	4,02	52,98
5,27	4,11	4,73	5,96	5,58	5,57	3,88	53,25
10,80	12,32	10,76	7,43	4,64	1,34	0,40	74,79
10,45	10,76	9,42	6,52	3,66	0,65	-0,09	63,94
0,246	0,348	0,708	0,354	0,407	0,273	0,467	4,393
0,194	0,151	0,507	-0,676	0,448	-0,331	-0,055	5,136
1,904	-0,667	-0,250	0,686	0,506	-0,044	-0,759	10,812
0,696	-0,501	0,003	1,336	0,402	-0,379	-0,545	4,954
8,65	12,64	10,30	6,39	3,73	1,11	0,73	59,60
9,56	11,11	8,91	5,86	2,81	1,36	0,51	53,85
144,13	211,71	171,94	106,35	62,21	18,48	11,87	995,77
159,37	185,32	148,87	97,93	46,90	22,72	8,53	898,14
0,8	1,0	0,0	0,0	0,0	22,4	33,1	252,9
0,8	5,1	0,0	0,0	0,0	10,9	18,8	211,5
							Среднее за год
27,8	26,4	23,7	17,5	16,1	8,7	2,7	15,7
27,2	26,7	24,3	23,4	11,8	8,3	0,4	14,5
14,9	16,7	15,8	12,5	10,8	8,2	6,8	11,1
14,3	18,9	17,4	12,6	7,5	5,9	4,7	10,6
0,9	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,8
0,9	0,6	0,3	0,4	0,4	0,6	0,6	0,8

Радиационный режим. В условиях Вахшской долины, благодаря небольшой облачности, особенно в летне-осенний период, месячные суммы приходящей радиации велики. Средние месячные величины составляющих радиационного баланса, полученные по данным наблюдений 1963—1964 гг., приводятся в табл. 1. Суммарная радиация достигает максимальных значений в июне — июле и составляет 18—21 ккал/см²мес. Уменьшение прихода солнечной радиации в июле — августе 1964 г. по сравнению с 1963 г. объясняется увеличением облачности и частым повторением пыльных ветров «афганцев», после которых в течение нескольких дней в долине наблюдается сильная мгла.

Максимальное напряжение суммарной радиации наблюдалось в полуденные часы и достигало в среднем 1,130 ккал/см²мин. (июль 1964 г.); наибольший максимум был отмечен 5 VII 1963 г. (1,456 ккал/см²мин.). Ход отраженной радиации аналогичен ходу суммарной радиации. Максимальные значения ее в дневном ходе также приходятся на полуденные часы. Большое влияние на изменение радиационного режима оказывает изменение отражательной способности хлопкового поля, которая зависит от сорта, густоты и высоты хлопчатника. Альbedo хлопчатника, составляющее в среднем 18—20%, в сильной мере зависит от угла падения и направления падающего потока радиации, максимальные величины наблюдаются в утренние и вечерние часы. Под влиянием поливов ме-

Таблица 2

**Дневной ход альbedo хлопкового поля до полива А
и после полива А', 1964 г.**

№ полива	Дата полива	Альbedo	Часы наблюдений			
			7	10	13	16
1	6 V	А	21	20	18	22
		А'	19	16	14	22
2	2 VI	А	25	20	22	23
		А'	20	14	15	18
3	29 VI	А	22	19	19	21
		А'	23	20	19	21
4	30 VII	А	28	24	24	25
		А'	27	23	23	25
5	26 VIII	А	27	22	21	24
		А'	30	21	20	23
6	25 X	А	23	19	20	35
		А'	26	18	18	36

няются оптические свойства деятельной поверхности и, как видно из табл. 2, сильно изменяется величина альbedo.

В начальные периоды развития хлопчатника поливы уменьшают альbedo на 4—5%; для условий, когда хлопчатник представляет собой сомкнутый плотный растительный покров, орошение практически не изменяет альbedo.

На основании расчетов эффективного излучения по номограмме М. Е. Берлянда [6] оказалось, что эффективное излучение по абсолютной величине больше отраженной коротковолновой радиации; максимум его в годовом ходе наблюдается в летние месяцы; разность между экстремальными величинами колеблется от 3 до 5 ккал/см²мес.

Годовая сумма радиационного баланса хлопкового поля составляет 64—75 ккал/см²год. Почти в течение всего года радиационный баланс в Вахшской долине положителен; период с отрицательным радиационным балансом продолжается менее одного месяца и значения его невелики. Максимальные значения радиационного баланса наблюдаются в июне—июле и равны 10—13 ккал/см²мес. В суточном ходе радиационный баланс следует ходу высоты солнца и имеет максимум в полуденные часы как в летние, так и в зимние месяцы (рис. 1). Ночью радиационный баланс характеризуется отрицательным знаком и величины его изменяются незначительно. Наибольший максимум радиационного баланса в суточном ходе отмечен 27 VII 1963 г. (1,063 ккал/см²мин.). Степень увлажнения почвы определенным образом влияет на величину радиационного баланса хлопкового поля: хлопчатник с хорошо развитой кроной дает примерно такие же значения радиационного баланса, как и поле со слабо развитым хлопчатником вскоре после полива. Увлажнение почвы вызывает уменьшение ее отражательной способности, поэтому более влажная почва поглощает большую долю поступающей коротковолновой радиации, чем сухая, что увеличивает радиационный баланс.

Теплообмен в почво-грунте. Теплообмен в почве на хлопковом поле является наименьшей приходе-расходной частью теплового баланса и составляет около 10% радиационного баланса. Это объясняется тем, что при увеличении растительной массы лишь небольшая часть прямой солнечной радиации доходит до поверхности почвы, а большая часть поглощается растением и расходуется на транспирацию.

Особенно невелики суммы потока тепла в почву в период с мая по октябрь, когда степень затенения почвы растениями наиболее высокая. В суточном ходе максимальная величина теплообмена в почво-грунте наблюдается между 10 и 12 час., затем поток резко убывает и около 16 час. происходит смена знака. Наибольших отрицательных значений тепловой поток от почвы достигает в 19 час. Ночью потери тепла почвой не зависят от радиационного баланса, и абсолютные величины его могут быть более величины радиационного баланса (рис. 1).

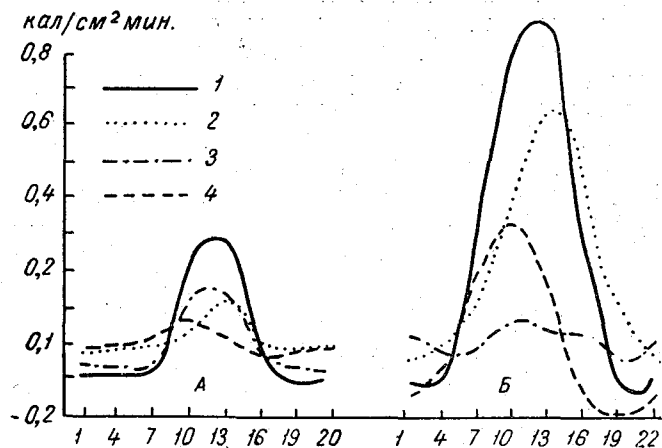


Рис. 1. Суточный ход составляющих теплового баланса хлопкового поля в январе (А) и июне (Б) 1964 г.

1— радиационный баланс, 2— затраты тепла на испарение, 3— турбулентный теплообмен, 4— тепловой поток в почво-грунте.

Теплообмен в приземном слое воздуха. Теплообмен между деятельной поверхностью и воздухом зависит от температуры деятельной поверхности. На хлопковом поле большая часть тепла затрачивается на испарение, что вызывает понижение температуры деятельной поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха; в результате над хлопковым полем развивается инверсия температуры, что создает неблагоприятные условия для развития турбулентного теплообмена, и поэтому поток тепла не только ночью, но и днем часто направлен к деятельной поверхности.

Таким образом, деятельная поверхность хлопкового поля в дневные часы получает тепло не только за счет лучистой энергии, но и за счет теплоотдачи более нагретых воздушных масс. Максимальные величины турбулентного потока тепла наблюдаются в период с марта до мая и в суточном ходе приходятся на 13 час.; с июня до октября турбулентный теплообмен невелик или имеет отрицательные значения, причем максимум наблюдается в 10 час. (рис. 1). В ночные часы величина теплового потока в воздух незначительна. Годовой ход турбулентного теплообмена представлен в табл. 1.

Затрата тепла на суммарное испарение. Из расходных компонент теплового баланса хлопкового поля ведущее место занимает расход тепла на суммарное испарение, который сильно меняется в зависимости от периода вегетации хлопчатника. Затраты тепла на суммарное испарение быстро возрастают по мере развития растений. Если в начальный период (до начала — середины июня) на испарение затрачивается в среднем до 50% радиационного баланса, то в период полного

развития растений радиационный баланс не покрывает затрат тепла на испарение, так как при этом они составляют 110% радиационного баланса (недостаток восполняется за счет адвекции с более сухих территорий). В последующий период вегетации расход тепла на испарение несколько уменьшается, но доля его в общем приходе-расходе остается значительной. После губительных заморозков расход тепла на испарение на хлопковом поле резко уменьшается и составляет около 30% радиационного баланса. В дневном ходе наибольшая величина затраты тепла на испарение приходится на полуденные и послеполуденные часы, когда максимальные величины ее превышают 1 кал/см²мин.

В табл. 1 приведены величины суммарного испарения хлопкового поля за период 1963—1964 гг. При вычислении суточных сумм производилась интерполяция по 8 срокам. Из табл. 1 видно, что в осенне-зимний период ввиду малого поступления радиационного тепла испарение крайне мало. Так, за период с ноября по февраль испарение составляет всего около 10% годовой суммы. С увеличением радиационного тепла и количества осадков в весенний период величина испарения резко возрастает. Преобладающим в этот период является физическое испарение, т. е. испарение с почвы.

В период вегетации в связи с увеличением роста растений и накоплением растительной массы возрастает затенение поверхности почвы растениями, происходит ослабление турбулентного обмена в среде растений. В результате испарение с почвы становится все более затрудненным и непрерывно уменьшается. В то же время увеличение листовой поверхности хлопчатника приводит к быстрому росту транспирации. Уменьшение примерно с августа транспирации в значительной мере обусловлено заметным уменьшением дневных сумм радиационного баланса.

Таким образом, максимальное испарение наблюдается в период июнь—август и составляет за три летних месяца более 50% годовой суммы. За период от цветения до созревания хлопковое поле испаряет около 600—700 мм, т. е. 70% годовой суммы. Результаты наблюдения показали, что при достаточной влагообеспеченности хлопкового поля из-

менение величины испарения от дня ко дню в период цветения и созревания коробочек невелики и в целом мало зависят от отдельного полива, так как испарение в этом случае не связано с увлажнением самого верхнего слоя почвы; при недостаточной влагообеспеченности корнеобитаемого слоя отдельные поливы приводят к существенным изменениям испарения.

Большое влияние на испарение оказывают также такие факты, как наличие облачности, продолжительность солнечного сияния, ветер. При прочих равных условиях в солнечные дни суммарное испарение с хлопчатника более чем в 2 раза превосходит испарение в пасмурные дни (рис. 2).

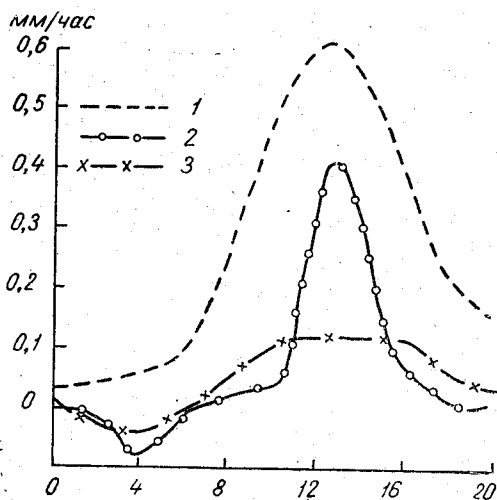


Рис. 2. Суточный ход испарения с хлопчатника в июне 1963 г.

1— полное отсутствие облачности, 2— переменная облачность, 3— сплошная облачность.

В безоблачные и малооблачные дни величина испарения заметно повышается при усилении ветра.

Суточный ход испарения на хлопковом поле в большинстве случаев имеет ясно выраженный характер с некоторым сдвигом максимума во вторую половину суток на 13—15 час. (табл. 3). Наблюдения за суточным ходом испарения показали, что сколько-нибудь интенсивное испарение возможно только за счет радиационного тепла, при недостатке его испарение быстро приводит к установлению температурной инверсии, ослаблению турбулентности и насыщению водяным паром прилегающих к деятельной поверхности слоев воздуха и в конечном итоге к резкому снижению испарения. Однако при интенсивной адвекции теплого и сухого воздуха, особенно при сильных сухих ветрах, испарение велико даже ночью при отрицательном радиационном балансе.

В весенний период максимальные величины составляют в среднем 0,25—0,30 мм в час; в мае — июне дневные максимумы испарения резко возрастают, а в июле и августе средняя величина испарения в 13—15 час. достигает 0,70 мм в час. В ночное время в течение всего года испарение, как правило, мало или имеет место конденсация. Величина конденсата по своей интенсивности значительно уступает испарению, составляет в годовой сумме 25—40 мм. Учитывая почти полное отсутствие осадков в летний период, можно предположить, что конденсационная влага принимает активное участие в процессах вегетации хлопчатника, уменьшая тем самым расходование поливных и грунтовых вод.

Таблица 3

Суточный ход суммарного испарения (мм/час) на хлопковом поле
(по средним месячным данным), 1964 г.

Месяц	Срок, часы								Сумма за сутки	Сумма за сутки 1963 г.
	1	4	7	10	13	16	19	22		
I	—0,02	—0,01	—0,01	0,03	0,12	0,02	—0,01	—0,01	0,33	0,83
II	—0,01	—0,01	—0,01	0,05	0,12	0,05	0,00	—0,02	0,51	0,28
III	0,00	—0,02	0,00	0,11	0,20	0,08	0,01	0,00	1,14	1,77
IV	0,00	0,00	0,01	0,18	0,25	0,16	0,05	0,01	1,98	2,33
V	0,00	0,00	0,05	0,23	0,46	0,28	0,13	0,05	3,47	2,47
VI	—0,02	0,00	0,12	0,40	0,65	0,47	0,13	0,00	5,83	4,80
VII	0,03	0,01	0,06	0,45	0,68	0,62	0,13	0,03	6,03	6,83
VIII	—0,07	0,03	0,09	0,38	0,67	0,56	—0,02	—0,02	5,30	5,55
IX	0,01	0,00	0,03	0,30	0,42	0,34	0,01	—0,01	3,30	3,55
X	0,00	0,01	0,02	0,08	0,25	0,16	—0,01	—0,01	1,50	1,91
XI	—0,01	0,00	—0,01	0,04	0,16	0,07	0,00	0,00	0,75	0,63
XII	—0,02	—0,01	—0,02	0,05	0,07	0,03	—0,01	—0,01	0,24	0,39

Величины среднего суточного испарения также имеют большие различия (табл. 3). Так, если в период максимального развития хлопчатника при достаточном его орошении (июль) средняя суточная величина испарения превышает 6 мм, то в зимний период ввиду малого поступления радиационного тепла и прекращения вегетации средние суммы испарения не превышают 0,5 мм в день.

ВЫВОДЫ

1. В условиях орошаемого земледелия основным методом для определения испарения с сельскохозяйственных полей должен явиться метод теплового баланса, как физически наиболее обоснованный и обеспечивающий необходимую точность исследования.

2. В условиях Вахшской долины в годовом цикле основной расход радиационного баланса на хлопковом поле осуществляется затратами тепла на суммарное испарение, которые составили 80% в 1963 г. и 84% в 1964 г., на турбулентный теплообмен между деятельной поверхностью и воздухом в 1963 и 1964 гг. соответственно 14 и 8% и на поток тепла в почво-грунты 6% в 1963 и 8% в 1964 г.

3. Суммарное испарение хлопкового поля при близком залегании уровня грунтовых вод равнялось 996 мм в 1963 г. и 898 мм в 1964 г. Основная масса воды расходуется хлопковым полем в период максимального развития хлопчатника (июль — август). В период от цветения до созревания хлопчатника испарение составляет более половины суммы его за весь период вегетации.

4. Величина суммарного испарения хлопкового поля определяется в основном величиной радиационного баланса, степенью роста и развития хлопчатника, а также изменением запасов влаги в почво-грунтовой толще и режимом орошения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. Изд. «Наука», 1964.
2. Будыко М. И., Тимофеев М. П. О методах определения испарения. Метеорология и гидрология, № 9, 1952.
3. Зуев М. В. Формирование микроклимата хлопкового поля. Гидрометеоздат, Л., 1956.
4. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеоздат, Л., 1964.
5. Струзер Л. Р. Оценка погрешности существующих методов испарения с поверхности почвы. Труды Всесоюзного гидрологического съезда, т. 3, Гидрометеоздат, Л., 1959.
6. Чудновский А. Р., Рожанская О. Д. Определение суммарного испарения сельскохозяйственного поля методом теплового баланса. Бюлл. научно-технической информации по агрономической физике, № 1, 1956.
7. Чудновский А. Р., Розеншток Ю. Л. Автоматическая регистрация испарения сельскохозяйственного поля. Сб. трудов по агрономической физике, вып. 8, 1960.

И. Г. ГОРБУНОВА

МЕТОДИКА РАСЧЕТА СУММАРНОГО ИСПАРЕНИЯ НА ОРОШАЕМЫХ ПОЛЯХ

В статье излагается метод расчета суммарного испарения с орошаемых полей, разработанный на основе теоретической схемы, предложенной Д. Л. Лайхтманом.

Приводятся номограммы для расчета дополнительного испарения с орошаемых полей и примеры его определения для некоторых районов Средней Азии.

Одной из важнейших задач орошаемого земледелия является правильное определение оросительных и поливных норм. Решением этого вопроса занимались ученые различных специальностей, соприкасающихся с сельским хозяйством: биологи, агрономы, мелиораторы, гидрологи, метеорологи и т. д. Разработан целый ряд методов, позволяющих определять нормы и сроки поливов по различным почвенным, метеорологическим и физиологическим признакам [1, 5, 8, 12, 15]. Естественно, что представители различных специальностей решали поставленную задачу, опираясь главным образом на данные той отрасли науки, которой они занимались, и метеорологические сведения привлекали только в качестве второстепенных без учета всего комплекса метеорологических факторов в их сложном взаимодействии. Но независимо от специальности подавляющее большинство авторов [1, 5, 6, 8, 9, 12, 15] указывает на то, что при решении задачи о правильном нормировании орошения необходимо более полный учет метеорологических факторов. Особенно очевидным это становится в свете понятия о водном балансе орошаемого поля, в котором основную роль играет суммарное испарение.

В предлагаемой статье излагается методика расчета суммарного испарения с орошаемых полей, теоретическое обоснование которой дано Д. Л. Лайхтманом [7], и приводятся примеры такого расчета для равнинной части Средней Азии. Некоторые возможности применения этого способа в практике определения поливных и орошаемых норм указаны в статьях [3, 4]. При разработке методики на основании многочисленных работ по орошению и мелиорации для орошаемой территории были приняты следующие два условия:

1) влажность корнеобитаемого слоя почвы во время вегетации поддерживается на определенном, достаточно высоком уровне, колеблясь от полива к поливу в определенных пределах; для большинства сельскохозяйственных культур нижним пределом является влажность 70% полной полевой влагоемкости данного типа почвы, верхним пределом — 100% [12, 14, 15];

2) величина суммарного испарения зависит главным образом от метеорологических условий; это означает, что изменения интенсивности

транспирации, вызываемые внешними факторами, намного превосходят величину изменений, вызываемых биологическими особенностями растений, и подчиняются тем же закономерностям, что и испарение [6, 9].

Суммарным испарением принято называть фактическое испарение с орошаемых полей, складывающееся из транспирации растений и испарения с почвы. Но можно также представить суммарное испарение при орошении в виде суммы естественного испарения E' , сформировавшегося в данной местности под влиянием природных условий (при отсутствии орошения), и дополнительного испарения ΔE , возникающего вследствие орошения. Именно так представлено суммарное испарение в работе [7], где выражения для оросительной нормы и суммарного испарения найдены из уравнений водного баланса для неорошаемой и орошаемой территорий (или для одной и той же территории до и после орошения) за весь период вегетации и имеют вид:

$$E' = X' - S' + \Delta W'; \quad (1)$$

$$E = X - S + \overline{\Delta E} + \Delta W. \quad (2)$$

Здесь E — суммарное испарение, X — осадки, ΔW — изменение влагозапасов почвы, S — полный сток, $\overline{\Delta E}$ — оросительная норма (индексами отмечены величины, относящиеся к неорошаемой территории). Из уравнений (1) и (2) можно получить выражение для $\overline{\Delta E}$, если предположить, что $X' = X$ и, при правильном нормировании и хорошей технике поливов, $S' = S$,

$$\overline{\Delta E} = E - E' - (\Delta W - \Delta W') = \Delta E + \Delta E_w. \quad (3)$$

Из уравнения (3) следует, что оросительная норма $\overline{\Delta E}$ расходуется на дополнительное испарение ΔE и на изменение влагозапасов почвы ΔE_w , а также, что суммарное испарение E равно

$$E = E' + \Delta E. \quad (4)$$

Известно, что суммарное испарение составляет главную расходную часть оросительной нормы. Естественное испарение E' для орошаемых районов невелико и с оросительной нормой не связано; таким образом, главной расходной частью оросительной нормы является вторая составляющая суммарного испарения — дополнительное испарение ΔE . Очевидно, что величина дополнительного испарения ΔE зависит только от метеорологических условий и определение ее сводится к расчету дополнительного переноса водяного пара от деятельной поверхности. Этот перенос зависит от разности концентраций водяного пара в поступающих на орошаемое поле воздушных массах и внутри растительного покрова и от интенсивности турбулентного обмена.

В работе [7] решается задача о нахождении величины того необходимого дополнительного испарения ΔE , при котором среди растений будет поддерживаться заранее заданная оптимальная относительная влажность воздуха r , обеспечивающая наилучшие условия транспирации. Тем самым устанавливается количественная связь между нормами орошения и метеорологическими факторами, так как ΔE определяет собой ту часть оросительной нормы, которая должна быть полностью израсходована на испарение. Формула, полученная Д. Л. Лайхтманом [7], позволяет рассчитывать величину ΔE по температуре T'_{z_0} и влажности e'_{z_0} воздуха на уровне шероховатости z_0 , скорости ветра на высоте 1 м u'_1 , радиационному балансу R' и линейным размерам орошаемо-

го участка x . Все перечисленные входные параметры (кроме x) с индексами означают, что они характеризуют воздушную массу, сформировавшуюся над неорошаемой территорией, которая, передвигаясь над орошенными районами, трансформируется.

Исследование этой формулы на примере расчетов при очень больших дефицитах влажности воздуха показало, что для использования ее в широком диапазоне природных соотношений температуры и влажности воздуха требуются некоторые обобщения. Эти обобщения были сделаны З. М. Утиной, которая любезно предоставила нам их для проведения расчетов.

Общий вид формулы для определения ΔE следующий:

$$\Delta E = f_0 C(x) + F_0 D(x), \quad (5)$$

где f_0 — разность между оптимальной r и фактической r' влажностью воздуха. $C(x)$ и $D(x)$ — некоторые функции, зависящие от размеров орошаемого участка, F_0 — величина, учитывающая радиационный баланс и интенсивность турбулентного обмена на неорошаемом участке и их изменения, вызванные орошением.

Для практического определения ΔE предлагаются номограммы (рис. 1, 2, 3, 4, 5). Все номограммы рассчитаны для одной и той же длины орошаемого участка, $x = 10$ км, и величины $F_0 = 1,01 \cdot 10^{-3}$ кал/см²сек., но для разных значений r , равных 40, 50, 60, 70 и 100%. Величина $F_0 = 1,01 \cdot 10^{-3}$ кал/см²сек. вычислена для западной, равнинной части Средней Азии при условиях изменения альбеда орошаемого участка на 15% [11] и коэффициента турбулентности на 10% [7] по сравнению с величинами на неорошаемом участке.

Значения r , для которых построены номограммы, получены опытным путем. Опубликованных систематических данных наблюдений за относительной влажностью воздуха среди орошаемых сельскохозяйственных культур за весь период вегетации нет. Эпизодические наблюдения на хлопковых полях показали, что в фазе цветения r близко к 70% [7]. Однако можно предположить, что в течение периода вегетации r не остается неизменным, а меняется по мере роста и развития растений. Для подтверждения этого предположения на агрометстанции Боз-Су, вблизи Ташкента, в течение двух лет проводились круглосуточные наблюдения за величиной r среди хлопка. Результаты этих наблюдений, а также данные, полученные Ф. А. Муминовым [10], представлены на рис. 6. Из рисунка следует, что r на протяжении вегетационного периода меняется от 40—45% во время появления 2—3 листочков до 65—70% в фазе цветения, а затем незначительно понижается в период созревания. Конечно, этот материал дает лишь ориентировочные значения r как показателя оптимальных условий транспирации; для его уточнения требуются массовые наблюдения при различных агротехнических условиях. Однако пределы изменений r в среднем от 40 до 70%, по-видимому, выбраны правильно, поэтому использование приведенных на графике (рис. 6) значений не может вызвать больших погрешностей в определении ΔE .

Для удобства пользования номограммами при их построении входные параметры T'_{z_0} и e'_{z_0} были заменены средними суточными данными стандартных метеорологических наблюдений T' и e' на высоте 2 м. Для T'_{z_0} эта замена была осуществлена с помощью логарифмического закона изменения метеозадающих элементов с высотой; e'_{z_0} просто заменено через e' на высоте 2 м, так как в сухих районах средние суточные верти-

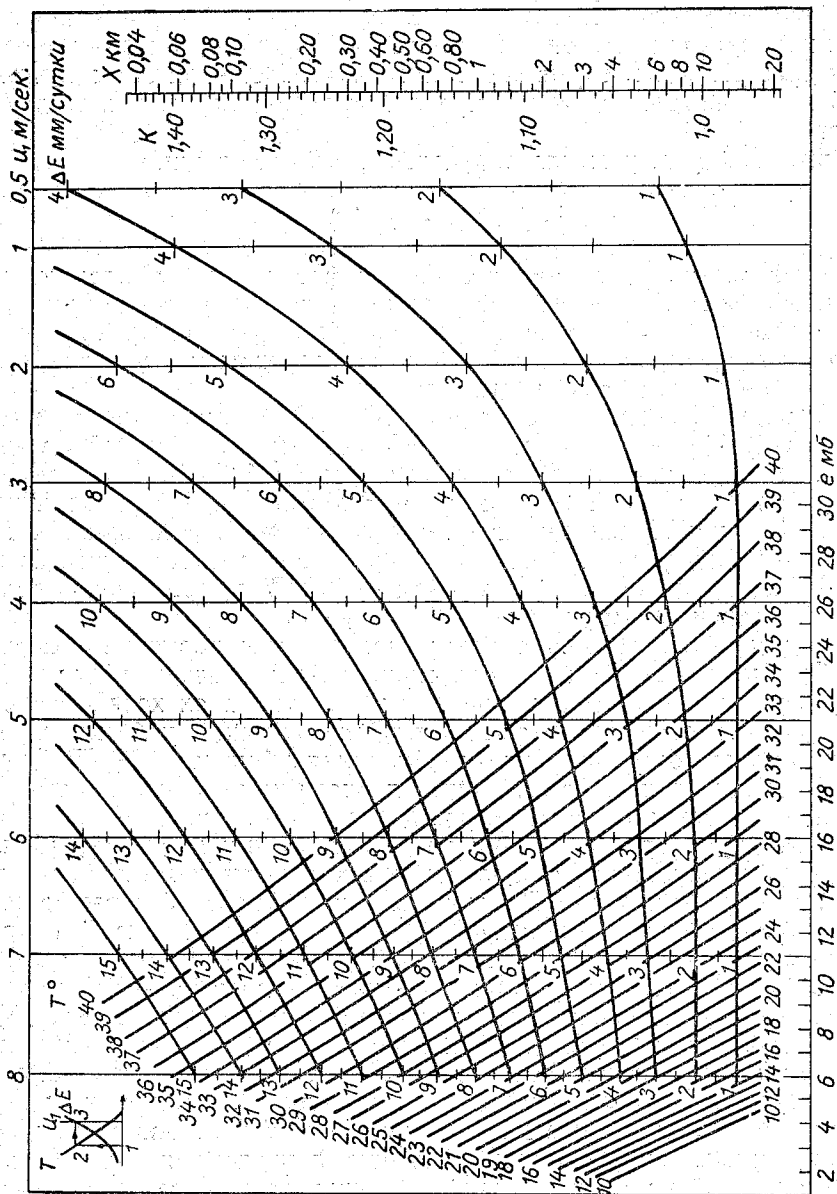


Рис. 1. Номограмма для расчета оптимального дополнительного испарения с орошаемых полей при $r=40\%$.

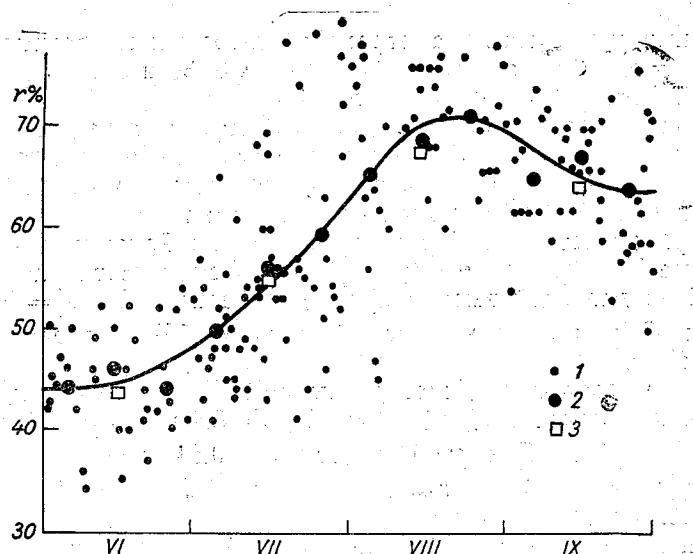


Рис. 6. Изменение оптимальной относительной влажности r среди хлопка на протяжении периода вегетации.
1 — средние суточные r , 2 — средние декадные r , 3 — средние месячные r .

кальные градиенты упругости водяного пара в слое от z_0 до $z=2$ м практически отсутствуют, u_1' определяется по средней суточной скорости ветра на высоте флюгера u_ϕ и по высоте флюгера. В табл. 1 помещены рассчитанные по логарифмическому закону переходные коэффициенты m для различных высот флюгера

$$u_1' = m u_\phi'. \quad (6)$$

Таблица 1
Переходные коэффициенты m для расчета u_1'
по данным флюгера u_ϕ

Высота флюгера, м	7—8	9—10	11—12	13—15
m	0,66	0,64	0,62	0,60

На нижней горизонтальной оси номограммы помещены средние суточные значения упругости водяного пара, e мб; на верхней горизонтальной оси — средние суточные значения скорости ветра на высоте 1 м — u_1 м/сек. Наклонные линии в левой части номограммы — изолинии средних суточных значений температуры воздуха T ; наклонные кривые, пересекающие всю номограмму — изолинии ΔE мм/сут. Ключ к номограмме находится в левом верхнем углу. Для определения по номограмме величины ΔE мм/сут. при заданном значении r надо знать средние суточные значения T' и e' на высоте 2 м, скорость ветра по флюгеру u_ϕ и высоту флюгера. Затем по табл. 1 рассчитать u_1' . Найдя на оси e нужное значение e' (точка 1) следует подняться по вертикали до пересечения с изолинией соответствующего значения T' (точка 2); от точки 2, двигаясь горизонтально, дойти до нужного значения u_1' (точка 3). Искомую величину ΔE мм/сут. снимают в точке 3 с изолиний ΔE . Для получения декадной, месячной или сезонной величины ΔE надо пользоваться соот-

ветствующими входными параметрами и снятое с номограммы значение ΔE умножить на нужное количество дней — 10, 30 и т. д., а для перевода ΔE из мм/сут. в $\text{м}^3/\text{га}$ — умножить на 10.

Для того чтобы получить ΔE на орошаемом участке длиной больше или меньше 10 км, надо снятую с номограммы величину умножить на множитель K ; шкала K (в зависимости от длины участка, от 0,04 до 20 км) помещена с правой стороны номограммы.

Примеры расчета ΔE . 1) Для метеостанции Репетек $r=40\%$, средние суточные $T'=27,6^\circ$, $e'=7,3$ мб, $u_\phi=2,7$ м/сек., высота флюгера 10 м. По табл. 1 m для этой высоты флюгера равно 0,64, $u_1=0,64 \times 2,7=1,7$ м/сек. С номограммы (рис. 1) для $r=40\%$ снимаем значение $\Delta E=2,9$ мм/сут.

2) Для метеостанции Джангельды $r=70\%$; средние декадные (за вторую декаду августа 1957 г.) $T'=26,9^\circ$, $e'=8,4$ мб, $u_\phi=5,7$ м/сек., высота флюгера 10 м. Для этой высоты $m=0,64$, тогда $u_1=3,6$ м/сек. С номограммы (рис. 4) для $r=70\%$ снимаем $\Delta E=7,5$ мм/сут. Умножая 7,5 на 10, получаем 75 мм/дек.

3) Для метеостанции Чабан-Казган $r=55\%$, средние месячные за июль 1959 г. $T'=26,5$, $e'=11,8$ мб, $u_\phi=4,1$ м/сек., высота флюгера 8 м. Находим $u_1=2,7$ м/сек. С номограммы (рис. 2) для $r=50\%$ снимаем $\Delta E=2,8$ мм/сут., с номограммы (рис. 3) для $r=60\%$ снимаем $\Delta E=3,8$ мм/сут. Величина ΔE для $r=55\%$ будет равна 3,3 мм/сут. Умножаем 3,3 на 31 и получаем 102,3 мм/месяц, или 1023 $\text{м}^3/\text{га}$.

Для получения надежных значений ΔE необходимо тщательно выбирать исходные «сухие» данные, т. е. пользоваться материалами наблюдений метеостанций, находящихся на расстоянии не ближе 2—3 км от орошаемых полей. Определив ΔE , можно, зная величину E' , получить суммарное испарение E по формуле (4). Величины E' для орошаемых районов в период вегетации очень малы по сравнению с ΔE , и для их получения можно использовать средние многолетние данные по испарению даже в применении к конкретным промежуткам времени (сезон вегетации, месяц, декада). Для Средней Азии, например, E' в летние месяцы близко к нулю [2]. Поэтому в приведенных ниже картах и примерах расчета определялась только величина ΔE $\text{м}^3/\text{га}$ как главная расходная часть оросительной нормы.

На рис. 7 даны схематические карты распределения месячных сумм ΔE с июня по сентябрь по западной, равнинной части Средней Азии, а на рис. 8 — карта сумм ΔE за весь период вегетации (июнь — сентябрь). В качестве примера орошаемой сельскохозяйственной культуры взят хлопок. При подборе исходных метеорологических данных для расчета использованы наблюдения пустынных метеостанций, так как их показания полностью свободны от искажающего влияния адвекции влажного воздуха из орошаемых районов. Расчеты сделаны по средним за 10 лет (1952—1961 гг.) материалам наблюдений 21 пустынной станции западного Узбекистана и Туркмении. При расчете не учитывалось различие в сроках наступления фаз вегетации в разных районах. Для всей территории взяты одинаковые средние месячные значения r , снятые с графика (рис. 6). Такое допущение было сделано для того, чтобы проверить, насколько распределение ΔE согласуется с климатологическими характеристиками выбранной территории. Распределение ΔE на картах с максимумом в районе Кара-Кумов и минимумом в северных районах вполне соответствует климатическим условиям местности, но несколько противоречит общепринятому распределению оросительных норм, увеличивающихся с севера на юг. Действительно, в южных областях более вы-

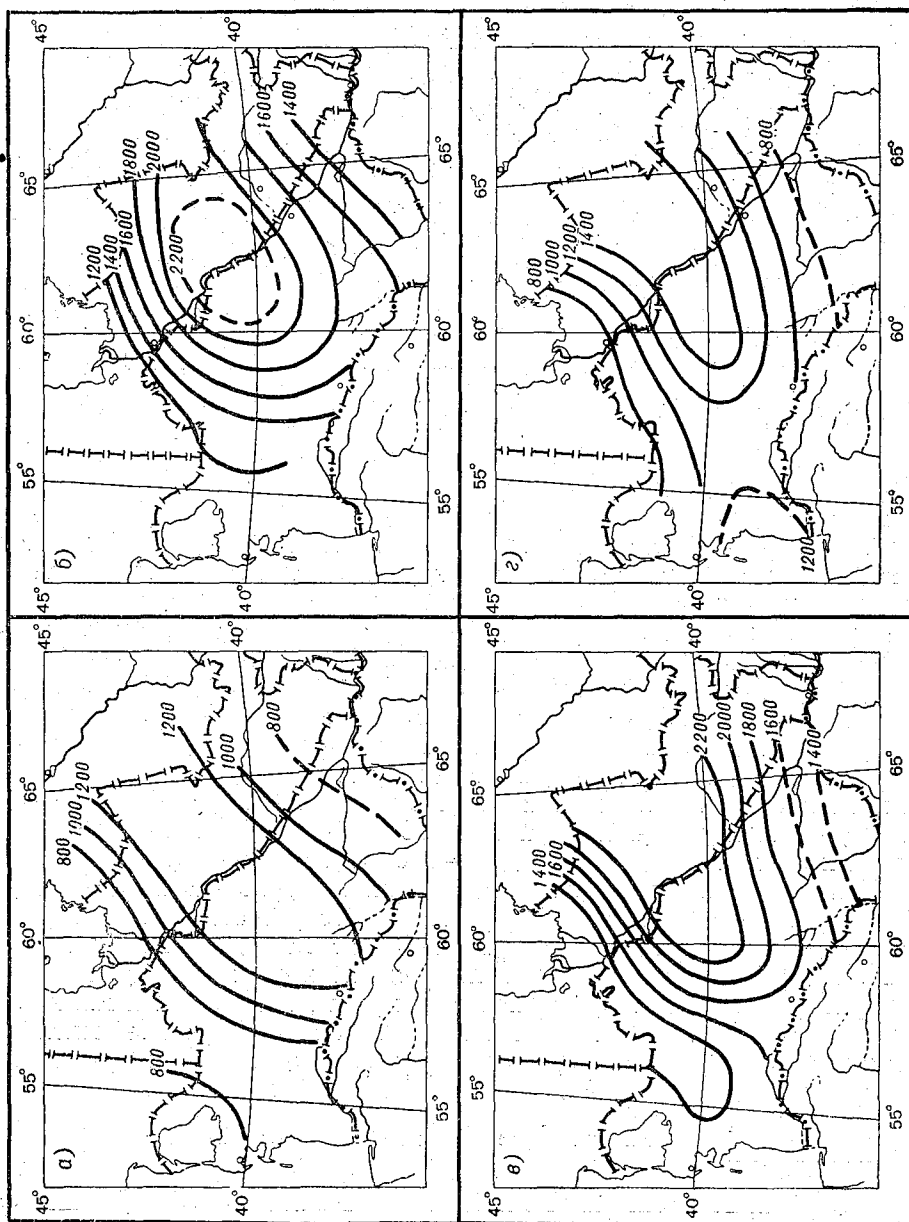


Рис. 7. Карты месячных сумм ΔE м³/га.
 а — июнь, б — июль, в — август, з — сентябрь.

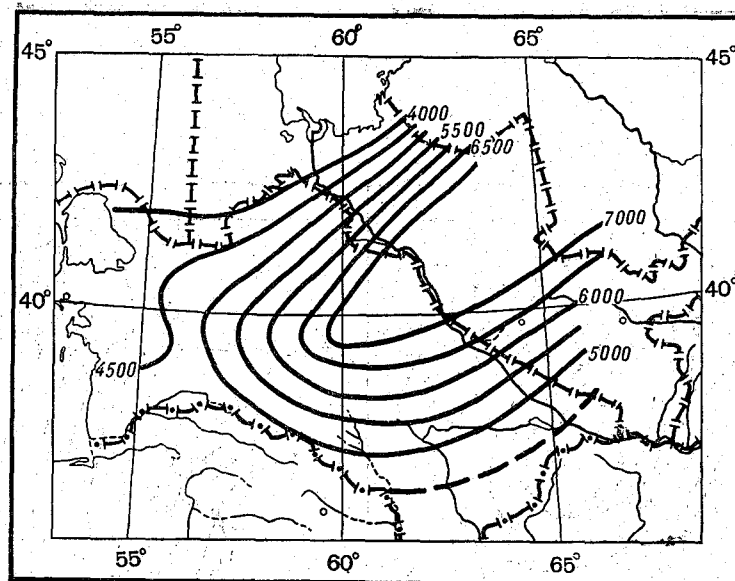


Рис. 8. Карта сумм ΔE м³/га за период вегетации (июнь — сентябрь).

сокая температура воздуха по сравнению с центральными, но при этом более высокая влажность и меньшие скорости ветра. Поэтому, если исходить только из метеорологических условий, такое распределение ΔE вполне закономерно.

Распределение же оросительных норм связано помимо метеорологических факторов еще и с разными сроками начала вегетации в северных, центральных и южных районах. Несомненно, что при учете сроков начала вегетации и соответственного изменения заданного значения r для различных районов, распределение значений ΔE и оросительных норм совпадает. Сами же величины на картах вполне удовлетворительно согласуются с рекомендуемыми для хлопка нормами: максимальное ΔE (рис. 8) — 7000 м³/га, минимальное — 4000 м³/га; оросительные нормы для хлопка колеблются в пределах 4000—8000 м³/га [8, 12, 14].

Для сравнения значений ΔE с поливными нормами рассчитаны средние декадные их значения. Пример такого расчета по данным трех метеостанций приведен в табл. 2 (значения ΔE в табл. 2 и 3 даны с округлением до 10 м³/га). Распределение декадных сумм аналогично обычному распределению поливных норм: они увеличиваются от июня к первой декаде августа и затем уменьшаются к третьей декаде сентября. Сами декадные суммы близки к обычным поливным нормам для хлопка,

Таблица 2

Суммы ΔE м³/га декадные, месячные и сезонные

Станция	VI				VII				VIII				IX				Сезон
	1	2	3	сум-ма	1	2	3	сум-ма	1	2	3	сум-ма	1	2	3	сум-ма	
Шахсенем	150	250	350	750	400	450	450	1300	500	450	450	1400	350	300	250	900	4350
Бузаубай	400	450	500	1350	550	600	800	1950	450	400	700	2150	500	400	350	1250	6700
Зеагли	350	350	450	1150	500	550	750	1800	700	650	650	2000	500	450	450	1400	6350

Таблица 3

Величины ΔE м³/га за отдельные годы и их отклонения Δ %
(в % от среднего многолетнего значения)

	Годы	VI	VII	VIII	IX	Σ
Маши-Кудук						
ΔE м ³ /га	1959	111	152	205	168	636
	1962	96	232	248	147	724
	1953—62	111	201	228	134	674
Δ %	1959	0	24	10	-25	6
	1962	14	-16	-9	-10	7
Чабан-Казган						
ΔE м ³ /га	1956	72	124	167	93	456
	1960	54	78	115	78	324
	1953—62	77	125	136	82	415
Δ %	1956	7	1	-23	-13	-10
	1960	30	38	15	5	22
Репетек						
ΔE м ³ /га	1957	108	149	174	93	523
	1962	90	202	214	93	598
	1953—62	94	180	180	91	550
Δ %	1957	-15	17	3	-2	5
	1962	4	-12	-19	-2	-9

равным 400—1200 м³/га [8, 12, 14]. Предлагаемым методом можно рассчитать отклонение оросительных норм от средних из значений в зависимости от особенностей метеорологических условий года, а также вероятность таких отклонений.

Пример определения сезонной (с июня по сентябрь) суммы ΔE за разные годы и выраженное в процентах отклонение этих сумм от среднего за 10 лет значения ΔE по данным трех метеорологических станций приведен в табл. 3. Из этой таблицы видно, что влияние метеорологических условий в отдельные, произвольно выбранные годы, особенно четко заметно на месячных суммах ΔE и меньше сказывается на сезонных суммах. Это вполне соответствует известному из практики поливного земледелия факту, что сами оросительные нормы значительно более стабильны, чем поливной режим.

ВЫВОДЫ

1. Изложенный метод дает возможность определять основную расходную часть оросительных норм — суммарное испарение для любых орошаемых сельскохозяйственных культур по материалам стандартных метеорологических наблюдений.

2. Для успешного применения метода необходимо знать оптимальную относительную влажность r , которая может быть принята как показатель наиболее благоприятных условий транспирации.

3. Предлагаемый метод позволяет: а) рассчитать средние оросительные нормы вновь орошаемых районов, отклонения этих норм в наиболее неблагоприятные годы и вероятность этих отклонений (такой расчет может быть полезен при строительстве гидромелиоративных сооружений); б) уточнить существующие опытные оросительные нормы для разных районов в зависимости от метеорологических условий.

4. Метод может быть использован только в том случае, если верхняя граница капиллярной каймы грунтовых вод не смыкается со слоем почвы, увлажненным оросительной водой. В противном случае рассчитанная величина ΔE не будет соответствовать действительной потребности растений во влаге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. Гидрометеиздат, Л., 1954.
2. Атлас теплового баланса под ред. М. И. Будыко. Международный геофизический комитет при Президиуме АН СССР. ГГО, М., 1963.
3. Грачева В. П., Утина З. М., Хинейко И. П. Нормы орошения для различных климатологических условий. Труды ГГО, вып. 69, 1957.
4. Горбунова И. Г. Некоторые предварительные результаты расчета поливного режима по метеорологическим данным. Труды ГГО, вып. 144/40, 196.
5. Костяков А. Н. Основы мелиораций. Сельхозгиз, М., 1951.
6. Крафтс А., Карриер Х., Стокинг К. Вода и ее значение в жизни растений. Изд. иностр. лит. М., 1951.
7. Лайхтман Д. Л. О физических принципах нормирования орошения. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 66, 1955.
8. Легостаев В. М., Коньков Б. С. Мелиоративное районирование. Госиздат УзССР, Ташкент, 1951.
9. Максимов Н. А. Избранные работы по засухоустойчивости и зимостойкости растений. Сельхозгиз, М., 1952.
10. Муминов Ф. А. Вопросы формирования урожая хлопчатника в связи с микроклиматом и тепловым балансом хлопкового поля. Труды САНИГМИ, вып. 16 (31), 1963.
11. Мухенберг В. В. Альbedo подстилающей поверхности территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. № 39, 1963.
12. Рыжов С. Н. Орошение хлопчатника в Ферганской долине. Госиздат. УзССР, Ташкент, 1948.
13. Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 30 (92), 1951.
14. Справочник по хлопководству. Сельхозгиз, М., 1949.
15. Шаров И. А. Эксплуатация гидромелиоративных систем. Сельхозгиз, М., 1952.

Л. Д. ГАВРИЛОВА, Н. Я. КАУЛИН, М. П. ЧИЖЕВСКАЯ

ГОДОВОЙ И СУТОЧНЫЙ ХОД ОБЛАЧНОСТИ В ВОЕЙКОВО

В статье приводятся материалы обобщения данных ежечасных наблюдений за облачностью на ст. Воейково. Рассматриваются особенности годового и суточного хода облачности, влияние ее на радиацию.

Ежечасные наблюдения над количеством, формой и высотой облаков или их регистрация производятся редко, в связи с этим суточный ход облачности мало освещен в печати.

Метеорологическая станция Воейково проводит ежечасные наблюдения над облачностью с 1945 г. В данной статье на основе обобщения двадцатилетнего ряда этих наблюдений рассматриваются закономерности годового и суточного хода облачности, а также ее влияние на изменение радиации.

В табл. 1 приводится годовой ход количества общей облачности по средним за отдельные десятилетия. Вместе с данными наблюдений в Воейково в ней помещены и данные наблюдений в Павловске (б. Слуцк) на основании архивных источников (Павловск расположен на 35 км южнее Воейково). Несмотря на различное количество сроков наблюдений за сутки в Воейково и Павловске десятилетние ряды наблю-

Таблица 1
Данные наблюдений количества общей облачности (баллы) в Павловске и Воейково
(средние за десятилетние периоды)

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Примечание
Павловск														
1901—40	8,4	8,5	7,0	7,0	6,9	6,6	6,9	7,4	7,0	7,9	8,6	8,8	7,6	До 1936 г. 3 срока (7, 13, 21 час.), с 1936 г. 4 срока (1, 7, 13, 19 час.)
1911—20	8,2	7,7	7,1	7,1	6,6	6,8	6,4	7,3	7,6	7,9	9,0	8,9	7,6	
1921—30	8,1	8,1	7,3	7,3	6,8	7,0	6,0	6,8	7,2	8,2	8,9	9,6	7,6	
1931—40	8,2	7,6	7,2	6,9	6,2	6,2	6,7	6,2	6,7	8,0	8,8	8,5	7,3	
Среднее за 40 лет	8,2	8,0	7,2	7,1	6,6	6,6	6,5	6,9	7,1	8,0	8,8	8,7	7,5	
Воейково														
1945—54	8,6	7,8	7,1	7,1	6,6	6,9	6,7	7,0	7,3	8,0	8,7	8,8	7,6	4 срока 24 срока
1955—64	8,6	7,9	6,2	7,0	6,9	6,5	6,8	7,2	7,4	8,4	8,6	8,6	7,5	
	8,6	7,8	5,9	6,5	6,9	6,5	6,8	7,2	7,2	8,4	8,6	8,6	7,4	
Среднее за 20 лет	8,6	7,8	6,6	7,0	6,8	6,7	6,8	7,1	7,4	8,2	8,6	8,7	7,6	
Среднее за 60 лет	8,4	7,9	7,0	7,1	6,7	6,7	6,6	7,0	7,2	8,1	8,8	8,7	7,5	

дений по облачности являются устойчивыми, так как средняя годовая облачность в основном составляет 7,6 балла и только несколько уменьшается в период 1931—1940 гг. Максимум количества облачности приходится на ноябрь — декабрь, минимум — на июнь — июль, но в последнее десятилетие он сместился на март, однако разница по сравнению с июнем составляет всего 0,3 балла. Сравнение числа ясных и пасмурных дней показывает, что самым пасмурным месяцем является декабрь (21—24 дня), самым ясным — март; в отдельные десятилетия больше ясных дней наблюдалось в июле или мае. Устойчивое распределение количества облачности позволило рассматривать годовой и суточный ход облачности не за весь период, а лишь за последнее десятилетие, с 1955—1964 гг; в работе [2] указывается, что даже трехлетний период дает возможность устанавливать основные закономерности суточного хода облачности.

Ежечасные наблюдения над облачностью в Воейково позволяют проверить положение Р. Зюренга, К. Каснера, Е. Альта, приведенное в работе Берлянд Т. Г. [1] и состоящее в том, что для ряда Европейских станций средние суточные месячные значения облачности, полученные из ежечасных наблюдений, достаточно близки к средним данным, полученным из трехсрочных наблюдений, а в ряде случаев к данным, полученным по двухсрочным дневным наблюдениям. В частности, эти авторы получили, что комбинации из следующих сроков наблюдений:

$$\text{а) } \frac{6+14+22}{3}; \quad \text{б) } \frac{7+13+21}{3}; \quad \text{в) } \frac{7+14+21}{3}; \quad \text{г) } \frac{8+20}{2}; \quad \text{д) } \frac{7+21}{2}$$

дают примерно одинаковые результаты.

В табл. 2 приведены разности средних месячных значений облачности, вычисленные по наблюдениям за 24 срока [1] и за 4 климатических срока [2] и по выше приведенным формулам а, б, в, г, д, в среднем за 1955—1959 гг. Эти данные подтверждают, что различия в количестве средней месячной облачности действительно небольшие, но системати-

Таблица 2

Разности между средними месячными значениями количества облачности, рассчитанными по 24 и 4 срокам наблюдений и по комбинации сроков а — д (средние за 1955—1959 гг.)

Месяц	24— 4	24— а	24— б	24— в	24— г	24— д
I	0,1	0,0	—0,1	—0,1	—0,2	—0,1
II	0,0	0,1	0,0	—0,1	0,0	0,0
III	—0,3	0,0	—0,2	—0,1	0,2	—0,1
IV	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,2
V	0,0	0,1	—0,2	—0,2	0,1	0,2
VI	—0,1	0,2	—0,1	0,0	0,2	0,4
VII	—0,1	0,1	—0,2	—0,1	0,0	0,2
VIII	0,0	0,0	—0,2	—0,2	0,0	0,3
IX	—0,2	0,1	—0,1	—0,1	0,1	0,4
X	0,1	0,0	0,0	—0,1	0,1	0,4
XI	0,0	0,0	0,0	0,0	—0,1	0,1
XII	0,1	0,1	—0,1	—0,1	0,1	0,1
Год	0,0	0,0	—0,2	—0,1	0,0	0,1

формами облаков нижнего яруса в это время являются кучевые, тесно связанные с ними Fgpb, а также Sc. Средняя за 60 лет годовая облачность с учетом наблюдений в Павловске составляет 7,5 балла, на основании чего северо-запад Ленинградской области можно отнести к пасмурным районам северного полушария.

Изменение количества облачности от года к году можно проследить по табл. 4. В зимний период оно невелико и составляет 1—1,5 балла. Наиболее пасмурными за десятилетний период оказались декабрь 1960 г. (9,8/9,4) и январь 1961 г. (9,5/9,2). В первом случае имел место западный, а во втором — восточный и меридиональный перенос.

Таблица 4

Годовой ход количества облачности по наблюдениям в Воейково, баллы

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сред- нее	Ам- пли- туда
Общая облачность														
1955	8,7	9,0	6,9	7,8	8,0	7,5	6,0	5,0	7,5	9,0	8,8	7,7	7,6	4,0
1956	8,4	5,9	4,0	7,3	5,2	6,2	7,3	8,2	6,7	8,4	9,4	9,2	7,2	5,4
1957	8,9	8,7	5,9	7,2	6,6	6,9	6,3	7,6	8,3	7,9	8,3	8,7	7,6	3,0
1958	8,1	8,7	5,1	6,0	7,8	7,0	7,1	7,1	7,1	8,9	8,0	8,2	7,4	3,8
1959	8,9	7,9	5,3	6,4	6,3	5,8	4,6	5,9	7,8	8,6	8,3	8,4	7,0	4,3
1960	8,3	7,6	6,8	5,6	5,8	7,3	6,8	6,1	6,8	8,8	8,2	9,8	7,3	4,2
1961	9,5	7,9	8,3	6,0	7,7	5,3	7,6	7,2	6,8	8,1	9,0	8,4	7,6	4,2
1962	9,3	8,7	6,6	7,1	8,4	6,8	7,5	8,3	7,5	8,2	8,8	8,6	8,0	2,7
1963	7,1	6,3	5,0	6,9	5,9	6,0	7,2	7,6	6,0	9,0	8,4	8,2	7,0	4,0
1964	8,5	7,9	5,7	8,1	7,2	6,3	6,8	8,7	7,8	7,4	8,4	9,1	7,7	3,4
Нижняя облачность														
1955	7,8	6,7	4,9	5,9	6,3	4,0	3,9	2,6	5,3	6,7	7,6	6,5	5,7	5,2
1956	7,2	3,3	2,4	5,2	2,4	2,5	5,0	5,8	4,2	6,7	9,1	8,7	5,2	6,7
1957	7,9	7,4	3,6	4,7	3,7	4,7	3,7	4,7	6,4	6,4	6,9	8,0	5,7	4,4
1958	6,9	7,2	3,3	3,7	5,6	4,2	4,0	5,1	4,8	7,5	7,4	7,0	5,6	4,2
1959	8,2	7,2	3,0	4,1	3,8	3,8	2,5	3,4	5,8	7,3	7,9	7,5	5,4	5,7
1960	6,3	5,2	4,3	3,1	3,1	4,4	3,9	4,3	5,6	7,1	7,6	9,4	5,4	6,3
1961	9,2	6,6	6,2	3,6	4,9	3,3	4,2	5,2	5,3	7,4	7,7	7,0	5,9	5,9
1962	8,7	7,5	3,7	4,3	4,6	4,3	4,0	5,3	5,6	6,2	8,4	7,3	5,8	5,0
1963	4,5	4,8	2,5	3,9	3,2	3,9	3,1	4,2	3,3	7,7	6,8	6,7	4,6	5,2
1964	6,4	4,7	3,6	6,1	3,8	3,5	3,1	5,7	5,8	5,8	7,0	7,8	5,3	4,7

Сравнительно небольшая облачность наблюдалась в октябре 1964 г. (7,4/5,8) и аномально низкая в январе 1963 г. (7,1/4,5), когда на общий фон повышенного барического поля (среднее месячное давление составляло 1005,0 мб) накладывалось краевое влияние циклонов, приходящих с северо-запада и обходивших наш район в первую половину месяца восточнее, а во вторую половину западнее Ленинграда. Вслед за ныряющими циклонами эти районы занимали гребни высокого давления, происходили частые вторжения холодного и сухого воздуха, что и способствовало установлению малооблачной и безоблачной погоды.

В результате аномальной облачности в январе наблюдались самые низкие значения температуры ($-14,0^{\circ}$) и влажности воздуха (2,0 мб),

месячной суммы радиационного баланса (-1027 кал/см²) и самая высокая для этого месяца суммарная радиация (7491 кал/см²). В феврале изменение количества облачности от года к году достигает 2—3 баллов. Например, в феврале 1955 г. облачность составляла 9,0/6,7, а в феврале 1956 г. — 5,9/3,3; в феврале 1955 г. преобладало циклоническое поле (выходы циклонов в первой половине месяца большей частью с юго-запада и юга), что обуславливало облачную погоду с преобладанием Sc и Ns; в феврале 1956 г. этот район занимал антициклон; отмечено 24 случая безоблачного неба. Такое распределение облачности сказалось на радиационном балансе, который составил в феврале 1955 г. — 61 кал/см², а в феврале 1956 г. — 957 кал/см². Температура воздуха в феврале 1955 г. была $-8,8^{\circ}$, а в феврале 1956 г. вследствие большого эффективного излучения понизилась до $-15,6^{\circ}$ и оказалась минимальной для всего десятилетия. Март последнего десятилетия выделяется как самый малооблачный с наибольшим количеством ясных дней в году. Возможно, что в связи с этим изменения облачности от года к году в марте особенно велики (в 1961 г. — 8,3/6,2, в 1956 г. — 4,0/2,4 и т. д.). Март 1961 г. является самым пасмурным и самым теплым месяцем в последнем десятилетии ($0,8^{\circ}$) с максимальными величинами радиационного баланса (267 кал/см²), несмотря на минимальный приход суммарной радиации (4193 кал/см²). В марте 1956 г. над районами Ленинградской области в течение всего месяца сохранялась антициклональная погода; отмечена наибольшая величина суммарной радиации (7154 кал/см²) и эффективного излучения (3000 кал/см²). Интересно заметить, что март 1963 г. (5,2/2,5), который по количеству облачности близок к марту 1956 г. (4,4/2,4), отличается от него низкой температурой воздуха ($-10,9^{\circ}$), несмотря на максимальную суммарную радиацию (7193 кал/см²).

В теплый период года количество облачности несколько уменьшается (оно составляет в апреле 6,8/4,1), но характер ее резко отличен от зимнего периода. Слоистые облака нижнего яруса (Ns, St, Sc op) уступают место облакам вертикального развития, которые большей частью не дают сплошного покрова, благодаря чему можно наблюдать облака среднего и верхнего ярусов. В этот период мало ясных и пасмурных дней, преобладает в основном переменная облачность, которая подвержена большой изменчивости ее от года к году. Так, например, в апреле 1964 г. средняя величина облачности составляла 8,1 балла, а в апреле 1961 г. — 6,0 баллов, в мае 1955 г. — 8,0 балла, а в мае 1961 — 7,7 балла. Июль 1959 г. является аномальным — отмечена самая небольшая облачность (4,6/2,5), что объясняется преобладанием поля высокого давления. Сентябрь является переходным месяцем от теплого периода к зимнему, и изменчивость от года к году в сентябре уменьшается.

В соответствии с двумя основными типами облачности в холодный и теплый сезоны года различается и ее суточный ход. Как видно из рис. 2, в холодный сезон, с октября по январь, когда наблюдается самая большая облачность в году (8,6/7,4), суточный ход общей облачности имеет амплитуду около 1 балла: в утренние часы с восходом солнца облачность несколько возрастает, днем наблюдается небольшое уменьшение, а после захода солнца происходит некоторое увеличение облачности.

В переходный период, февраль—март, количество облачности уменьшается, амплитуда несколько возрастает, характер суточного хода сохраняется.

В теплый сезон, с апреля по сентябрь, суточный ход выражен хорошо и отличен от зимнего: к восходу солнца облачность возрастает, затем к 7—8 час. ослабевает, после чего идет быстрый рост облаков вертикаль-

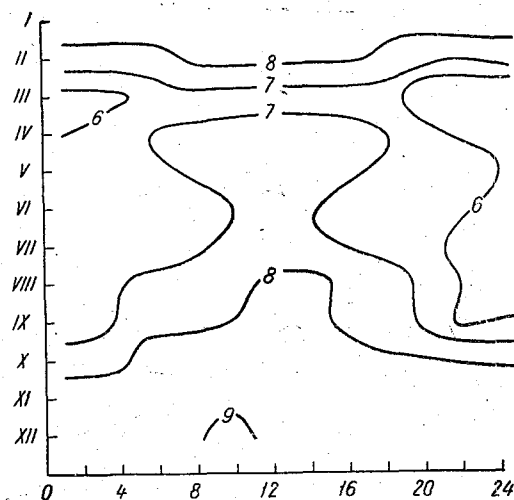


Рис. 2. Изолинии количества общей облачности (баллы) в суточном и годовом ходе по данным наблюдений в Воейково за 1955—1964 гг.

ного развития с максимумом в послеполуденные часы; к заходу солнца облачность уменьшается и минимум ее приходится на ночные часы. Суточная амплитуда колебания количества облачности в эти месяцы достигает 2—3 баллов.

Нижняя облачность в зимний период лишь на один балл меньше общей облачности и повторяет ее суточный ход; в апреле — марте различие составляет около 3 баллов в дневные часы; летом нижняя облачность также на 2—3 балла меньше общей, но суточный ход ее выражен гораздо резче хода общей облачности, особенно днем, в часы развития кучевой облачности.

Сравнение суточного хода облачности в Воейково и Свердловске [3] показывает, что, хотя Свердловск и отличается от Воейково более континентальным климатом, различие в количестве и характере суточного хода облачности значительно меньше, чем этого можно было ожидать. В зимний период, с октября по февраль, количество общей облачности в Свердловске примерно на 1 балл меньше, чем в Воейково, однако, если в Воейково количество облачности определяется главным образом облаками нижнего яруса, то в Свердловске наблюдается преобладание облачности среднего и верхнего ярусов. В остальные периоды года расхождения в количестве общей облачности уменьшаются и составляют около 0,5 балла, а для нижней облачности еще меньше. Среднее годовое количество общей облачности для Свердловска только на 0,2 балла меньше, чем для Воейково, а нижней — на 1,0 балл.

В заключение рассмотрим влияние количества и форм облачности на величину радиации (прямой и суммарной) и длинноволновый баланс. Подробный анализ этого вопроса был проведен в работах [4, 5], в настоящей статье покажем роль облачности при определении величин радиации. Для этого использованы отношения действительных сумм прямой и суммарной радиации к возможным суммам; эти отношения позволяют исключить зависимость радиации от высоты солнца и продолжительности дня. Из рис. 3, где сопоставлен годовой ход облачности и этих отношений, видно, насколько тесно связаны величины коротковолновой радиации с ходом облачности; изменение облачности влечет за собой

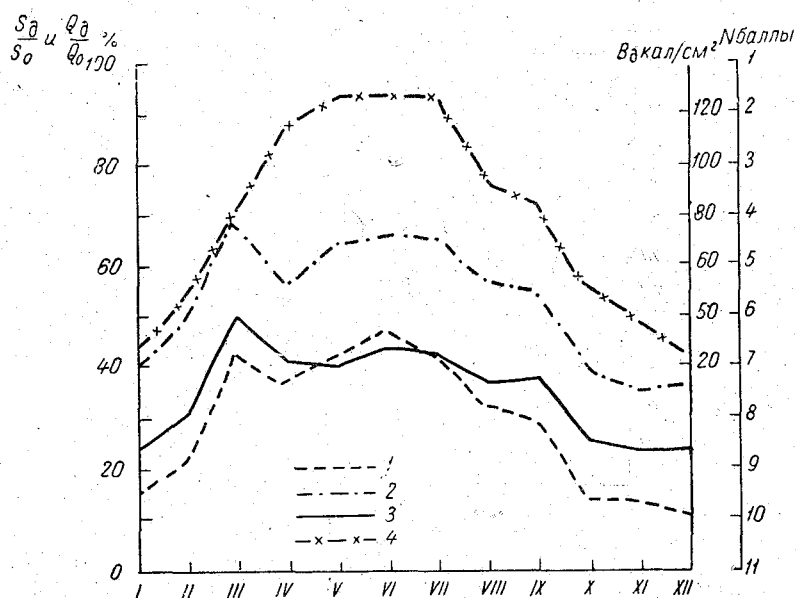


Рис. 3. Годовой ход количества общей облачности (N баллы), отношения действительной суммы к возможной для прямой ($\frac{S_d}{S_0}$), суммарной радиации ($\frac{Q_d}{Q_0}$) и длинноволнового баланса (B_d).

1) $\frac{S_d}{S_0}$; 2) $\frac{Q_d}{Q_0}$; 3) N ; 4) B_d .

аналогичные изменения сумм радиации. В осенне-зимний период, когда преобладают облака слоистых форм, месячная сумма прямой радиации составляет 15—20% от возможной радиации. В марте облачность резко уменьшается, при этом отмечается увеличение прямой радиации и действительные суммы ее резко возрастают, составляя 44% возможной; в апреле при некотором увеличении облачности уменьшается отношение $\frac{S_d}{S_0}$. В летний период преобладает переменная облачность, поэтому действительные суммы прямой радиации увеличиваются, составляя 48% возможной. При рассмотрении годового хода отношений действительных сумм суммарной радиации к возможным видно, что облака ослабляют суммарную радиацию меньше, чем прямую. Это объясняется тем, что при просвечивающих облаках и облаках, покрывающих часть неба, с увеличением облачности увеличивается рассеянная радиация. Поэтому даже в осенне-зимний период, при сплошной облачности суммарная радиация составляет 31—37% возможной. Наибольшая величина отношения $\frac{Q_d}{Q_0}$ отмечается в марте при наименьшей облачности и составляет 71%. В суточном ходе такой связи облачности с солнечной радиацией не наблюдается даже при анализе многолетних величин. Аномальные годы по облачности, как правило, являются аномальными по прямой и суммарной радиации.

Большое влияние облачность оказывает на величину длинноволнового баланса. Увеличение облачности и уплотнение облаков вызывает уменьшение значений длинноволнового баланса B_d . В табл. 5 даны величины интенсивности длинноволнового баланса при полном покрытии неба облаками различных форм, а также отношение этих величин к величинам интенсивности при ясном небе.

Таблица 5

Величины интенсивности длинноволнового баланса
(кал/см² мин.) при полном покрытии неба облаками различных
форм

	Ясно	Ci	Ac	Sc	Ns
B_d	-0,18	-0,15	-0,10	-0,05	-0,01
B_d/B_0 . . .	1,00	0,83	0,55	0,28	0,06
Число слу- чаев	125	83	75	93	60

Из табл. 5 видно, что по сравнению с безоблачным небом облака верхнего яруса Ci уменьшают длинноволновый баланс на 17%, облака среднего яруса — на 45%, нижнего — на 72%; наиболее сильно ослабляют длинноволновый баланс более плотные облака (сочетания Ns, Frnb), понижая его до нуля. В табл. 6 приведены значения длинноволнового баланса по средним за 1950—1963 гг. при различном покрытии неба облаками нижнего яруса (при влажности воздуха 10—15 мб и температуре 20—25°), а также отношение их к величинам интенсивности при ясном небе.

Таблица 6

Величины интенсивности длинноволнового баланса (кал/см² мин.) при различном
количестве облаков нижнего яруса по средним за 1950—1963 гг.

	Количество облачности, балл										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B_d	-0,142	-0,138	-0,134	-0,130	-0,124	-0,119	-0,106	-0,089	-0,075	-0,059	-0,040
B_d/B_0	1,00	0,97	0,94	0,91	0,87	0,83	0,74	0,62	0,53	0,41	0,31
Число слу- чаев	40	28	35	32	38	45	47	31	54	33	20

Из таблицы следует, что при увеличении облачности абсолютные значения длинноволнового баланса уменьшаются, особенно при облачности 6 баллов. Из сопоставлений годового хода облачности и длинноволнового баланса (рис. 3) видна также их тесная связь: уменьшение облачности ведет к увеличению длинноволнового баланса. Исключением является апрель, когда после схода снежного покрова происходит быстрое повышение температуры почвы, которое ведет к увеличению длинноволнового баланса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоздат, Л., 1961.
2. Кодрау О. Д. К вопросу о суточном ходе облачности на территории СССР. Труды ГГО, вып. 142, 1963.
3. Перняк Э. Г. Некоторые данные о суточном и годовом ходе облачности по наблюдениям в Высокой Дубраве. Вопросы климата Урала (сборник). Свердловск, 1959.
4. Чижевская М. П. Прямая радиация в Воейково и использование ее для определения характеристик прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 112, 1963.
5. Чижевская М. П. Закономерности суммарной радиации по наблюдениям в Воейково. Труды ГГО, вып. 160, 1964.

Е. Т. РЫБАКОВ

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ПОЛУЧЕНИЯ ВОДОРОДА НА АЭРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

В статье рассматривается вопрос несоответствия применяемых норм химикатов при закладке их в газогенераторы АВГ-45 уравнению (1), которым прежде описывали процесс в газогенераторе. Составляются уравнения, соответствующие применяемым нормам химикатов. Указывается непригодность уравнения (1) для расчетов количества тепла, выделяющегося в газогенераторе при применении норм химикатов согласно «Наставлению», а также рассматривается вопрос о роли железа в реакции получения водорода.

ВВЕДЕНИЕ

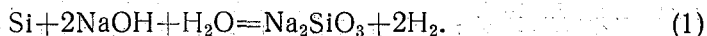
Водород для наполнения шаропилотных и радиозондовых оболочек получается, как правило, непосредственно на аэрологических станциях и пунктах с помощью специальных газогенераторов высокого или низкого давления небольшой производительности.

В настоящее время наибольшее распространение получил газогенератор высокого давления (до 100 атм.) типа АВГ-45, представляющий собой стальной баллон ёмкостью около 45 л, герметически закрываемый после закладки химикатов специальной головкой.

Количество потребляемого водорода с каждым годом растет как за счет увеличения выпусков шаров-пилотов и радиозондов в полет для производства аэрологических наблюдений, так и за счет увеличения размеров радиозондовых оболочек, поднимающих аэрологические приборы.

С ростом потребления водорода, растет количество людей, занятых его производством, возрастают требования к технике безопасности при производстве водорода и все большее значение приобретает вопрос об экономичности метода его получения.

Основным методом получения водорода на аэрологических станциях и пунктах является сейчас силиколевый метод, основанный на взаимодействии ферросилиция (силиколя) с раствором едкого натра и описываемый обычно уравнением [5]



При подстановке в уравнение (1) атомных весов, оказалось, что на каждые 28 г кремния необходимо брать 80 г едкого натра. Но практика работы по получению водорода, особенно в газогенераторах высокого давления, показала, что количество едкого натра может быть взято зна-

чительно меньше, чем требуется по уравнению (1). Так, например, согласно Наставлению [9], с 1948 г. едкого натра бралось в два раза меньше; чем требовалось по уравнению (1), с 1957 г. — в три раза меньше и с 1962 г. [8] — в три с половиной раза меньше.

Столь большое несоответствие количества едкого натра тому количеству, которое требуется по уравнению (1), говорит о том, что уравнение (1) не отражает полностью процессов, происходящих в газогенераторе, что эти процессы, как отмечали авторы Наставления [9], значительно сложнее. Более подробно этот вопрос был разобран в работе [12], где указывалось, что основной причиной уменьшения количества едкого натра является гидролиз силикатов натрия, образующихся в газогенераторе с выделением свободного едкого натра, способного вновь вступать в реакцию. Одновременно отмечалось огромное влияние на ход реакции и безопасность работы с газогенераторами температуры, развиваемой внутри газогенератора во время реакции. Поэтому определение этой температуры представляет значительный интерес.

Некоторое представление о средних температурах внутри газогенератора дают расчетные методы. Подобные расчеты уже проводились [13, 3 и 4], но все они исходили из уравнения (1), не соответствующего применяемым нормам.

Для получения конкретных температур, соответствующих определенным моментам развития реакции внутри газогенератора, внутри газогенератора вводилась прогадуированная термопара [13]. Измерения показали, что температура внутри газогенератора изменяется неравномерно: имеет резко выраженный максимум в начале развития реакции, а также сильно зависит от норм закладки химикатов в газогенератор. Кроме того, температура реактивной массы и газа над реактивной массой внутри газогенератора значительно отличаются друг от друга, не выравниваясь в течение всей реакции.

ПОЛУЧЕНИЕ ВОДОРОДА НА АЭРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

Если взять количество химических веществ в соответствии с уравнением (1), то можно добиться, чтобы реакция в газогенераторе прошла до конца и количество образовавшихся продуктов соответствовало уравнению (1). (В результате реакции получим необходимый для аэрологических целей водород и ненужный в условиях станции твердый кусок силиката натрия.)

В настоящее время на аэрологических станциях химические вещества для получения водорода применяются в ином соотношении, чем это требуется по уравнению (1), а именно: 1) вместо чистого кремния берется ферросилиций с содержанием кремния 74—80%, 2) едкого натра берется в три с половиной раза меньше, 3) воды берется в 10 раз больше. Это вызвано тем, что ферросилиций дешевле в производстве и проще в хранении, чем чистый кремний, а присутствие железа в ферросилиции не мешает нормальному ходу реакции между кремнием и раствором едкого натра.

Количество едкого натра, взятое в 3,5 раза меньше, оказывается достаточным для того, чтобы реакция прошла до конца, т. е. чтобы выделилось водорода столько же, сколько его выделяется при полной норме едкого натра. Объясняется это тем, что образующиеся в результате реакции силикаты натрия при избытке воды и высокой температуре подвергаются частичному гидролизу с выделением свободного едкого натра, который вновь вступает в реакцию с неиспользованным кремнием

и выделяет новые порции водорода, и так происходит до тех пор, пока не будет использован весь свободный кремний.

Большее количество воды обеспечивает растворение едкого натра, гидролиз образовавшихся силикатов натрия, а также создает такую концентрацию силикатов натрия, при которой после остывания раствора не образуются в газогенераторе твердые продукты, затрудняющие его очистку.

Эти количественные соотношения справедливы только для газогенераторов АВГ-45 и для тех норм и качества химикатов, которые предусмотрены Наставлением [8].

Если изменить условия газодобыывания, например изменить нормы закладки химикатов или размеры газогенераторов, или размеры частиц у химикатов, то нужно пересмотреть и количественные соотношения между химикатами, так как изменение любого из этих условий приводит в конечном результате к изменению температуры реакции.

Повышение температуры реакции приводит, с одной стороны, к возможности уменьшения количества едкого натра за счет ускорения гидролиза силикатов натрия, с другой — к резкому увеличению скорости реакции, как известно, у большинства химических реакций повышение температуры на каждые 10° увеличивает скорость реакции в 2—4 раза. Резкое увеличение скорости реакции может создать пиковый рост давления, который может привести к прорыву предохранительной пластинки. Во избежание такого давления необходимо замедлить скорость реакции так, чтобы реакция прошла до конца и в то же время не имела резко выраженного пика давления.

Задача замедления реакции в газогенераторах АВГ-45 решена путем уменьшения количества едкого натра в 3,5 раза по сравнению с тем, которое требуется уравнением (1), во французских газогенераторах (по типу близких к газогенераторам АВГ-45) — путем уменьшения количества едкого натра в два раза и введения внутрь газогенератора стального сетчатого стакана с крупным ферросилицием, благодаря чему ферросилиций вступает в реакцию постепенно [15].

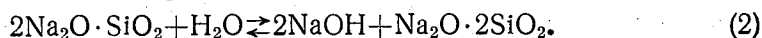
АНАЛИЗ УРАВНЕНИЙ РЕАКЦИИ ПОЛУЧЕНИЯ ВОДОРОДА СИЛИКОЛЕВЫМ СПОСОБОМ

Заряжать газогенераторы по нормам, соответствующим уравнению (1), можно, но не выгодно и опасно: очень велик расход едкого натра и трудно регулировать скорость реакции. Расход едкого натра можно значительно сократить, так как благодаря избытку воды и высокой температуре образующийся силикат натрия Na_2SiO_3 подвергается частичному гидролизу с освобождением едкого натра, который может вновь вступать в реакцию с кремнием.

Силикаты натрия в технике обычно называют растворимым стеклом, а их растворы — жидким стеклом. Основной характеристикой растворимого и жидкого стекла является число n , показывающее сколько молекул кремнезема SiO_2 приходится на одну молекулу окиси натрия Na_2O . Например, в силикате натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ (или в другой записи Na_2SiO_3) на одну молекулу окиси натрия Na_2O приходится одна молекула кремнезема SiO_2 , в силикате натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ (или в другой записи $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$) на одну молекулу Na_2O приходится две молекулы SiO_2 и т. д., или в общем виде можно написать $\text{Na}_2\text{O} \cdot n\text{SiO}_2$, где на одну молекулу Na_2O приходится n молекул SiO_2 .

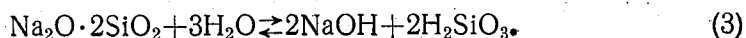
Число n в технике называют модулем растворимого стекла.

Гидролиз силиката натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ происходит по уравнению

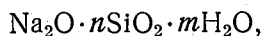


В результате выделяется свободный едкий натр и образуется силикат натрия с модулем $n=2$.

Силикат натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ в зависимости от условий реакции может подвергаться дальнейшему гидролизу с образованием силикатов с еще большим модулем, вплоть до полного разложения части силикатов с выделением кремневой кислоты, например:



Установлено, что в растворах силикатов натрия могут существовать, как вполне определенные соединения, только метасиликат $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ и дисиликат натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$. Соотношения между ними весьма сложные и с трудом поддаются количественному учету. Если же учесть, что реакция получения водорода проходит при высоких температуре и давлении, еще больше осложняющих возможность не только количественного, но и качественного учета образующихся силикатов, то становится ясно, что точную формулу образующихся силикатов натрия написать нельзя, так как в результате реакции образуется некоторый комплекс силикатов, который можно записать в виде



где n — модуль (переменная величина), m — количество молекул воды, вошедших в состав силикатов.

Средний модуль образующихся силикатов при закладке химикатов в газогенератор АВГ-45 по норме 1250 г ферросилиция и 900 г едкого натра можно рассчитать следующим образом:

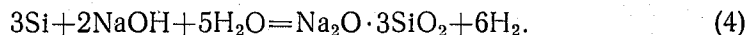
1) 1250 г ферросилиция с содержанием кремния 77% дают чистого кремния примерно 960 г;

2) 28 г кремния (1 г-атом Si) образуют 60 г кремнезема ($1 \text{ гмоль} \cdot \text{SiO}_2$), а 960 г кремния образуют 2057 г кремнезема, или в граммолекулах: $2057 : 60 \approx 34,3 \text{ гмоль} \text{SiO}_2$;

3) 80 г едкого натра (2 гмоль NaOH) образуют 62 г окиси натрия ($1 \text{ гмоль} \text{Na}_2\text{O}$), а 900 г едкого натра образуют 697 г окиси натрия Na_2O , или в граммолекулах: $697 : 62 \approx 11,2 \text{ гмоль} \text{Na}_2\text{O}$;

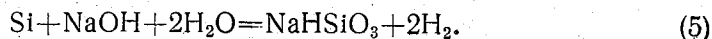
4) вычисляя число молекул SiO_2 , приходящихся на одну молекулу Na_2O , найдем модуль образующихся силикатов $n = 34,3 : 11,2 \approx 3$.

Суммарное уравнение реакции для этих норм имеет вид

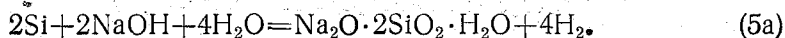


Как указано в [1], «обычные уравнения реакций для водных растворов силикатов можно рассматривать только как некоторую приближительную схему, но не как точное воспроизведение количественных соотношений реагирующих веществ». Поэтому силикат натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2$ в уравнении (4) следует рассматривать не как определенное соединение, а как некоторую смесь силикатов со средним модулем $n=3$.

Рассмотрим еще одно уравнение реакции получения водорода, встречающееся в литературе, например во французской инструкции получения водорода [15], а также в статье П. Ф. Зайчикова [3],



Удвоив в уравнении (5) все коэффициенты, его можно переписать в виде, более удобном для сравнения с уравнениями (1) и (2).



Из уравнения (5a) следует, что, если взять едкого натра в два раза меньше, чем требуется по уравнению (1), то получается водорода на каждую молекулу кремния столько же, сколько и по уравнению (1), но при этом получается раствор силиката натрия с модулем $n=2$, который в 2 раза больше, чем в уравнении (1).

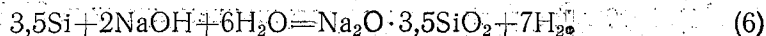
Отметим вновь, что так как силикаты натрия в растворах представляют из себя сложные смеси, то NaHSiO_3 и $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, получаемые по уравнениям (5) и (5a), следует рассматривать не как точные формулы химических соединений, а как средние значения силикатных смесей, находящихся в растворе. Нормы химикатов, закладываемых в газогенератор, согласно французской инструкции, точно соответствуют уравнению (5), поэтому уравнение (5) можно рассматривать как уравнение данного способа получения водорода.

Нормы химикатов, закладываемых в газогенератор АВГ-45, согласно Наставления [8], не соответствуют уравнению (1), но обеспечивают выход водорода, соответствующий полному расходу кремния (ферросилиция). Это говорит о том, что в результате реакции образуется раствор силикатов натрия, отличный от силиката, указанного в уравнении (1). Поэтому уравнение (1) нельзя рассматривать как точное уравнение данного способа получения водорода.

Для написания уравнения, соответствующего нормам Наставления, необходимо вычислить средний модуль силикатов, образующихся в результате реакции и написать уравнение, соответствующее взятым нормам и образующимся силикатам.

Для норм химикатов, соответствующих Наставлению $n=3,5$.

Суммарное уравнение для этих норм будет иметь вид



По уравнению (6) можно было бы подсчитать количество выделяющегося водорода и количество выделяющегося при реакции тепла. Но в этом уравнении пока неизвестна теплота образования силиката натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3,5\text{SiO}_2$, поэтому для расчета количества выделяющегося тепла в газогенераторе можно воспользоваться уравнением (4), которое после уравнения (6) наиболее близко подходит к применяемым сейчас нормам химикатов. Теплота образования силиката натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2$, входящего в уравнение (4), равна 783,4 ккал/г-моль [6].

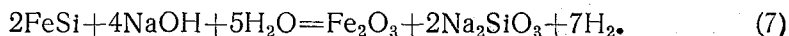
Пользоваться для расчетов количества тепла, выделяющегося в газогенераторе АВГ-45, уравнением (1) нельзя, так как оно совсем не соответствует применяемым в настоящее время нормам химикатов.

Количество тепла, выделившееся в газогенераторе АВГ-45 при расчете по уравнению (4), без учета теплоты растворения едкого натра равно 2720 ккал., а с учетом — 2920 ккал. Заметим, что расчет производился по теплоте образования твердого силиката натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2$, мы же получаем раствор силикатов натрия. Для более точного расчета выделяющегося тепла необходимо учитывать состояние получающихся силикатов, т. е. теплоту растворения силикатов натрия, а также теплоту образования ферросилиция. По имеющимся в литературе данным теплота растворения силикатов натрия и теплота образования ферросилиция относительно невелики, а учет их для условий газодобыывания представляет значительные трудности.

О РОЛИ ЖЕЛЕЗА В РЕАКЦИИ ПОЛУЧЕНИЯ ВОДОРОДА

На станциях для получения водорода, как указывалось выше, применяется не чистый кремний, а ферросилиций, представляющий собой сплав кремния с железом. В зависимости от содержания кремния в ферросилиции известны следующие соединения кремния с железом: η -фаза = Fe_3Si_2 (25,1% Si), моносилицид кремния ϵ = FeSi (33,3% Si) и ξ -фаза = Fe_2Si_5 (55,65% Si), называемые силицидами железа.

Из диаграммы состояния системы кремний — железо [2, 14] следует, что 74—80% ферросилиций в нормальных условиях состоит из фазы ξ , представляющей собой силициды железа и чистого кремния Si, находящегося в расплаве в кристаллическом состоянии. Как известно, силициды железа взаимодействуют со щелочами, например с едким натром, по уравнению [7]



Из сравнения уравнения (1) и (7) видно, что 4 молекулы водорода выделились за счет кремния и 3 молекулы за счет железа.

При более тщательном анализе материалов, помещенных в статью [12], обнаружилось, что выход водорода в ряде случаев оказался больше, чем возможно по уравнению (1).

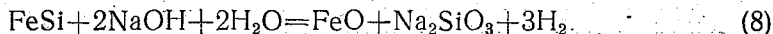
Для проверки этих фактов опыт получения водорода был поставлен более точно, т. е. были точно произведены измерения и учтено процентное содержание кремния в ферросилиции.

Опыт производился в следующем порядке. Произвели зарядку двух газогенераторов АВГ-45 по норме 1250 г ферросилиция, с содержанием кремния 77,5%, 20 г алюминиевого порошка ПА-4 [10, 11] (так как опыт производился в холодное время года), 900 г едкого натра и 6 л воды. Затем взвесили перед наполнением оболочку № 150, вес ее оказался равным 1030 г. Через 6 час. после зарядки водород из обоих газогенераторов перепустили в оболочку. Свободная подъемная сила оболочки с водородом оказалась равной 2805 г, полная подъемная сила выделившегося водорода равна свободной подъемной силе плюс вес оболочки, т. е. $2805 + 1030 = 3835$ г.

Далее рассчитали количество водорода, которое должно былоделиться, согласно уравнению (1), с учетом добавки алюминия, и определили его подъемную силу, получили 3752 г. Разница в подъемной силе между полученным водородом и теоретически возможным оказалась равной $3835 - 3752 = 83$ г, или 2,2%. Если учесть часть водорода, оставшуюся в газогенераторах (около 2,5%), и обязательные потери, связанные с производством и перепуском водорода в оболочку, то излишек водорода составит не менее 5%. Излишек водорода мог образоваться, по-видимому, только за счет участия в реакции получения водорода железа.

Естественно ожидать, что в присутствии воды и при высокой температуре железа, освободившееся из ферросилиция, не останется свободным, а будет давать окиси железа Fe_2O_3 или FeO и при их образовании выделять некоторое количество водорода, как это видно из уравнения (7). Соответствующий подсчет показывает, что за счет железа может выделиться около 10% водорода от общего его количества.

Можно предположить, что в закрытом газогенераторе благодаря присутствию водорода окисление железа происходит до более низшего окисла FeO , тогда вместо уравнения (7) можно написать уравнение



Произведя расчеты по уравнению (8), получим, что за счет железа выделяется около 7% водорода.

Если взять не FeSi , а другие силициды железа, соответствующие применяемому ферросилицию, и подставить их в уравнения (6) и (4), то в зависимости от окисла железа вновь получим, что за счет железа выделяется также 7—10% водорода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. При получении водорода с помощью газогенератора АВГ-45 и особенно при экспериментах с изменением норм химикатов необходимо учитывать огромное влияние температуры, развиваемой во время реакции, на ход реакции внутри газогенератора: уменьшение температуры может привести к тому, что реакция не пройдет до конца, т. е. не будет израсходован весь ферросилиций и выделится меньше водорода, а увеличение температуры может развить очень большую скорость реакции и, следовательно, увеличить опасность работы с газогенераторами за счет высокого давления и большого перегрева нижней части баллона.

Нормы закладки химикатов, помещенные в Наставлении [8], рассчитаны на создание такого температурного режима в газогенераторе, при котором реакция идет до конца, но развивается медленно, не создавая пика давления.

2. Уравнение (1) реакции получения водорода является только схемой, по которой может начинаться реакция взаимодействия между ферросилицием и раствором едкого натра, и не отражает количественные соотношения между взятыми в реакцию химикатами при получении водорода согласно Наставлению [8].

3. Расчет теплового эффекта реакции в газогенераторе АВГ-45 следует проводить по уравнению, соответствующему нормам закладки химикатов. Наиболее близкие к применяемым нормам результаты теплового эффекта реакции можно получить по уравнению (4). Теплота образования силикатов натрия с модулем больше трех неизвестна, поэтому тепловой эффект реакции по уравнению (6) пока рассчитать нельзя.

4. При расчете возможных давлений и температур, развиваемых внутри газогенераторов, необходимо учитывать, что некоторое количество водорода может выделиться за счет участия в реакции получения водорода железа, освобождающегося из ферросилиция.

При нормах закладки химикатов и их качестве, согласно Наставлению [8], вклад железа в выделение водорода может составить 5—10% общего количества водорода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев П. Н., Матвеев М. А. Растворимое стекло. Гизлегпром, М., 1956.
2. Елютин В. П., Павлов Ю. А., Левин В. Е., Алексеев Е. М. Производство ферросплавов. Металлургиздат, М., 1957.
3. Зайчиков П. Ф. Использование энергии экзотермической реакции при добыче водорода газогенератором АВГ-45. Труды ЦАО. Вып. 43, 1962.
4. Зайчиков П. Ф. Нормы химикатов для зарядки газогенератора АВГ-45. Труды ЦАО. Вып. 50, 1963.
5. Иоффе В. Б. Основы производства водорода. Гостоптехиздат, Л., 1960.
6. Матвеев Г. М., Ганикирж В. Я. Термодинамический анализ реакции в твердых фазах. Труды МХТИ, т. 37, 1962.

7. Мануйлов Л. А., Клюковский Г. И. Физическая химия и химия кремния. «Высшая школа», М., 1962.

8. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 4, ч. 7. Гидрометеониздат, М., 1962.

9. Наставление по обеспечению водородом гидрометеорологических станций. Гидрометеониздат, М., 1948.

10. Пиказин Я. С., Рыбаков Е. Т. Способ получения водорода. Авторское свидетельство № 126872. 1959.

11. Пиказин Я. С., Рыбаков Е. Т. Алумосиликолевый способ получения водорода. Метеорология и гидрология № 4, 1960.

12. Рыбаков Е. Т., Пиказин Я. С. Усовершенствование метода получения водорода для аэрологических целей. Труды ГГО, вып. 108, 1960.

13. Рыбаков Е. Т. Измерение температуры внутри газогенератора типа АВГ-45. Труды ГГО, вып. 106, 1961.

14. Щедровицкий Я. С. Высокремнистые ферросплавы. Свердловск, 1961.

15. George T. Laubert Hydrogen generator under pressure Technicol Bulletin of operating instructions. Paris.

И. Д. КОПАНЕВ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ИСПАРЕНИЯ СО СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА РАВНИННОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Дается краткий обзор работ, посвященных распределению испарения со снежного покрова. Рассматриваются климатические характеристики, оказывающие влияние на испарение со снежного покрова на равнинной территории СССР.

Учет испарения со снежного покрова представляет практический и научный интерес в связи с мелиорацией климата почвы, расчетами составляющих водного баланса и гидрометеорологическими прогнозами.

Впервые на необходимость изучения испарения со снежного покрова в нашей стране обратил внимание А. И. Воейков [4].

Обзор литературы, посвященной изучению испарения со снежного покрова, показывает, что только в последние два десятилетия этот вопрос стал привлекать внимание многих исследователей.

В настоящее время для определения испарения со снежного покрова используются инструментальный и расчетный методы. Первый основан на применении весовых испарителей, второй — на использовании эмпирической зависимости испарения от метеорологических элементов.

Получение количественных характеристик испарения со снежного покрова инструментальным методом затруднительно, так как применение весовых испарителей возможно в тех случаях, когда на монолит не оказывают влияния метели, осадки и другие факторы. Поэтому для определения испарения со снежного покрова широкое распространение получили расчетные методы.

А. Р. Константинов [6], используя собственную схему расчета, основанную на эмпирической зависимости испарения со снежного покрова от температуры и влажности воздуха, установил, что в пределах Украины в зимний период (декабрь — февраль) величины испарения изменяются от 7—9 мм в юго-западных районах до 35—40 мм на северо-востоке территории.

М. И. Иверонова [5] в результате обработки данных инструментальных наблюдений пришла к выводу, что испарение со снежного покрова не зависит от физико-географических условий. По ее расчетам суммарная величина испарения со снежного покрова для всей территории Советского Союза одинаковая и составляет 25 мм, что, по-видимому, не вполне обоснованно.

А. М. Алпатыев и Ф. Ф. Перчонок [1] по схеме Константинова выполнили расчеты испарения со снежного покрова для Европейской территории Союза и получили, что в пределах ЕТС величины испарения колеблются от 10 мм в юго-восточных районах до 50 мм на северо-за-

паде. Такое распределение испарения авторы объясняют прежде всего изменением продолжительности залегания снежного покрова.

В. И. Кузнецов [7], используя схему расчета А. Р. Константинова и материалы инструментальных наблюдений в отдельных пунктах (Балдай, Дубовская, Бомнак), построил уточненный график зависимости испарения от температуры и влажности воздуха. Выполнив по этому графику расчеты, Кузнецов получил для большей части территории СССР величины испарения со снежного покрова от 5 до 15 мм. Наибольшие величины испарения отмечаются в районе Кольского полуострова, наименьшие — в засушливых районах ЕТС и на северном побережье Восточной Сибири.

Из обзора работ, проведенных выше, нетрудно заметить, что данные разных авторов слабо согласуются между собой в количественном отношении. Это указывает на то, что существующие расчетные методы определения испарения со снежного покрова нуждаются в усовершенствовании.

В настоящей статье дается краткая климатическая характеристика холодного периода (ноябрь — март) равнинной территории СССР в целях качественной оценки возможного испарения со снежного покрова. При этом использованы средние многолетние данные, взятые из климатических справочников и литературных источников.

Как известно, при прочих равных условиях тепловые процессы, происходящие в приземном слое воздуха, являются определяющими для испарения со снежного покрова. В холодный период суммарная радиация на территории СССР имеет четко выраженное широтное распределение, т. е. возрастает с севера на юг от 6—7 ккал/см² (Хибины, Архангельск) до 26—28 ккал/см² (Алма-Ата, Ташкент) [2]. Этого тепла хватило бы на испарение слоя воды 100—120 мм на севере и 430—460 мм на юге Казахстана. Однако снежным покровом поглощается лишь часть коротковолновой радиации. На долю поглощенной радиации в холодный период приходится 1 ккал/см² в Хибинах и 14 ккал/см² в Алма-Ате [2].

Таблица 1
Месячные суммы радиационного баланса (ккал/см²)

Станция	XI	XII	I	II	III	Период
Хибины	-0,4	-0,7	-0,5	-0,3	-0,1	-2,0
Архангельск	-0,8	-0,9	-0,7	-0,6	0,1	-2,9
Ленинград	-0,5	-0,6	-0,6	-0,3	1,2	-0,8
Высокая Дубрава	-1,0	-1,0	-1,1	-0,7	0,0	-3,8
Минск	-0,2	-0,5	-0,5	-0,3	1,4	-0,1
Куйбышев	-0,4	-0,8	-0,8	-0,5	0,9	-1,6
Киев	-0,1	-0,4	-0,4	0,1	2,3	1,5
Деркул	0,2	-0,4	-0,2	0,2	1,9	1,7
Гигант	0,5	0,0	0,0	0,4	2,6	3,5
Новосибирск	-0,6	-0,9	-0,6	-0,3	0,9	-1,5
Якутск	-0,7	-0,6	-0,6	-0,5	-0,3	-2,7
Алма-Ата	0,0	-0,5	-0,4	0,5	2,5	2,1
Ташкент	1,0	0,3	0,6	1,2	3,5	6,6

Наибольший интерес представляет радиационный баланс, характеризующий приход и расход радиации, поглощаемой и излучаемой снежным покровом.

В табл. 1 приведены месячные суммы радиационного баланса для отдельных станций, расположенных в различных районах [2]. В холодный период в течение продолжительного времени на большей части рассматриваемой территории радиационный баланс отрицательный.

В марте приход тепла заметно преобладает над расходом, особенно в южных районах, что благоприятствует весеннему снеготаянию и испарению. По знаку радиационного баланса можно судить о направлении потоков тепла и влаги и тем самым иметь представление о наличии испарения или обратного процесса — конденсации водяного пара.

В табл. 2 представлены данные интенсивности радиационного баланса в 13 час. [2], т. е. в момент, наиболее благоприятный, для возможного испарения со снежного покрова. На значительной части территории в дневные часы приход тепла преобладает над расходом. Интенсивность радиационного баланса в 13 час. по своему абсолютному значению невелика, но имеет пространственно-временное распределение — уменьшается с юга на север и растет от января к марту.

В отличие от средних условий (табл. 1) положительный радиационный баланс в дневные часы (табл. 2) создает некоторые предпосылки для испарения со снежного покрова.

Таблица 2
Интенсивность радиационного баланса (кал/см²мин.) в 13 час.

Станция	XI	XII	I	II	III
Хибины	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,02
Архангельск	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,06
Ленинград	0,02	0,00	-0,01	0,03	0,18
Высокая Дубрава	0,01	0,01	0,00	0,03	0,14
Минск	0,08	0,02	0,02	0,05	0,18
Куйбышев	0,07	0,02	0,02	0,06	0,16
Киев	0,11	0,05	0,05	0,12	0,31
Деркул	0,14	0,06	0,07	0,10	0,25
Гигант	0,18	0,09	0,10	0,11	0,33
Новосибирск	0,07	0,01	0,00	0,04	0,17
Якутск	-0,02	-0,01	-0,02	0,00	0,06
Алма-Ата	0,18	0,09	0,08	0,17	0,33
Ташкент	0,25	0,16	0,20	0,32	0,40

Испарение со снежного покрова может наблюдаться и при отрицательном радиационном балансе, когда имеет место интенсивная адвекция теплого и сухого воздуха над относительно холодной снежной поверхностью [4]. Зимой на фоне устойчивых отрицательных температур могут наблюдаться случаи повышения температуры воздуха до 0° и выше. В табл. 3 приведено число дней со средней суточной температурой воздуха около 0° в районах северном (1), центральном (2) и южном (3) для ЕТС, Западной и Восточной Сибири. Эти обозначения (1, 2 и 3) будут использоваться и в дальнейшем. Заметим, что такое деление рассматриваемой территории носит схематичный характер, так как в рас-

Таблица 3

Число дней со средней суточной температурой
воздуха около 0°

ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
7	9	10	0	2	3	0	0	1

пределении элементов климата не наблюдается четко выраженных границ между различными географическими областями.

Колебания температуры воздуха около 0° благоприятствуют снеготаянию и частичному испарению со снежного покрова. В отдельные зимы интенсивные оттепели, особенно в южных районах ЕТС, почти полностью разрушают снежный покров. Из табл. 3 видно, что число дней со средней суточной температурой воздуха около 0° в пределах равнинной территории колеблется от одного в районах Восточной Сибири до 10 на юге ЕТС. В среднем многолетняя температура воздуха даже в переходные сезоны в 13 час. повсюду преобладает отрицательная (табл. 4).

Таблица 4

Температура воздуха и подстилающей поверхности в 13 час.

Месяц	ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Уровень 2 м									
XI	-3,7	-2,5	0,1	-16,7	-10,0	-6,9	-18,9	-27,0	-12,7
XII	-9,0	-8,8	-4,4	-22,2	-18,4	-14,5	-26,0	-38,4	-21,8
I	-10,9	-10,7	-6,8	-24,9	-19,7	-16,1	-28,6	-40,2	-23,8
II	-9,8	-8,8	-5,6	-21,6	-15,9	-13,2	-24,8	-32,3	-18,9
III	-4,7	-2,6	0,5	-16,6	-7,2	-5,3	-19,9	-18,0	-10,5
Подстилающая поверхность									
XI	-4,1	-2,7	0,1	-18,4	-11,0	-7,6	-20,9	-29,7	-14,0
XII	-9,5	-9,2	-4,6	-23,3	-19,4	-15,2	-27,3	-40,1	-22,9
I	-11,1	-10,9	-7,0	-25,4	-20,1	-16,4	-29,2	-41,2	-24,3
II	-10,8	-9,7	-6,2	-23,7	-17,5	-14,4	-27,2	-35,4	-20,8
III	-5,6	-3,1	0,6	-19,9	-8,6	-6,4	-24,0	-21,6	-12,6

В таблице приведены также данные температуры подстилающей поверхности в 13 час., полученные путем осреднения непосредственных наблюдений за десять зим (1950—1960 гг.) ста метеорологических станций, расположенных в различных районах Союза. Сравнение показывает, что температура поверхности снега ниже температуры воздуха на уровне 2 м, однако различия по своему абсолютному значению невелики.

Испарение со снежного покрова в значительной мере зависит также от влагосодержания воздуха. Табл. 5 дает представление о пространственно-временном распределении в дневные часы абсолютной влажности воздуха на уровне 2 м и максимальной упругости водяного пара у поверхности снега.

Таблица 5

Характеристика влажности (мб) в 13 час.

Месяц	ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Абсолютная влажность на уровне 2 м									
XI	4,0	4,0	5,6	1,4	2,4	2,6	1,2	0,6	1,6
XII	2,7	2,8	3,8	0,9	1,3	1,6	0,7	0,2	1,0
I	2,3	2,3	3,1	0,7	1,0	1,3	0,5	0,2	0,8
II	2,4	2,5	3,3	0,9	1,4	1,6	0,7	0,4	1,2
III	3,2	3,6	4,7	1,3	2,4	2,6	0,9	1,0	2,3
Максимальная упругость у поверхности									
XI	4,4	4,9	6,1	1,2	2,4	3,2	1,0	0,4	1,8
XII	2,7	2,8	4,2	0,8	1,1	1,6	0,5	0,1	0,8
I	2,4	2,4	3,4	0,6	1,0	1,5	0,4	0,1	0,7
II	2,4	2,7	3,6	0,7	1,3	1,8	0,5	0,2	1,0
III	3,8	4,7	6,1	1,1	3,0	3,6	0,7	0,9	2,1

Следует отметить, что измерение температуры поверхности снега весьма затруднительно в методическом отношении, поэтому данные максимальной упругости являются приближенными.

Разность между максимальной упругостью у поверхности и абсолютной влажностью воздуха дает представление о направлении потока водяного пара в дневные часы (табл. 6).

Таблица 6

Разности между максимальной упругостью у поверхности снега и абсолютной влажностью воздуха на высоте 2 м (мб) в 13 час.

Месяц	ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
XI	0,4	0,9	0,5	-0,2	0,0	0,4	-0,2	-0,2	-0,2
XII	0,0	0,0	0,4	-0,1	-0,2	0,0	-0,2	-0,1	-0,2
I	0,1	0,1	0,3	-0,1	0,0	0,2	-0,1	-0,1	-0,1
II	0,0	0,2	0,3	-0,2	-0,1	0,2	-0,2	-0,2	-0,2
III	0,6	1,1	1,4	-0,2	0,6	1,0	-0,2	-0,1	-0,2

Из табл. 6 следует, что на ЕТС средние условия в 13 час. благоприятствуют испарению со снежного покрова, так как поток водяного пара направлен от поверхности, тогда как в районах Восточной Сибири прослеживается обратный процесс, т. е. конденсация преобладает над испарением.

В табл. 7 помещены средние значения относительной влажности воздуха, дефицита влажности и точки росы в 13 час., т. е. в момент, наиболее благоприятный для возможного испарения со снежного покрова.

Относительная влажность воздуха, особенно в декабре—январе, довольно велика и колеблется от 85—87% на севере ЕТС до 71—72% в южных районах Восточной Сибири. Обращают на себя внимание ши-

Таблица 7

**Характеристики влажности в 13 час.
Относительная влажность (%)**

Месяц	ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
XI	86	83	77	84	80	76	80	79	67
XII	87	86	83	83	82	78	78	78	72
I	85	83	83	83	81	73	78	76	71
II	82	88	78	82	75	70	74	72	67
III	73	70	73	77	66	63	69	61	57

Дефицит (мб)

XI	0,7	0,9	1,7	0,3	0,6	0,9	0,2	0,2	1,1
XII	0,4	0,5	0,8	0,2	0,3	0,4	0,1	0,1	0,4
I	0,4	0,4	0,7	0,2	0,3	0,4	0,2	0,0	0,3
II	0,6	0,7	0,9	0,2	0,5	0,6	0,2	0,1	0,6
III	1,2	1,4	1,9	0,4	1,2	1,5	0,4	0,6	1,3

Точка росы (град.)

XI	- 5	- 5	-1	-19	-13	-10	-21	-30	-13
XII	-11	-10	-6	-25	-21	-18	-29	-41	-23
I	-13	-13	-9	-27	-20	-19	-31	-42	-24
II	-13	-12	-8	-24	-20	-17	-28	-35	-20
III	- 9	- 7	-4	-20	-12	-11	-24	-24	-16

ротные и меридиональные изменения относительной влажности, т. е. уменьшение с севера на юг и с запада на восток. В течение холодного периода (ноябрь — март) сравнительно небольшие значения относительной влажности приходится на март, что благоприятствует испарению со снежного покрова. Распределение дефицита влажности и точки росы также позволяет судить о возможном испарении со снежного покрова. Например, малые значения дефицита влажности свидетельствуют о неблагоприятных условиях испарения со снежного покрова.

Как известно, теплообмен и влагообмен атмосферы с подстилающей поверхностью определяются турбулентностью. От степени развития турбулентности зависят как количество переносимого тепла и влаги, так и высота их распространения. Турбулентность в значительной мере зави-

Таблица 8

Скорость ветра (м/сек.) в 13 час.

Месяц	ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
XI	5,3	4,8	5,4	5,5	4,0	4,2	4,9	1,8	3,4
XII	5,3	4,4	5,1	5,5	3,5	4,0	4,6	1,4	2,6
I	5,6	4,6	5,4	5,1	3,6	3,6	4,5	1,5	2,4
II	5,6	4,7	5,7	5,7	3,4	3,6	5,1	1,6	2,9
III	5,8	5,1	5,8	5,9	4,3	4,5	4,8	2,3	4,2

сит от ветра и характера подстилающей поверхности. В табл. 8 приведены данные, характеризующие средние условия распределения скорости ветра на высоте флюгера в 13 час. Сравнительно большие скорости ветра наблюдаются на ЕТС, меньшие — в районах Восточной Сибири. В течение холодного периода повсеместно прослеживается некоторая тенденция усиления скорости ветра к моменту весеннего снеготаяния.

Влияние подстилающей поверхности на развитие турбулентных процессов характеризуется параметром шероховатости z_0 [3]. Для расчета коэффициента турбулентности k_1 использована методика, разработанная в ГГО [3], в виде следующей формулы:

$$k_1 = \frac{0,16 u_1}{\ln \frac{1}{z_0}} \left(1 + 7,5 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right) \text{ м}^2/\text{сек.},$$

где u_1 — скорость ветра в м/сек. на уровне 1 м, z_0 — показатель шероховатости (при высоте снежного покрова более 20 см $z_0 = 0,05$ см, а менее 20 см $z_0 = 0,5$ см), Δt — разность между температурой воздуха на уровне 2 м и на поверхности снега.

Расчеты выполнены для станций, расположенных в условиях открытой местности, где соблюдается логарифмический закон изменения скорости ветра с высотой (табл. 9).

Таблица 9
Величины коэффициента турбулентности на уровне 1 м
(м²/сек.) в 13 час.

Месяц	ЕТС			Западная Сибирь			Восточная Сибирь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
XI	0,11	0,09	0,08	0,12	0,10	0,08	0,07	0,02	0,02
XII	0,10	0,08	0,09	0,12	0,09	0,07	0,05	0,03	0,03
I	0,10	0,09	0,09	0,11	0,10	0,08	0,07	0,03	0,02
II	0,09	0,08	0,09	0,11	0,08	0,05	0,04	0,03	0,02
III	0,08	0,08	0,06	0,08	0,07	0,05	0,05	0,03	0,02

Данные, приведенные в табл. 9, свидетельствуют о том, что интенсивность тепло- и влагообмена атмосферы с подстилающей поверхностью в холодный период невелика, особенно в районах Восточной Сибири.

На основании краткого анализа приведенного материала можно отметить следующее:

1. Данные испарения со снежного покрова разных авторов [1, 5—7] имеют значительные расхождения. Это указывает на то, что расчетные формулы, полученные по экспериментальным материалам отдельных пунктов, нельзя распространять на всю территорию Союза.

2. Поскольку основные характеристики климата, оказывающие влияние на испарение со снежного покрова, имеют пространственно-временное распределение, то интенсивность испарения и, соответственно, суммарная величина испарения со снега за холодный период не могут быть одинаковыми для всей территории Союза.

3. Расчетные формулы определения испарения со снежного покрова должны основываться на дифференцированном учете характеристик климата в зависимости от их роли в испарении для разных физико-географических районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алпатьев А. М., Перчонок Ф. Ф. Суммарное испарение с поверхности снежного покрова на Европейской территории СССР. Изв. ВГО, том 95, вып. 6, 1963.
2. Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Лугина К. М., Пивоварова З. И. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Бudyко М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология № 3, 1953.
4. Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. Избр. соч., т. 2, М.—Л., 1949.
5. Иверонова М. И. К вопросу об испарении со снежного покрова на территории СССР. В сб. «Роль снежного покрова в природных процессах». К 60-летию со дня рождения Г. Д. Рихтера. Изд. АН СССР, М., 1961.
6. Константинов А. Р. Испарение в природе Гидрометеиздат, Л., 1963.
7. Кузнецов В. И. Испарение со снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 109, 1964.

СОДЕРЖАНИЕ

Т. П. Светлова. Контроль полей среднего месячного давления и средней месячной температуры у земли с помощью ЭВМ Урал-4	3
Н. А. Касьян, Л. Ф. Школяр. Количественная оценка пространственных связей средних месячных значений упругости водяного пара	13
Т. С. Трифанова. Корреляционная зависимость температуры почвы на разных глубинах	19
И. А. Берлин. Возможность сопоставления метеорологических характери- стик, полученных по наблюдениям за 4 климатологических и 8 синоптических сроков	23
С. А. Смирнов. Некоторые результаты сравнительных наблюдений по ане- морумбометру М-63 и флюгеру	31
Р. С. Ляпина, Т. А. Огнева. К методике определения теплового баланса на картофельном поле	34
А. А. Фан. О градуировке тепломеров в естественных условиях	48
Р. С. Ляпина. Профиль ветра и параметр шероховатости на картофе- льном поле	63
В. Я. Ипатов. К вопросу о методике измерения температуры почвы на сельскохозяйственных полях	71
Л. П. Лапшова. Испарение и тепловой баланс хлопкового поля Вахш- ской долины Таджикистана	78
И. Г. Горбунова. Методика расчета суммарного испарения на орошае- мых полях	87
Л. Д. Гаврилова, Н. Я. Каулин, М. П. Чижевская. Годовой и су- точный ход облачности в Воейково	97
Е. Т. Рыбаков. Теория и практика получения водорода на аэрологиче- ских станциях	106
И. Д. Копанев. Краткая характеристика условий испарения со снежного покрова на равнинной территории СССР	114

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 214

**Методика метеорологических
наблюдений и обработки**

Редактор Л. В. Царькова
Технический редактор И. К. Грейвер
Корректор С. Н. Иванова

Сдано в набор 29/VIII 1966 г. Подписано к печати
13/II 1967 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 3,875+2 вкл.
Печ. л. 11,2. Уч.-изд. л. 10,42. Тираж 830 экз. М-10078.
Индекс: МЛ-96.

Гидрометеорологическое издательство
Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 1240. Цена 73 коп.

Сортавальская книжная типография
Управления по печати при Совете Министров КАССР
г. Сортавала, Карельская, 42

**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

**в 1967 году выпускает
следующие книги:**

1. Статистические методы в метеорологии. Труды ГГО, вып. 208, 60 коп.
2. Тепловой и радиационный баланс. Труды ГГО, вып. 209, 50 коп.
3. Прикладная климатология. Труды ГГО, вып. 210, 70 коп.
4. Вопросы общей и синоптической климатологии. Труды ГГО, вып. 211, 70 коп.
5. Климат Центральной Америки и Вест-Индии. Труды ГГО, вып. 212, 70 коп.

*Заказы на эти книги посылайте по адресу:
г. Ленинград, В-53, 2-я линия, 23. Гидро-
метеоиздат. Книги будут высланы магази-
ном № 15 (г. Ленинград, П. ст., Боль-
шой пр., дом 57), отделом «Книга-поч-
той».*