

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ  
ВЫПУСК 265

ПРИКЛАДНАЯ  
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией  
д-ра геогр. наук  
М. В. ЗАВАРИНОЙ

243173

06  
712

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1970

Основное содержание сборника составляют статьи, в которых излагаются результаты исследований по уточнению климатологических нормативов, входящих в СНиП и ГОСТ, в частности связанных с расчетом гололедных, ветровых, снеговых и температурных нагрузок на различные элементы сооружений, а также влияющих на строительные материалы. Часть статей сборника носит методический характер.

Сборник предназначен для климатологов, метеорологов, а также инженеров, работающих в проектных и строительных организациях.

В. Г. ГЛУХОВ

## К ОПРЕДЕЛЕНИЮ КОЛИЧЕСТВА ВЛАГИ, ОСЕДАЮЩЕЙ НА ЭЛЕМЕНТАХ ВЫСОТНЫХ СООРУЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ГОЛОЛЕДООБРАЗОВАНИЯ

Одним из важнейших факторов, определяющих конструктивные параметры и стоимость высотных сооружений, являются нагрузки от гололеда и изморози.

В настоящее время экспериментальные наблюдения над гололедом на высотных мачтах проводятся только в Обнинске и существующие нормативы по расчету гололедных нагрузок на высокие сооружения для большей части территории СССР приняты по данным одного сезона наблюдений в этом пункте. Для определения гололедных нагрузок на сооружения, расположенные в других районах, необходимо применить косвенные методы расчета, учитывающие водность и микроструктуру облаков нижнего яруса при отрицательной температуре, скорость переноса этих облаков и продолжительность их непрерывного существования.

Прежде всего необходимо определить, какая часть влаги, переносимой в процессе гололедообразования, оседает на проводе и превращается в лед. Для решения этой задачи в работе использованы материалы наблюдений Обнинской мачты, любезно предоставленные автору Институтом экспериментальной метеорологии.

Наблюдения над гололедно-изморозевыми отложениями в периоды образования последних на мачте проводятся 2 раза в сутки, в 10 и 15 час., на высотах 2, 25, 73, 121, 169, 217, 265 и 301 м. Во время наблюдения определяется вид отложения, измеряются его вес в г/м и большой диаметр в миллиметрах.

В сроки наблюдений над гололедом с помощью ручного анемометра Фусса измеряется скорость ветра у места снятия пробы отложения.

В эти же сроки фиксируется температура воздуха на высотах 2 и 301 м и определяются количество, форма и высота нижней границы облаков.

Непосредственных измерений водности облаков в периоды образования отложений на мачте не производилось. Поэтому в работе использованы данные о средней водности различных форм облаков нижнего яруса при отрицательной температуре, полученные для ближайшего к Обнинску пункта самолетного зондирования — Внуково. Эти данные приведены в [4].

Для упрощения расчетов количества переносимой в процессе гололедообразования влаги необходимо сделать ряд допущений.

Как известно, образование отложений гололеда или изморози на каких-либо объектах происходит не только вследствие замерзания (кристаллизации) переохлажденных капель воды, но и за счет сублимации водяного пара.

Сублимация при расчетах не учитывалась, так как в [1, 5, 6] показано, что этот процесс играет в образовании отложений второстепенную роль.

Случаи с кристаллической изморозью, представляющей собой осадок чисто сублимационного происхождения, не рассматривались.

Считалось, что перенос влаги происходит только в горизонтальном направлении, т. е. падение облачных капель под действием силы тяжести и вертикальные движения воздуха не учитывались.

С учетом указанных допущений рассчитано количество влаги  $q$ , перенесенной за время нарастания отложения  $\tau$  через площадь осевого сечения обледенелого провода  $s$  при заданных значениях скорости ветра  $u$  и водности облаков  $w$ .

В реальных условиях значения  $u$  и  $w$  непрерывно меняются, величина  $s$  также не остается постоянной, поскольку происходит нарастание отложения.

Количество влаги, переносимое в единицу времени через площадь осевого сечения провода  $s$ , равно

$$q = wus \sin \alpha \text{ [г/сек.]}, \quad (1)$$

где  $w$  и  $u$  — водность облака и скорость ветра соответственно;  $\alpha$  — угол между направлением ветра и проводом.

Если ветер направлен перпендикулярно к проводу, то среднее количество влаги, перенесенное за промежуток времени между двумя наблюдениями  $\tau$  через среднюю площадь  $s$ , будет равно

$$\bar{q} = \bar{w} \bar{u} \bar{s} \tau, \quad (2)$$

где

$$\bar{w} = \frac{w_1 + w_2}{2}; \quad \bar{u} = \frac{u_1 + u_2}{2};$$

$$\bar{s} = \frac{s_1 + s_2}{2} = \frac{D_1 + D_2}{2} l$$

(здесь индексы 1 и 2 относятся к первому и второму наблюдениям соответственно);  $D$  — диаметр обледенелого провода в метрах,  $l$  — его длина в метрах.

Если  $l=1$  м, формула (3) примет вид

$$\bar{q} = \bar{\omega} \bar{u} \bar{D} \tau \quad [\text{г/м}]. \quad (3)$$

Такие расчеты целесообразно производить для сравнительно коротких промежутков времени между двумя измерениями, в тех случаях, когда происходит нарастание отложения.

Далее введем понятие коэффициента «захвата» аналогично тому, как при изучении процессов слияния и укрупнения облачных капель используется понятие коэффициента «соударения» [2, 3, 4].

В данном случае коэффициент захвата  $M$  представляет собой отношение количества влаги, осевшей на проводе и превратившейся в лед (т. е. увеличение веса отложения за время между

Таблица 1

Величины  $\bar{q}$  и  $M$ , рассчитанные по данным измерений на Обнинской мачте

$\Delta P$ кг/м	$\bar{D}$ м	$\bar{u}$ м/сек.	$\bar{\omega}$ кг/м <sup>3</sup>	$\tau$ сек.	$\bar{q}$ кг/м	$M$
0,27	0,06	8,0	$2 \cdot 10^{-4}$	$25 \cdot 10^3$	2,40	0,12
0,22	0,05	8,0	2	25	2,00	0,11
0,48	0,07	3,5	1,9	63	2,90	0,17
0,39	0,08	13,5	2,3	14	3,57	0,11
0,11	0,04	13,0	2	18	1,73	0,06
0,02	0,10	11,0	1,3	22	2,99	0,01
0,38	0,05	5,0	2	14	0,72	0,53
0,27	0,05	6,0	1,7	15	0,69	0,41
0,09	0,03	1,5	2,4	14	0,15	0,60
0,68	0,16	9,2	2,2	67	21,40	0,03
0,58	0,14	9,0	2,2	58	15,66	0,04
0,22	0,04	9,0	1,1	50	1,76	0,12
0,03	0,06	3,5	0,9	68	1,30	0,02

$\Delta P$ кг/м	$\bar{D}$ м	$\bar{u}$ м/сек.	$\bar{w}$ кг/м <sup>3</sup>	$\tau$ сек.	$\bar{q}$ кг/м	$M$
1,44	0,05	4,5	2,6	72	4,18	0,34
1,11	0,04	5,0	2,4	72	3,89	0,29
0,17	0,04	5,0	1,8	14	0,58	0,30
0,58	0,12	9,5	1,6	18	3,24	0,18

двумя измерениями), ко всему количеству влаги, перенесенной за это время через площадь осевого сечения обледенелого провода при заданных значениях водности и скорости ветра,

$$M = \frac{\Delta P}{q} = \frac{\Delta P}{\bar{w} \bar{u} \bar{D} \tau}. \quad (4)$$

Здесь  $\Delta P = P_2 - P_1$  ( $P_2 > P_1$ ) — изменение веса отложения за промежутки времени между наблюдениями.

По формулам (3) и (4) были рассчитаны величины  $\bar{q}$  и  $M$  для 90 случаев. Некоторые результаты этих расчетов приведены в табл. 1.

Оказалось, что в процессе гололедообразования через осевое сечение обледенелого провода длиной 1 м переносится от 0,1 до 22,4 кг влаги. От 1 до 60% этого количества влаги соприкасается с проводом и замерзает на нем.

Представляет интерес распределение значений коэффициента захвата (рис. 1).

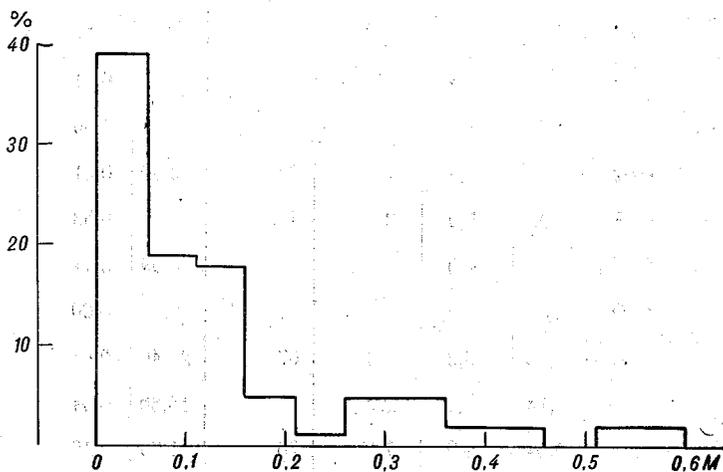


Рис. 1. Распределение значений коэффициента  $M$ .

Из рисунка видно, что максимум повторяемости (39%) приходится на значения 0,01—0,11. В 76% случаев значения коэффициента  $M$  составляли от 0,01 до 0,16. Значения  $M > 0,21$  наблюдались только в 24% всех случаев. Величина  $M$  определяется в первую очередь скоростью ветра и размером переносимых капель.

Зависимость средних значений коэффициента захвата от скорости ветра представлена на рис. 2, который показывает, что величина  $M$  быстро убывает с ростом скорости ветра. Если при  $u = 1$  м/сек. на проводе замерзает более 16% переносимой влаги, то при  $u = 15$  м/сек. эта величина уменьшается до 5%.

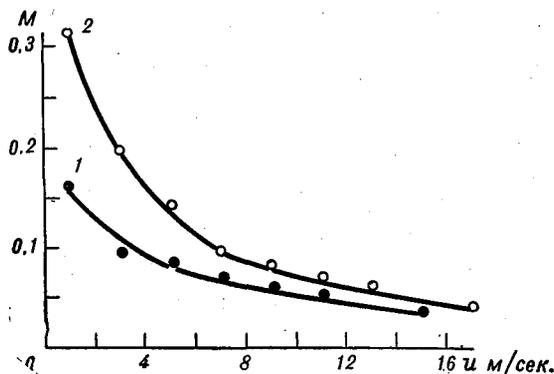


Рис. 2. Зависимость средних значений коэффициента  $M$  от скорости ветра при различных значениях влажности ( $w$ ).  
 1)  $w = 0,08 \pm 0,14$  г/м<sup>3</sup>; 2)  $w = 0,15 \pm 0,21$  г/м<sup>3</sup>.

Уменьшение коэффициента захвата с увеличением скорости ветра объясняется тем, что траектории движения капель вблизи обтекаемого тела зависят не только от размеров самих капель, но и от скорости потока. Чем больше скорость потока, тем большее число капель будет обтекать тело, не соприкасаясь с ним.

Во-вторых, следует заметить, что не все капли, столкнувшиеся с проводом, замерзают, образуя отложение. При достаточно сильном ветре часть их уносится с поверхности провода.

Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. В процессе гололедообразования на элементах высоких сооружений, как правило, замерзает не более 15—20% влаги, переносимой в виде переохлажденных капель воды.

2. Процент замерзающей влаги заметно уменьшается с увеличением скорости ветра.

Для расчета веса образующегося отложения необходимо тщательное исследование зависимости коэффициента захвата от скорости ветра и влажности облаков.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бургсдорф В. В. О физике гололедно-изморозевых явлений, Труды ГГО, вып. 3 (65), 1947.
2. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1965.
3. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеоздат, Л., 1964.
4. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргиана. Гидрометеоздат, Л., 1961.
5. Macklin W. S., Payne J. P. A Theoretical Study of the Ice Accretion Process. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 93, No. 396, 1967.
6. Morrel P., Fourrier J., Sitbon P. The Occurrence of Icing on Constant Level Balloons. J. Appl. Meteorol., vol. 7, No. 4, 1968.

## О ПОРЫВИСТОСТИ ВЕТРА ПРИ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ЯВЛЕНИЯХ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

При расчете ветровых и гололедно-ветровых нагрузок на обледенелые высотные конструкции динамические воздействия, вызываемые высокочастотными колебаниями скорости ветра, не учитываются. Эти колебания, период которых составляет несколько секунд, в настоящее время непосредственно не измеряются из-за обледенения датчиков чувствительной дистанционной аппаратуры, применяемой на высотных мачтах для измерения порывов ветра. Поэтому расчет порывистости ветра можно произвести косвенным путем, т. е. использовать зависимость характеристик порывистости ветра от параметров, которые могут быть измерены.

В ряде работ [12—16] порывистость ветра характеризуется отношением максимального порыва  $u_{\text{макс}}$ , осредненного за малый промежуток времени  $\Delta\tau$ , к средней скорости ветра  $\bar{u}$ , осредняемой за период времени  $\tau$ . Отношение  $u_{\text{макс}}/\bar{u}$  называют обычно коэффициентом порывистости. В [1, 2, 5] показано, что величина  $k$  связана логарифмической зависимостью с числом малых интервалов  $\Delta\tau$  внутри периода  $\tau$ , т. е.

$$k = 1 + c \left( \ln \frac{\tau}{\Delta\tau} \right)^{1/2} = 1 + c (\ln n)^{1/2} \quad (1)$$

( $c$  — множитель).

Порывистость ветра определяется шероховатостью подстилающей поверхности  $z_0$ , средней скоростью ветра  $\bar{u}$  и температурной стратификацией атмосферы [10]. Поэтому правомерно допустить, что коэффициенты порывистости при заданных величинах этих параметров должны быть одинаковыми как при отсутствии гололедно-изморозевых явлений, так и при наличии их в атмосфере.

И. Д. Андреевым [1], [2] подробно исследовалась зависимость порывистости ветра в приземном слое атмосферы от средней

скорости  $u$  и шероховатости подстилающей поверхности  $z_0$ . Немногочисленные данные о порывистости ветра при больших скоростях приводятся в [3, 11—13, 15, 16]. Сравнительно мало сведений об измерениях порывистости на высотных мачтах при различных типах температурной стратификации атмосферы [4], [6], [17].

Поскольку вертикальный градиент температуры  $\gamma$  является одним из основных факторов, определяющих порывистость, то

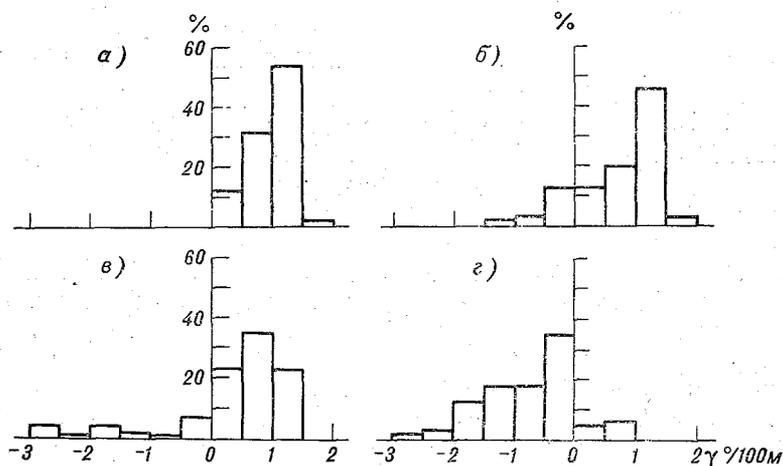


Рис. 1. Повторяемость вертикальных градиентов температуры в слое 2—301 м по данным измерений на Обнинской мачте.  
*a* — при гололеде, *b* — при смеси, *v* — при зернистой изморози, *g* — при кристаллической изморози.

представляет интерес вопрос о распределении повторяемостей  $\gamma$  при различных видах гололедно-изморозевых отложений. Такие распределения для четырех видов отложений представлены на рис. 1. Они вычислены по данным измерений на Обнинской метеорологической мачте за 1964—1967 гг. Температурный градиент определялся по измерениям на уровнях 2 и 301 м.

Из рисунка видно, что гололед и смесь наблюдаются преимущественно при вертикальных градиентах температуры, несколько превышающих адиабатические, а зернистая изморозь — при градиентах, близких к адиабатическому. Для выявления зависимости коэффициента  $k$  от средней скорости ветра  $u$  и вертикального градиента температуры  $\gamma$  в слое 8—301 м использовались непрерывные измерения скорости ветра, проводившиеся на Обнинской мачте самописцами М-49 в январе — апреле 1967 г. на высотах 8, 25, 49, 73, 121, 169, 217, 265 и 301 м, когда средняя часовая скорость ветра на уровне 301 м составляла не менее 15 м/сек. Интервал осреднения скорости ветра  $\Delta t$  равен 2,5 мин. За указанный период

общая продолжительность ветра со средней часовой скоростью 15 м/сек. составила 56 час.

Используя непрерывность записи скоростей ветра, для каждого часа были найдены средние часовые скорости  $\bar{u}$  на девяти высотах и максимальные за каждый час скорости  $u_{\max}$  при разных  $\Delta t$  (2,5; 5; 10; 15 и 20 мин.). По этим данным были вычислены для каждого

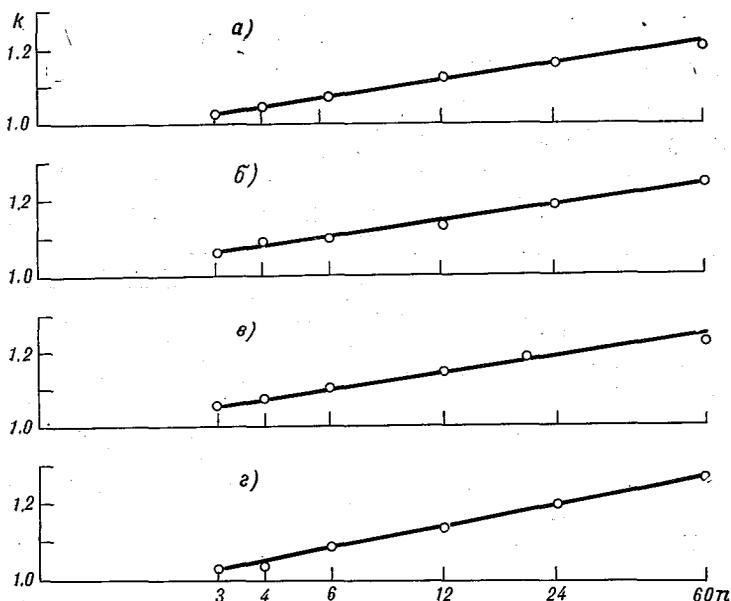


Рис. 2. Зависимость коэффициента порывистости  $k$  от числа малых интервалов  $n$  внутри периода осреднения скорости ветра  $\bar{u}$  в полулогарифмическом масштабе.

а)  $14,0 < \bar{u} \text{ м/сек.} < 16,0$ ; б)  $12,0 < \bar{u} \text{ м/сек.} < 14,0$ ; в)  $10,0 < \bar{u} \text{ м/сек.} < 12,0$ ;  
г)  $8,1 < \bar{u} \text{ м/сек.} < 10,0$ .

часа коэффициенты порывистости при разных  $\Delta t$ . Учитывая сравнительно небольшой объем фактического материала, коэффициенты  $k$ , вычисленные для всех уровней, объединялись по слоям. К нижнему (приземному) слою отнесены высоты 8 и 25 м, к среднему — 49, 73, 121 м и к верхнему — 169, 217, 265 и 301 м. Полученные послойные значения  $k$  группировались в зависимости от скорости ветра  $\bar{u}$  в данном слое и градиента температуры  $\gamma$  в слое 2—301 м. Градации скорости ветра и вертикального градиента температуры выбирались таким образом, чтобы в каждой группе было не менее 3 час. наблюдений для нижнего слоя и не менее 5 час. для среднего и верхнего слоев. В соответствии с этим градации скорости ветра выбирались для нижнего слоя через 1 м/сек., для остальных — через 2 м/сек. Градаций  $\gamma$  выбрано четыре: свыше +0,60;

Коэффициенты порывистости ветра  $k_{60}$  в зависимости от вертикального  
а) слой

$\gamma^\circ/100$ м		Градации скорости				
		1,1—2,0	2,1—3,0	3,1—4,0	4,1—5,0	5,1—6,0
от	до					
> +0,60		—	—	—	—	1,39
—0,20	+0,60	—	—	—	1,46	1,42
—0,20	—2,00	1,72	1,55	1,41	1,42	—
< —2,00		1,80	1,47	1,37	—	—

б) слой 49—121 м

$\gamma^\circ/100$ м		Градации скорости ветра, м/сек					
		2,1—4,0	4,1—6,0	6,1—8,0	8,1—10,0	10,1—12,0	12,1—19,0
от	до						
> +0,60		—	—	1,32	1,46	1,48	1,47
—0,20	+0,60	—	1,39	1,40	1,22	1,23	—
—2,00	—0,20	1,27	1,24	1,19	—	—	—
< —2,00		1,34	1,17	1,12	—	—	—

от +0,60 до —0,20; от —0,20 до —2,00 и менее —2,00°/100 м. Затем для каждой группы вычислялись средние значения  $k$  (при разных  $\Delta\tau$ ).

С целью проверки возможности аппроксимации коэффициента  $k$  функцией  $\ln n$  значения  $k$  для разных интервалов осреднения наносились на полулогарифмическую бумагу. (Ошибки наблюдений и обработки исключались методом, описанным в [2].) На рис. 2. приводятся графики зависимости  $k$  от  $n$  для различных скоростей ветра в слое 169—301 м при  $-0,20 < \gamma^\circ/100 \text{ м} < +0,60$ . По оси абсцисс отложены значения  $n$  в логарифмическом масштабе, по оси ординат — величины  $k$ . Из рисунка видно, что графики зависимости  $k$  от  $n$  в полулогарифмических координатах представляют собой прямые линии, что позволяет экстраполировать их. Для высотных конструкций наибольший интерес представляют сведения о порывах продолжительностью порядка 2 сек. Экстраполируя график зависимости до  $n=60$ , тем самым найдем отношение максимальной скорости, осредненной за  $\Delta\tau=1$  мин., к среднему часовому значению последней. Эта величина численно равна от-

Таблица 1

градиента температуры  $\gamma$  в слое 2—301 м и скорости ветра  
8—25 м

ветра, м/сек.							
		6,1—7,0	7,1—8,0	8,1—9,0	9,1—10,0	10,1—11,0	11,1—12,0
	1,28		1,49	1,45	1,52	—	1,47
	1,38		—	(1,52)	—	—	—
	—		—	—	—	—	—
	—		—	—	—	—	—
в) слой 169—301 м							
$\gamma^\circ/100$ м		Градации скорости ветра, м/сек.					
		8,1—10,0	10,1—12,0	12,1—14,0	14,1—16,0	16,1—18,0	18,1—20,0
от	до						
> +0,60		—	1,36	1,39	1,43	1,36	—
-0,20	+0,60	1,27	1,20	1,24	1,22	—	—
-2,00	-0,20	1,16	1,22	1,15	1,16	1,15	1,10
< -2,00		1,11	1,13	—	1,19	1,07	1,05

ношению 2-сек. максимума к 2-мин. средней скорости. Правомерность подобного рода перехода от минутных интервалов  $\Delta t$  к секундным (при одинаковом значении  $n$ ) доказана И. Д. Андреевым [1], обработавшим большой материал измерений ветра прецизионными анемографами Дайнса в Кардингтоне.

В табл. 1 приведены коэффициенты порывистости  $k$  при  $n=60$ , вычисленные для трех слоев при различных значениях  $\gamma$  в слое 2—301 м, и  $\bar{u}$  в каждом из указанных слоев. Величины  $k_{60}$  были получены экстраполяцией спрямленных графиков зависимости  $k$  от  $n$  до  $n=60$ . Лишь в одном случае, при  $-0,20 < \gamma^\circ/100 \text{ м} < +0,60$  и  $8,1 \leq \bar{u} \text{ м/сек.} \leq 9,0$ , в слое 8—25 м зависимость значительно отличалась от логарифмической. Соответствующее значение  $k_{60}$ , полученное криволинейной экстраполяцией, взято в табл. 1 в скобки.

Из таблицы видно, что при  $\gamma < +0,60^\circ/100$  м происходит некоторое уменьшение коэффициента порывистости при увеличении скорости ветра. При  $\gamma > +0,60^\circ/100$  м такой зависимости не обнаруживается. В среднем и верхнем слоях коэффициенты  $k$  с увеличением

устойчивости атмосферы заметно уменьшаются. В нижнем слое зависимость  $k$  от  $\gamma$  не прослеживается.

Сравнительное влияние  $\gamma$  и  $\bar{u}$  на  $k_{24}$  (при  $n=24$ ) в верхнем слое (169—301 м) оценивалось методом дисперсионного анализа. Для этой цели была построена комбинационная таблица, в которой по горизонтали отложены градации скорости ветра (9,0—11,0; 11,1—13,0; 13,1—15,0; 15,1—17,0; 17,1—19,0 м/сек.), а по вертикали — градации градиента температуры в  $^{\circ}/100$  м ( $\gamma > +0,6$ ;  $-0,2 \leq \gamma < +0,6$ ;  $-2,0 \leq \gamma < -0,2$ ;  $\gamma < -2,0$ ).

В каждую клетку такой таблицы заносилось по четыре случайных значения коэффициента порывистости  $k_{24} = u_{\max} / \bar{u}$ , в отдельном значении которого отражено влияние вертикального градиента температуры  $\gamma$ , средней часовой скорости ветра  $\bar{u}$ , шероховатости подстилающей поверхности и других факторов.

Объективной числовой характеристикой суммарного влияния всех факторов и их сочетаний, действующих в данный момент на отдельное значение  $k_i$ , может служить отклонение  $(k_i - \bar{k})$ , где  $\bar{k}$  — средний коэффициент порывистости по всей комбинационной таблице.

Аналогично характеристикой влияния вертикального температурного градиента на величину  $\bar{k}$  является отклонение  $(\bar{k}_{\gamma} - \bar{k})$ , где  $\bar{k}_{\gamma}$  — средний коэффициент порывистости при определенной градации градиента температуры.

Величина  $(\bar{k}_{\bar{u}} - \bar{k})$  характеризует влияние средней часовой скорости ветра на величину  $k$ . Здесь  $\bar{k}_{\bar{u}}$  — средний коэффициент порывистости при данной градации средней часовой скорости ветра.

Отклонение  $(\bar{k}_{\gamma, \bar{u}} - \bar{k})$  служит характеристикой влияния температурного градиента, средней скорости ветра и взаимодействия между этими факторами на величину  $\bar{k}$ . Здесь  $\bar{k}_{\gamma, \bar{u}}$  — средний коэффициент порывистости по каждой клетке комбинационной таблицы. Взаимодействие имеет место в том случае, если оба источника варьирования  $\bar{u}$  и  $\gamma$  не независимы друг от друга. Сумма квадратов отклонений каждого случайного значения  $k_i$  от общего среднего  $\bar{k}$  определяет величину суммарного варьирования коэффициента порывистости под влиянием всех факторов. Она вычисляется по формуле

$$S_x = \sum_1^{n_{\gamma} n_{\bar{u}} m} (k_i - \bar{k})^2, \quad (2)$$

где  $S_x$  — величина суммарного варьирования коэффициента порывистости под действием всех факторов;  $n_{\gamma}$  — число градаций градиента температуры;  $n_{\bar{u}}$  — число градаций скорости ветра;  $m$  — число выборок в каждой клетке таблицы.

Суммарное варьирование коэффициента порывистости под влиянием вертикального градиента температуры  $\gamma$  равно

$$S_{\gamma} = \frac{N}{n_{\gamma}} \sum_1^{n_{\gamma}} (\bar{k}_{\gamma} - \bar{k})^2 = n_{\bar{u}} m \sum_1^{n_{\gamma}} (\bar{k}_{\gamma} - \bar{k})^2, \quad (3)$$

где  $N = n_{\gamma} n_{\bar{u}} m$  — общее число наблюдений в таблице.

Суммарное варьирование коэффициента порывистости под влиянием средней скорости ветра  $\bar{u}$  равно

$$S_{\bar{u}} = \frac{N}{n_{\bar{u}}} \sum_1^{n_{\bar{u}}} (\bar{k}_{\bar{u}} - \bar{k})^2 = n_{\gamma} m \sum_1^{n_{\bar{u}}} (\bar{k}_{\bar{u}} - \bar{k})^2. \quad (4)$$

Суммарное варьирование коэффициента порывистости под влиянием  $\gamma$ ,  $\bar{u}$  и взаимодействия между этими факторами будет

$$S_{\gamma, \bar{u}} = m \sum_1^{n_{\gamma} n_{\bar{u}}} (\bar{k}_{\gamma, \bar{u}} - \bar{k})^2. \quad (5)$$

Отсюда сумма квадратов отклонений под влиянием взаимодействия между  $\bar{u}$  и  $\gamma$  равна

$$S_m = S_{\gamma, \bar{u}} - S_{\bar{u}} - S_{\gamma}. \quad (6)$$

С учетом сказанного суммарное варьирование  $S_x$  представляется в виде суммы

$$S_x = S_{\gamma} + S_{\bar{u}} + S_m + S_z, \quad (7)$$

где  $S_z$  — суммарное варьирование  $k$  под влиянием неучтенных факторов. Оно определяется как остаток из формулы (7). Для вычисления средних квадратов необходимо все суммы  $S$  разделить на число степеней свободы  $a$ :

$$\begin{aligned} \sigma_x^2 &= \frac{S_x}{a_x} = \frac{S_x}{N-1}; & \sigma_{\gamma}^2 &= \frac{S_{\gamma}}{a_{\gamma}} = \frac{S_{\gamma}}{n_{\gamma}-1}; \\ \sigma_{\bar{u}}^2 &= \frac{S_{\bar{u}}}{a_{\bar{u}}} = \frac{S_{\bar{u}}}{n_{\bar{u}}-1}; & \sigma_m^2 &= \frac{S_m}{a_m} = \frac{S_m}{(n_{\gamma}-1)(n_{\bar{u}}-1)}; \\ \sigma_z^2 &= \frac{S_z}{a_z} = \frac{S_z}{N-n_{\gamma}n_{\bar{u}}}. \end{aligned} \quad (8)$$

Для проверки реальности взаимодействия между  $\bar{u}$  и  $\gamma$  отношение  $\sigma_m^2/\sigma_z^2$  сравнивалось с пограничными показателями достоверности [9], имеющими уровни значимости 5 и 1% ( $\theta_5$  и  $\theta_1$ ). В данном случае оказалось, что средний квадрат взаимодействия  $\sigma_m^2$  меньше остаточной дисперсии ( $\sigma_m^2/\sigma_z^2 = 0,44$ ). Следовательно, варьирование  $k$  под влиянием взаимодействия между  $\bar{u}$  и  $\gamma$  не является статисти-

чески значимым. Таким образом, величину  $S_m$  можно присоединить к остатку  $S_z$ . Тогда исправленная сумма квадратов определится выражением  $S'_z = S_z + S_m = S_x - S_{\bar{a}} - S_{\bar{\gamma}}$ . Число степеней свободы для исправленного остатка будет равно  $N - 1 - a_{\bar{\gamma}} - a_{\bar{a}}$ . Соответственно изменится и средний квадрат.

Таблица 2

Результаты дисперсионного анализа

Источник вариации	S	a	$\sigma^2$	$\sigma^2/\sigma_z'^2$	$\theta_5$	$\theta_1$
$\bar{\gamma}$	0,380	3	0,127	7,48	2,74	4,07
$\bar{u}$	0,107	4	0,027	1,59	2,50	3,59
$z'$	1,204	72	0,017	—	—	—
Суммарное	1,691	79	—	—	—	—

Результаты дисперсионного анализа по двухфакторному комплексу без взаимодействия представлены в табл. 2. В графы  $\theta_5$  и  $\theta_1$  занесены значения пограничных показателей достоверности с уровнями значимости соответственно 5 и 1%, которые определяются по числу степеней свободы для большего и меньшего средних квадратов [9]. Поскольку  $\sigma_{\bar{\gamma}}^2/\sigma_z'^2$  более чем в 2 раза превышает  $\theta_1$ , реальность влияния стратификации атмосферы на порывистость ветра не вызывает сомнений. В то же время  $\sigma_{\bar{u}}^2/\sigma_z'^2 < \theta_5$ , т. е. при одной и той же градации  $\gamma$  влияние скорости ветра на коэффициент порывистости не прослеживается.

Приведенные в табл. 1 коэффициенты порывистости ветра при различных значениях  $\gamma$  и  $u$  позволяют оценить пульсационную составляющую ветровой нагрузки при гололеде, оказывающую динамическое воздействие на обледенелые элементы высоких сооружений.

В [7] принято нормативную ветровую нагрузку в кг/пог.м покрытого гололедом элемента сооружения рассчитывать по формуле

$$q_l = c \frac{u_p^2}{16} \alpha F \cdot 10^{-3}. \quad (9)$$

Индекс  $l$  означает, что ветровая нагрузка  $q$  отнесена к единице длины провода;  $c$  — аэродинамический коэффициент, равный 1,2;  $q_0 = u_p^2/16$  — нормативный скоростной напор в кг/м<sup>2</sup>,  $u_p$  — расчетная скорость ветра, возможная 1 раз в 5 или 10 лет;  $\alpha$  — коэффициент, учитывающий снижение скоростного напора при гололеде;  $F$  — площадь проекции обледенелого элемента сооружения, перпендикулярная к направлению ветра, в миллиметрах;  $F = d + 2b$  при

гололеде и  $F = (a+c)/2$  при зернистой изморози и смеси, где  $a$  и  $c$  — большой и малый диаметры обледенелого провода,  $d$  — диаметр провода и  $b$  — толщина стенки гололеда ( $a, b, c, d$  измеряются в миллиметрах).

Для расчета фактической ветровой нагрузки по данным непосредственных измерений следует принять  $a u_p = u$ . Тогда

$$q_i = c \frac{u^2}{16} F \cdot 10^{-3}. \quad (10)$$

Расчеты ветровых нагрузок при гололеде производились на материале наблюдений Обнинской мачты за 1963—1968 гг., во время которых 2 раза в сутки (в 10 и 15 час.) определялся вид отложения, измерялся его вес в г/м, большой диаметр и скорость ветра на высотах 2, 25, 73, 121, 169, 217, 265, 301 м. В эти сроки фиксировалась температура воздуха на уровнях 2 и 301 м.

Особый интерес представляют ветровые нагрузки при значительных отложениях, поэтому расчеты производились только для тех случаев, когда вес образовавшегося льда составлял не менее 0,5 кг/м. Средняя (статическая) ветровая нагрузка при отложениях зернистой изморози и смеси определялась по формуле (10).

Максимальная ветровая нагрузка  $q_{\max}$ , определяемая скоростью ветра в порыве  $u_{\max}$ , равна

$$q_{\max} = c \frac{u_{\max}^2}{16} \frac{a+c}{2} \cdot 10^{-3}. \quad (11)$$

Здесь  $u_{\max} = k_{60} \bar{u}$ , где  $k_{60}$  — коэффициент порывистости, выбираемый по значениям  $\gamma$  и  $\bar{u}$  из табл. 1 в. Тогда

$$q_{\max} = c \frac{(k_{60} \bar{u})^2}{16} \frac{a+c}{2} \cdot 10^{-3} = \bar{q} k_{60}^2. \quad (12)$$

Пульсационная (динамическая) составляющая ветровой нагрузки при гололеде  $q_{\Pi}$  определится выражением

$$q_{\Pi} = q_{\max} - \bar{q} = \bar{q} (1 - k_{60}^2). \quad (13)$$

Результаты расчетов по формулам (10)—(13) представлены в табл. 3, из которой видно, что статическая ветровая нагрузка при отложениях зернистой изморози и смеси составляла 0,29—2,73 кг/м, а максимальная изменялась от 0,47 кг/м до 3,57 кг/м. Пульсационная составляющая ветровой нагрузки была равна 0,18—1,59 кг/м.

## ВЫВОДЫ

1. Гололед и смесь наблюдаются в нижнем 300-м слое атмосферы главным образом при градиентах, несколько превышающих адиабатические; зернистая изморозь — при градиентах, близких к последним.

Таблица 3

Статические и динамические ветровые нагрузки на высотах 169, 217, 265 и 301 м при отложениях зернистой изморози и смеси

Вид отложения	$\gamma^\circ/100\text{м}$	$P$ кг/м	$\bar{u}$ м/сек.	$k_{60}$	$u_{\text{макс}}$ м/сек.	$a$ мм	$\bar{q}$ кг/м	$q_{\text{макс}}$ кг/м	$q_{\Pi}$ кг/м	$q_{\Pi}/\bar{q}$ %
$h=169$ м										
Смесь . . . . .	0,47	0,75	8	1,27	10,2	95	0,46	0,75	0,29	63
	-0,50	0,97	12	1,22	13,6	85	1,15	1,48	0,33	29
Зернистая изморозь . . . . .	0,42	0,64	8	1,27	10,2	125	0,60	0,96	0,36	60
	0,53	0,96	8	1,27	10,2	60	0,29	0,47	0,18	62
$h=217$ м										
Зернистая изморозь . . . . .	0,50	0,77	9	1,27	11,4	95	0,58	0,98	0,40	69
	0,47	0,80	8	1,27	10,2	115	0,56	0,90	0,34	61
	1,20	0,54	11	1,36	15,0	90	0,91	1,52	0,61	67
Смесь . . . . .	0,08	0,77	10	1,27	12,7	145	1,09	1,75	0,66	60
	-0,50	1,39	12	1,22	13,6	85	0,92	1,18	0,26	28
	0,42	1,21	9	1,27	11,4	125	0,76	1,24	0,48	63
Зернистая изморозь . . . . .	0,53	1,67	8	1,27	10,2	85	0,41	0,66	0,25	61
$h=265$ м										
Смесь . . . . .	-0,50	2,10	14	1,15	16,0	145	2,14	2,80	0,66	35
	0,42	1,98	10,5	1,20	12,6	215	1,79	2,47	0,68	35
Зернистая изморозь . . . . .	0,53	2,33	9,0	1,27	11,4	105	0,65	1,12	0,47	72
Смесь . . . . .	0,70	0,70	10,5	1,36	14,3	110	0,92	1,66	0,74	80
Зернистая изморозь . . . . .	0,96	0,52	12	1,36	16,3	65	0,70	1,30	0,60	86
	0,50	1,00	12	1,20	14,4	95	1,04	1,50	0,46	44
Смесь . . . . .	0,47	1,60	8	1,27	10,2	135	0,71	1,08	0,37	52
Зернистая изморозь . . . . .	1,20	0,72	11	1,36	15,0	125	1,14	2,08	0,94	82
	0,40	0,66	11	1,20	13,2	125	1,14	1,64	0,50	44
Смесь . . . . .	1,43	0,80	14	1,39	19,6	105	1,56	3,05	1,49	95
	0,00	1,11	14	1,24	16,4	60	0,90	1,23	0,33	37
Зернистая изморозь . . . . .	0,75	0,86	10,5	1,36	14,3	100	0,75	1,40	0,65	87
Смесь . . . . .	0,35	0,85	9	1,27	11,4	95	0,58	0,90	0,32	55
	0,08	1,56	9	1,27	11,4	135	0,82	1,35	0,53	64
	1,93	1,33	11	1,36	15,0	135	1,23	2,24	1,01	82

Вид отложения	$\gamma^{\circ}/100\text{ м}$	$\rho$ кг/м	$\bar{u}$ м/сек.	$k_{00}$	$u_{\text{макс}}$ м/сек.	$a$ мм	$\bar{q}$ кг/м	$q_{\text{макс}}$ кг/м	$q_{\text{п}}$ кг/м	$q_{\text{п}}/\bar{q}$ %
$h=301$ м										
Смесь . . . . .	0,72	2,23	10	1,36	13,6	195	1,47	2,68	1,21	82
	0,47	1,45	8	1,27	10,2	95	0,46	0,78	0,32	70
Зернистая из- морозь . . . . .	1,20	1,44	12	1,36	16,3	165	1,79	3,25	1,43	82
	0,40	1,14	12	1,20	14,4	165	1,79	2,58	0,79	44
Смесь . . . . .	1,43	0,99	13	1,39	18,0	135	1,73	3,32	1,59	90
	0,0	0,98	14	1,24	16,4	65	0,95	1,31	0,36	38
Зернистая из- морозь . . . . .	0,75	1,55	11	1,36	15,0	115	1,06	1,93	0,87	82
Смесь . . . . .	0,35	1,53	11	1,20	13,2	105	0,96	1,40	0,44	46
	0,08	1,78	10	1,27	12,7	105	0,80	1,28	0,48	60
	-0,50	4,42	14	1,15	16,0	185	2,73	3,57	0,84	36
	0,42	3,40	10	1,20	12,0	155	1,39	2,00	0,61	44
Зернистая из- морозь . . . . .	0,53	1,92	11	1,20	13,2	125	1,42	2,06	0,64	45
	0,34	2,54	8	1,27	10,2	125	0,70	0,98	0,28	40
	0,96	2,32	12	1,36	16,3	135	1,36	2,52	1,16	85
	1,00	2,95	10	1,36	13,6	105	1,05	1,95	0,90	86
	0,15	1,05	9	1,27	11,4	123	0,65	1,08	0,43	66
	0,57	1,92	8	1,27	10,2	95	0,60	0,98	0,38	63

2. Порывистость ветра в пограничном слое атмосферы определяется в основном термической стратификацией атмосферы и шероховатостью подстилающей поверхности.

Коэффициент порывистости заметно убывает с увеличением устойчивости атмосферы.

3. Логарифмическая зависимость коэффициента порывистости ветра от числа малых интервалов  $\Delta t$  внутри большого промежутка времени  $\tau$  хорошо выполняется до высоты 300 м.

4. Пульсационная составляющая ветровой нагрузки, оказывающая динамическое воздействие на обледенелые элементы высоких сооружений, в слое 169—301 м меняется в пределах от 0,29 до 1,59 кг/м.

Пульсационная составляющая увеличивает статическую часть ветровой нагрузки в среднем на 60%.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев И. Д. Порывистость ветра. Труды ВНМС, т. 7, 1963.
2. Андреев И. Д. Порывистость ветра внутри часового интервала. В сб.: «Вопросы ветроэнергетики». Изд-во АН СССР, М., 1959.
3. Борисенко М. М., Глухов В. Г. О порывистости ветра в нижних слоях атмосферы. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
4. Волковицкая З. И., Иванов В. Н. Учет турбулентных характеристик ветра при расчете динамических нагрузок на высокие сооружения. Труды ИПГ, вып. 10, 1967.
5. Гоптарев Н. П. О некоторых характеристиках порывистости ветра. Метеорология и гидрология, № 5, 1956.
6. Иванов В. Н., Волковицкая З. И. Некоторые характеристики структуры пограничного слоя атмосферы. В сб.: «Пограничный слой атмосферы». Гидрометеониздат, Л., 1965.
7. Руководящие указания по расчету проводов и тросов воздушных линий электропередачи. «Энергия», М.,—Л., 1965.
8. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-65. Госстройиздат, М., 1966.
9. Фишер Р. А. Статистические методы для исследований. Госстатиздат, М., 1958.
10. Халтинер Дж., Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. Изд-во иностр. лит., М., 1960.
11. Агакава Н., Tsutsumi K. Strong Gusts in the Lowest 250-m Layer over the City of Tokyo. J. Appl. Met. Amer. Met. Soc., vol. 6, No. 5, October 1967.
12. Deacon E. L. Gust Variation with Height up to 150 m. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 81, No. 350, 1955.
13. Frankenberger E. Untersuchungen über Intensität, Häufigkeit und Struktur von Starkwinden über Quickborn in Holstein. Met. Rundschau, H. 3. 1968.
14. Heywood G. S. P. Wind Structure near the Ground and Its Relation to Temperature Gradient. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 57, No. 242, 1931.
15. Nutt J. The Wind Pressures on Buildings and Towers. Civ. Eng. Publ. Works Rev., vol. 58, 1963.
16. Sherlock R. H. Variation of Wind Velocity and Gusts with Height. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., vol. 78, 1952.
17. Soma S. The Properties of Atmospheric Turbulence in High Winds. J. Met. Soc. Japan, vol. 42, Ser. 2, No. 6, 1964.

## К РАСЧЕТУ ГОЛОЛЕДНЫХ НАГРУЗОК

Для расчета гололедных нагрузок на провода и опоры воздушных линий электропередачи и связи, контактных сетей электрифицированного транспорта, а также на другие сооружения в Строительных нормах и правилах (СНиП) приводятся данные о толщине нормативной стенки гололеда, возможной 1 раз в 5 и 10 лет. По этим значениям толщины стенки проведено районирование территории СССР. Карта районов, приведенная в СН [3], построена по расчетным данным, в основу которых положены инструментальные наблюдения над гололедно-изморозевыми отложениями, проводимые на метеорологических станциях Гидрометслужбы СССР.

При определении нормативной толщины стенки гололеда, т. е. стенки, приведенной к плотности, равной  $0,9 \text{ г/см}^3$ , к диаметру провода  $d=10 \text{ мм}$  и высоте его подвеса, равной  $10 \text{ м}$ , сделан ряд допущений, вследствие чего расчеты являются приближенными. На некоторые из этих допущений, связанных с особенностями метода наблюдений над гололедом, указывалось в [1]. Следует, однако, заметить, что с каждым новым изданием СНиП климатологические данные, используемые для расчета гололедных нагрузок, уточняются благодаря тому, что улучшается методика наблюдений над гололедно-изморозевыми явлениями, а также вследствие того, что удлиняется период этих наблюдений и совершенствуются методы их обработки. Так, например, ранее значительная погрешность в расчетах была вызвана тем, что объем отложения в ряде случаев приходилось определять по одному большому диаметру отложения, так как второй (малый) диаметр не измерялся. Для этой цели пользовались средним отношением между диаметрами отложений, рассчитанным по небольшому числу измерений. В настоящее время все метеостанции измеряют большой и малый диаметры отложения. Более того, во многих случаях имеются сведения о весе гололедно-изморозевого отложения в момент его максимальной величины, что позволяет значительно точнее определить максимальную весовую нагрузку от гололеда. При проектировании различных сооружений

сначала определяют нормативную гололедную нагрузку ( $P_H$ ), затем ее умножают на коэффициент перегрузки  $k$  и получают расчетную нагрузку. Согласно [3] коэффициент перегрузки принят равным 1,3.

В данной статье определены изменения периодов повторения нормативной толщины стенки гололеда ( $b_H$ ), в случаях когда  $P_H$  умножается на 1,3. Кроме того, оценена величина коэффициента перегрузки при переходе от периода повторения 5 и 10 лет к большим периодам.

Нормативная гололедная нагрузка на провода, тросы и канаты определяется по формуле

$$P_H = \pi b_H (d + b_H) \mu \cdot 10^{-3}, \quad (1)$$

где  $\mu$  — плотность, равная 0,9 г/см<sup>3</sup>;  $b_H$  — нормативная толщина стенки гололеда в миллиметрах;  $d$  — диаметр провода в миллиметрах.

Если примем  $P/P_H = 1,3$  ( $P_H$  — нормативная нагрузка,  $P$  — расчетная нагрузка в кг/м) и положим  $d = 10$  мм, то, подставив в это отношение  $P$  и  $P_H$  из формулы (1) и решив полученное уравнение относительно расчетной толщины стенки гололеда  $b$  в миллиметрах, получим

$$b = \sqrt{25 + 13b_H + 1,3b_H^2} - 5. \quad (2)$$

Значения  $b$  и  $k = b_H/b$  были вычислены при различных значениях  $b_H$ . Оказалось, что при  $b_H = 5$  мм 1 раз в 10 лет  $k = 1,21$ , а при  $b_H = 20$  мм  $k = 1,17$ , т. е. оно несколько больше в первом районе гололедности и меньше в четвертом и пятом; однако отклонения  $k$  от его среднего значения невелики, поэтому можно принять для всех районов  $k = 1,2$ . Таким образом, при увеличении толщины стенки на 20% гололедная нагрузка увеличивается на 30%.

Далее был определен период повторения  $T$  максимальных значений в результате умножения этой величины на 1,2. Известно, что эмпирические значения повторяемостей находятся по формуле  $\Phi = \frac{m}{n+1}$ , где  $m$  — порядковый номер членов ряда, расположенных в порядке возрастания,  $n$  — число членов ряда. При расчете вероятностных значений толщины стенки гололеда распределение интегральных повторяемостей аппроксимируется функцией

$$\Phi(x) = e^{-(x/\beta)^{-1}}, \quad (3)$$

и эмпирическая кривая распределения максимумов спрямляется на номограмме с координатами  $\ln x$  и  $\ln \left[ \ln \frac{1}{\Phi} \right]$ . По этой номограмме определяются значения толщины стенки гололеда, воз-

можные 1 раз в 5 и 10 лет ( $b_5$  и  $b_{10}$ ). С помощью такой же номограммы были определены периоды повторения, соответствующие значениям толщины стенки гололеда при коэффициенте перегрузки 1,3, т. е. значениям  $b_5$  и  $b_{10}$ , умноженным на 1,2.

Для построения кривых распределения были использованы инструментальные наблюдения над гололедно-изморозевыми отложениями ряда метеостанций СССР, расположенных в различных

Таблица 1

Значения нормативной толщины стенки гололеда  
 $b_n$  по районам гололедности

Район гололедности . . .	I	II	III	IV	V
Период повторения					
1 раз в 5 лет . . . . .	3	5	10	15	$\geq 20$
1 раз в 10 лет . . . . .	5	10	15	20	$\geq 25$

физико-географических районах и имеющих достаточно длительный период наблюдений (преимущественно не менее 15 лет). Всего было построено 212 кривых распределения по наблюдениям, проводившимся в 12 УГМС.

Материалы станций, находящихся в горных районах Средней Азии, были обработаны Г. Н. Леухиной (САНИГМИ), данные наблюдений метеостанций Казахской ССР обработаны И. М. Белосом. В обработку вошли станции всех районов гололедности, т. е. наблюдавшие отложения гололеда с толщиной стенки от 3 до 50 мм.

В табл. 1 указана нормативная толщина стенки гололеда в миллиметрах, принятая в Строительных Нормах [3] для каждого района.

Для определения периода повторения  $b$  каждое значение  $b_n$  в табл. 1 умножалось на 1,2. По кривой распределения снималось значение  $\Phi$  и определялся период  $T$ . Например,  $b_n$ , возможное 1 раз в 5 лет, в первом районе равно 3 мм, во втором — 5, в третьем — 10, в четвертом — 15 мм. Умножив эти значения на 1,2, получаем соответствующие значения  $b_5$ , равные 3,6; 6; 12; 18 мм. Эти значения  $b$  соответствуют периодам повторения, в большинстве случаев несколько превышающим 5 лет. Иногда они оказывались даже менее 5 лет. Это произошло потому, что за нормативное значение  $b$  для каждого района принята осредненная величина, имеющая отклонения  $\pm 2,5$  мм. Так, например, в третьем районе гололедности  $b_n = 10$  мм, но сюда входят станции со значениями  $b$  от 7,5 до 12,5 мм. Таким образом, если с номограммы снимается  $b_5 = 12,4$  мм, то данный пункт относится к третьему району и согласно СН [3] в этом пункте принимается  $b_n = 10$  мм. Умножая это значение на 1,2, получаем  $b = 12$  мм, что по кривой на номограмме соответствует периоду повторения 5 лет. Таким образом, на всех

станциях третьего района, где  $b_5$  принимало значения от 12 до 12,5 мм, при умножении нормативной толщины стенки гололеда на 1,2 период повторения не увеличивается.

В результате проведенных расчетов по 21 станции первого района оказалось, что при переходе от нормативной стенки гололеда к расчетной период повторения увеличился до 10 лет и более только в 3 пунктах, в 15 пунктах он оказался равным 4—6 годам и в 3 пунктах составил 8 лет.

По 67 станциям второго района получилась аналогичная картина: в 62 случаях  $T \leq 6$  лет и только в 5 случаях  $T > 6$  лет.

Таблица 2

Средние и экстремальные отношения  $b_i / b_j$

Район	$b_{10}/b_5$			$b_{15}/b_5$			$b_{20}/b_{10}$			Число станций
	среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	
УГМС Украинской ССР, Белорусской ССР, Центральных областей										
I	1,34	1,2	1,5	1,6	1,25	2,0	1,4	1,23	1,5	28
II	1,4	1,11	1,5	1,74	1,33	2,6	1,43	1,12	1,63	26
III	1,4	1,3	1,54	1,6	1,46	1,91	1,4	1,23	1,5	6
Среднее	1,4	1,2	1,5	1,7	1,4	2,2	1,4	1,2	1,5	60
Северо-Западное УГМС, Северное УГМС, УГМС Литовской ССР, Латвийской ССР и Эстонской ССР										
I	1,31	1,20	1,63	1,54	1,20	1,78	1,31	1,00	1,50	25
II	1,48	1,25	2,00	1,77	1,38	2,40	1,38	1,19	1,20	13
III	1,34	1,14	1,60	1,59	1,27	2,00	1,31	1,2	1,50	3
Среднее	1,4	1,2	1,7	1,6	1,3	2,1	1,3	1,1	1,6	41
Приволжское УГМС, Уральское УГМС										
I	1,38	1,25	1,67	1,66	1,37	2,0	1,4	1,2	1,5	6
II	1,41	1,22	1,85	1,69	1,33	2,25	1,37	1,8	1,5	11
III	1,41	1,3	1,5	1,74	1,5	1,9	1,43	1,23	1,54	5
Среднее	1,4	1,26	1,7	1,7	1,4	2,0	1,4	1,4	1,5	22
Горная часть Средней Азии										
I	1,6	1,32	1,88	2,09	1,56	2,62	1,64	1,5	1,87	2
II	1,34	1,1	1,6	1,62	1,2	2,0	1,44	1,25	1,88	10
III	1,56	1,39	1,8	2,05	1,67	2,5	1,55	1,36	1,78	4
IV	1,18	1,16	1,19	1,28	1,26	1,31	1,18	1,14	1,21	2
V	1,29	1,16	1,53	1,52	1,29	2,0	1,31	1,22	1,52	4
Среднее	1,4	1,2	1,6	1,7	1,4	2,1	1,4	1,3	1,6	22

По станциям третьего района в среднем период повторения увеличился на 2 года (вместо 5 стало 7 лет), по станциям четвертого района — на 4 года. Отсюда следует, что, умножая нормативную величину гололедной нагрузки на 1,3, в преобладающем большинстве случаев период повторения увеличивается незначительно.

На основании тех же материалов наблюдений была решена обратная задача — определены коэффициенты, на которые следует умножить  $b_n$ , для того чтобы перейти от 5 или 10-летнего периода повторения к другим большим периодам, т. е. к гололедным нагрузкам меньшей обеспеченности, чем 20 и 10% (возможным реже, чем 1 раз в 5 и 10 лет). Результаты этих расчетов представлены в табл. 2.

В таблице приводятся средние и экстремальные отношения нормативной толщины стенки гололеда, возможной 1 раз в 10, 15 и 20 лет, к нормативной толщине ее, возможной 1 раз в 5 и 10 лет. Они обозначены соответственно:  $b_{10}/b_5$ ,  $b_{15}/b_5$  и  $b_{20}/b_{10}$ .

Расчеты произведены по большим районам, включающим станции нескольких УГМС, причем для каждого гололедного района отдельно. Районы гололедности указаны римскими цифрами в первой графе таблицы.

Из табл. 2 видно, насколько экстремальные отношения  $b_i/b_j$  отличаются от средних и как они изменяются при переходе от одного района к другому.

В табл. 3 приводятся значения отношений, осредненные по большим районам, включающим несколько УГМС, с разделением по районам гололедности. Из таблицы видно, что среднее значение коэффициента перехода от  $b_5$  к  $b_{10}$  и от  $b_{10}$  к  $b_{20}$  одно и то же.

Равенство этих коэффициентов вытекает из свойств функции (3), с помощью которой аппроксимируется кривая распределения годовых максимумов толщины стенки и которая служит для определения  $b_n$  различной обеспеченности [2], [4]. Действительно, прологарифмировав уравнение (3) и решив его относительно  $x$ , получим

$$x = \frac{\beta}{\left(\ln \frac{1}{\Phi}\right)^{1/\gamma}}.$$

Обозначим  $x$  с обеспеченностью  $\Phi_1$  через  $x_1$ , а с обеспеченностью  $\Phi_2$  через  $x_2$ ; тогда получим

$$\frac{x_2}{x_1} = \left[ \frac{\ln \frac{1}{\Phi_1}}{\ln \frac{1}{\Phi_2}} \right]^{1/\gamma}$$

или

$$\frac{x_2}{x_1} = \left[ \frac{\ln \Phi_1}{\ln \Phi_2} \right]^{1/\gamma}.$$

Средние отношения  $b_i / b_j$ 

Район	$b_{10}/b_5$					Сред- нее	$b_{20}/b_5$					Сред- нее	$b_{20}/b_{10}$					Сред- нее
	А	Б	В	Г	Д		А	Б	В	Г	Д		А	Б	В	Г	Д	
I	1,3	1,3	1,4	1,6	1,4	1,4	1,8	1,7	1,9	2,8	1,8	2,1	1,4	1,3	1,4	1,6	1,4	1,4
II	1,4	1,5	1,4	1,3	1,4	1,4	2,0	2,0	1,9	1,9	2,0	2,2	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
III	1,4	1,3	1,4	1,6	—	1,4	1,9	1,8	2,0	2,4	—	2,0	1,4	1,3	1,4	1,6	—	1,4
IV	—	—	—	1,2	1,4	1,3	—	—	—	1,4	1,9	1,7	—	—	—	1,2	1,4	1,3
V	—	—	—	1,3	—	1,3	—	—	—	1,7	—	1,7	—	—	—	1,3	—	1,3
Среднее	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4		1,9	1,9	1,9	2,0	1,9		1,4	1,3	1,4	1,4	1,4	
Число стан- ций	60	41	22	22	67													

Примечания: А — УГМС Украинской ССР, Белорусской ССР, Центральных областей; Б — Северо-Западное УГМС, Северное УГМС, УГМС Литовской ССР, Латвийской ССР, Эстонской ССР; В — Приволжское УГМС, Уральское УГМС; Г — горные районы Средней Азии; Д — Казахстан.

Для значений  $\Phi$ , близких к единице,  $\ln \Phi = 1 - \Phi$ ; следовательно,

$$\frac{x_2}{x_1} = \left[ \frac{1 - \Phi_1}{1 - \Phi_2} \right]^{1/\gamma} \quad (4)$$

Поскольку с помощью функции  $\Phi(x)$  аппроксимируется распределение годовых максимумов, то период повторения максимумов  $\geq x$  определяется по формуле

$$T = \frac{1}{1 - \Phi} \quad (5)$$

Подставляя значения двух разных периодов в формулу (4), получим

$$\frac{x_2}{x_1} = \left( \frac{T_2}{T_1} \right)^{1/\gamma} = c^{1/\gamma} \quad (6)$$

Следовательно, для больших значений  $\Phi$ , т. е. для больших периодов повторения (один раз в несколько лет), отношение значений толщины стенки гололеда равно отношению соответствующих периодов в степени  $1/\gamma$ . Поэтому

$$c = \frac{b_{10}}{b_5} = \frac{b_{20}}{b_{10}} = 2^{1/\gamma}$$

Пользуясь этим соотношением, в каждом районе можно по  $b_5$  определить  $b_{10}$  и  $b_{20}$  (рис. 1).

Величина параметра  $\gamma$  несколько изменяется в зависимости от физико-географических условий и при переходе от одного района к другому, поэтому изменяется коэффициент пересчета. Для более точных расчетов следует брать коэффициенты, соответствующие каждому району гололедности, которые указаны в табл. 2. Наиболее существенные изменения в значении  $c$  оказались в горных районах Средней Азии. Для станций, расположенных в первом районе,  $c=1,6$ , а для станций четвертого района  $c=1,2$ .

Однако число станций, наблюдения которых удалось использовать, в этих районах невелико и полученные результаты нуждаются в уточнении.

Следует заметить, что параметр  $\gamma$  характеризует относительное рассеяние годовых максимумов гололедно-изморозевых отложений, причем с уменьшением  $\gamma$  рассеяние увеличивается, поэтому  $c$  возрастает.

С помощью табл. 2 и 3 легко оценить табл. 1, принятую в [3] для расчета гололедных нагрузок. Для этого достаточно сравнить отношения  $b_{10}/b_5$ , рассчитанные по табл. 1, со средними отношениями, полученными нами с помощью табл. 3. Они приводятся в табл. 4.

Как видно из табл. 4, существенное расхождение при переходе от  $b_5$  к  $b_{10}$  получилось только для второго района гололедности. В [3] рекомендуется при переходе от 5-летнего периода к 10-летнему толщину стенки увеличивать в 2 раза, по нашим данным она возрастает только в 1,4 раза. Отношение  $b_{10}/b_5$ , равное 2, наблю-

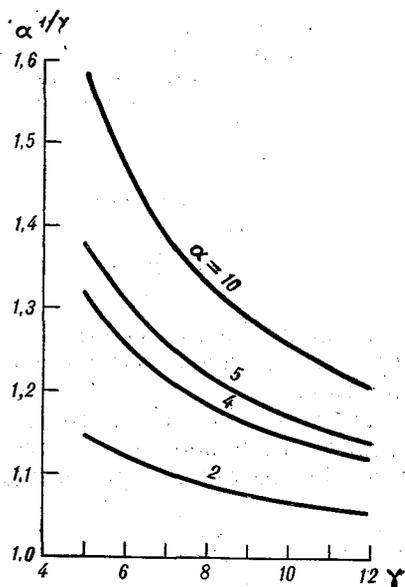


Рис. 1. Зависимость от  $\gamma$ .

Таблица 4

Средние отношения  $b_{10}/b_5$  для различных районов гололедности

Район гололедности	I	II	III	IV	V
По СН	1,6	2	1,5	1,3	1,2
По табл. 3	1,4	1,4	1,4	1,3	1,3

далось во втором районе гололедности только один раз на Северо-Западе ЕТС. По остальным районам коэффициенты перехода от значений  $b_n$  к значениям  $b_{10}$ , принятые в СН, незначительно отличаются от коэффициентов, полученных на основании табл. 3.

Таблица 5  
Значения нормативной толщины стенки гололеда  $b_n$  (мм) для различных районов гололедности с учетом коэффициентов перехода

Район гололедности	I	II	III	IV	V
Период повторения					
1 раз в 5 лет . . . . .	3	5	10	15	>20
1 раз в 10 лет . . . . .	4,2	7	14	21	26

Если воспользоваться полученными нами коэффициентами перехода от одной повторяемости к другой, то вместо табл. 1 получим табл. 5.

Из таблицы видно, что по абсолютной величине наибольшее отклонение, равное 3 мм, относится ко второму району. В остальных районах оно не превосходит 1 мм.

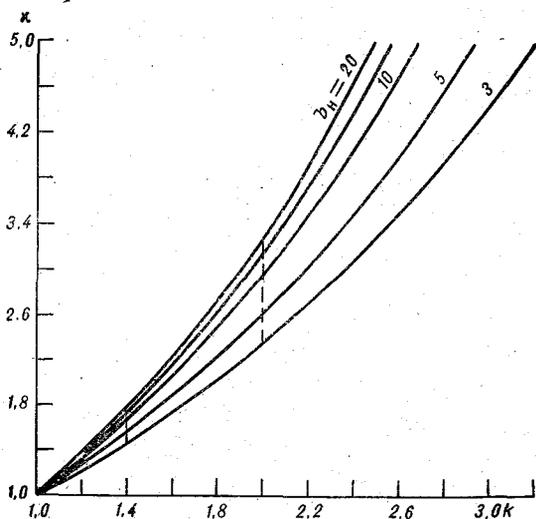


Рис. 2. Зависимость коэффициента  $k$  от  $k$  и  $b_n$ .

Таким образом, для расчета гололедных нагрузок достаточно иметь карту районов гололедности, построенную для одного периода повторения, например 5-летнего; пользуясь таблицей коэффици-

циентов, можно перейти к любому другому периоду, т. е. определить толщину нормативной стенки, которая может наблюдаться 1 раз в 10, 15, 20 лет.

Осредненный коэффициент пересчета толщины стенки с периода повторения 5 лет на период повторения 10 лет, а также с периода 10 лет на период 20 лет для всех районов равен 1,4, а для перехода от 5 лет к 20 годам нужно  $b_n$  умножить на  $c=1,96$ .

Для определения коэффициента перегрузки  $\kappa$  при переходе от одного периода повторения к другому, пользуясь формулой (1), запишем

$$b = \sqrt{25 + 10 \kappa b_n + \kappa^2 b_n^2} - 5.$$

Очевидно, коэффициент  $\kappa$  зависит от величины отношения  $k=b/b_n$  и от величины  $b_n$  (от района гололедности).

На рис. 2 приводится график, по которому можно определить коэффициент пересчета  $\kappa=P/P_n$  при любом заданном значении  $k=b_i/b_n$  и для любого гололедного района.

По этому графику видно, что если для перехода от 5-летнего периода к 10-летнему необходимо  $b_n$  умножить на 1,4, то нормативную нагрузку  $P_n$  в первом районе следует умножить на 1,5, во втором — на 1,6, в третьем и четвертом — на 1,7, в пятом — на 1,8. Эти значения сняты с вертикальной линии графика при  $k=1,4$ . При переходе от 5-летнего периода к 20-летнему нужно снять значения  $\kappa$  для каждого района с вертикальных прямых при  $k=1,9$  или 2,0.

Все расчеты для данной статьи произведены Н. С. Сорокиной и Ж. Г. Петросьян.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В., Швер Ц. А. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
2. Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР. Под ред. В. В. Бургсдорфа и Н. С. Муретова, Госэнергоиздат, М.—Л., 1960 (Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. 1).
3. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-615. Госстройиздат, М., 1966.
4. Thom H. C. S. Distributions of Extreme Winds on United States. Structural Division Proc. ASCE st. 4, vol. 86, No. 2433, April 1960.

## УДЕЛЬНЫЙ ВЕС ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Величина удельного веса различного вида гололедно-изморозевых отложений, образующихся на проводах, представляет интерес в связи с изучением физики этого явления. Вместе с тем сведения об удельном весе отложений необходимы для расчета гололедных нагрузок на элементы воздушных линий и других сооружений.

Для определения веса гололедно-изморозевых отложений по их размерам (когда известны только большой и малый диаметры) средний удельный вес гололеда принимается равным  $0,75 \text{ г/см}^3$ , смеси и мокрого снега —  $0,2$ , зернистой изморози —  $0,1$ , кристаллической изморози —  $0,05 \text{ г/см}^3$  [3]. Эти значения удельного веса были получены по небольшому числу наблюдений, проводившихся в равнинной части СССР.

По расчетам И. М. Белоуса [1], в горных районах удельный вес отложений отличается от их удельного веса на равнине. Оказалось, что удельный вес гололеда в горах несколько меньше  $0,75 \text{ г/см}^3$ , а смешанные отложения и мокрый снег являются более плотными, чем на равнинной местности.

Разница между действительным удельным весом отложения и средним его значением, которое принято для расчета гололедных нагрузок, существенно сказывается на величине нормативной стенки гололеда, по которой определяется гололедная нагрузка.

Формула для расчета нормативной толщины стенки гололеда, приведенной к удельному весу  $0,9$ , имеет следующий вид:

$$b = \frac{1}{2} [V(ac - d^2) \gamma' / \gamma + d^2 - d], \quad (1)$$

где  $a$  и  $c$  — большой и малый диаметры отложения;  $\gamma = 0,9 \text{ г/см}^3$ ;  $d$  — диаметр провода гололедного станка, равный  $5 \text{ мм}$ ;  $\gamma'$  — удельный вес данного вида отложения.

С помощью формулы (1) была определена поправка на толщину стенки гололеда, зависящая от величины отклонения действительного удельного веса отложения от расчетного.

Разрешим уравнение (1) относительно  $(ac - d^2)$  и подставим в него один раз  $\gamma'_p$ , равное его расчетному значению, другой раз значение  $\gamma'_1$ , отличающееся от расчетного.

Приравняв правые части уравнений, получим

$$\frac{b}{\gamma'_1} (2b + 3d) = \frac{b_n}{\gamma_p} (2b_n + 3d), \quad (2)$$

где  $b$  — толщина стенки при  $\gamma'_1$ ,  $b_n$  — нормативная толщина стенки, приведенная к диаметру провода 10 мм и высоте его подвеса, равной 10 м. Решив это уравнение относительно  $b$ , найдем

$$b = \frac{-3d + \sqrt{9d^2 + 8b_n(2b_n + 3d)\gamma'_1/\gamma_p}}{4}; \quad (3)$$

если  $d=5$  мм (диаметр провода гололедного станка),  $\gamma'_p=0,2$  (отложение мокрого снега), а действительное значение  $\gamma'_1=0,5$ , то

$$b = \frac{-30 + \sqrt{900 + 80b_n(2b_n + 15)}}{8}. \quad (4)$$

По формуле (3) были рассчитаны  $b$  и отношения  $b/b_n$  при различных значениях удельного веса, причем  $b_n$  определялось при  $\gamma'_p=0,2$  (мокрый снег и смесь) и при  $\gamma'_p=0,75$  (гололед).

Результаты расчетов представлены в виде графиков на рис. 1. По графикам можно определить поправки к нормативной толщине стенки гололеда за счет отклонения действительного удельного веса от расчетного. Например, если удельный вес смеси равен 0,3 (вместо расчетного значения 0,2), то толщина нормативной стенки, равная 10 мм, увеличится в 1,3 раза, т. е. примет значение, соответствующее другому гололедному району. При  $\gamma'_p=0,4$  она увеличивается почти в 1,6 раза.

При больших значениях  $b$  увеличение толщины стенки за счет изменения удельного веса происходит в 1,2 и 1,4 раза соответственно. Поправки на толщину нормативной стенки для случаев, когда отложения гололеда  $\gamma'_p=0,75$  г/см<sup>3</sup>, представлены в виде графиков в нижней части рис. 1.

В [2] определено, что увеличение нормативной толщины стенки гололеда в 1,2 раза приводит к увеличению величины гололедной нагрузки в среднем на 30%, а увеличение толщины стенки в 1,4 раза увеличивает гололедную нагрузку на 50—80% в зависимости от района гололедности. Следовательно, уточнение удельного веса различных отложений практически важно.

Расчеты удельного веса гололеда, изморози и других видов отложений производились с помощью номограммы (рис. 2), рассчитанной по формуле

$$\gamma = \frac{4P}{\pi(ac - d^2)}, \quad (5)$$

где  $P$  — вес гололедно-изморозевого отложения;  $a$  и  $c$  — его диаметры;  $d$  — диаметр провода гололедного станка.

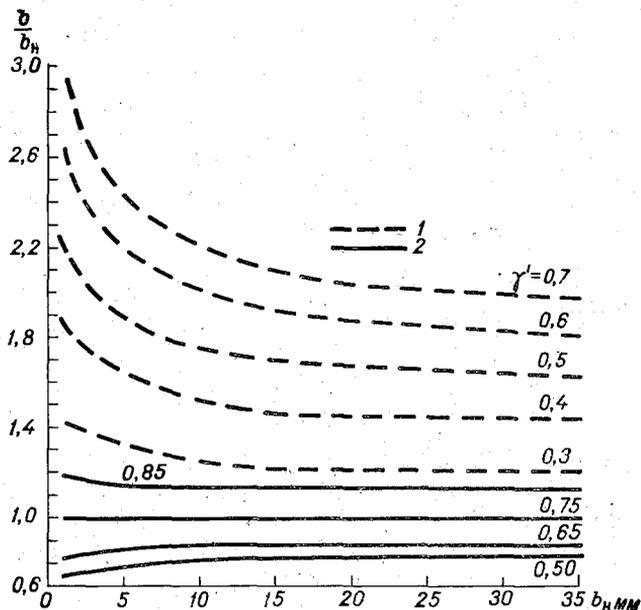
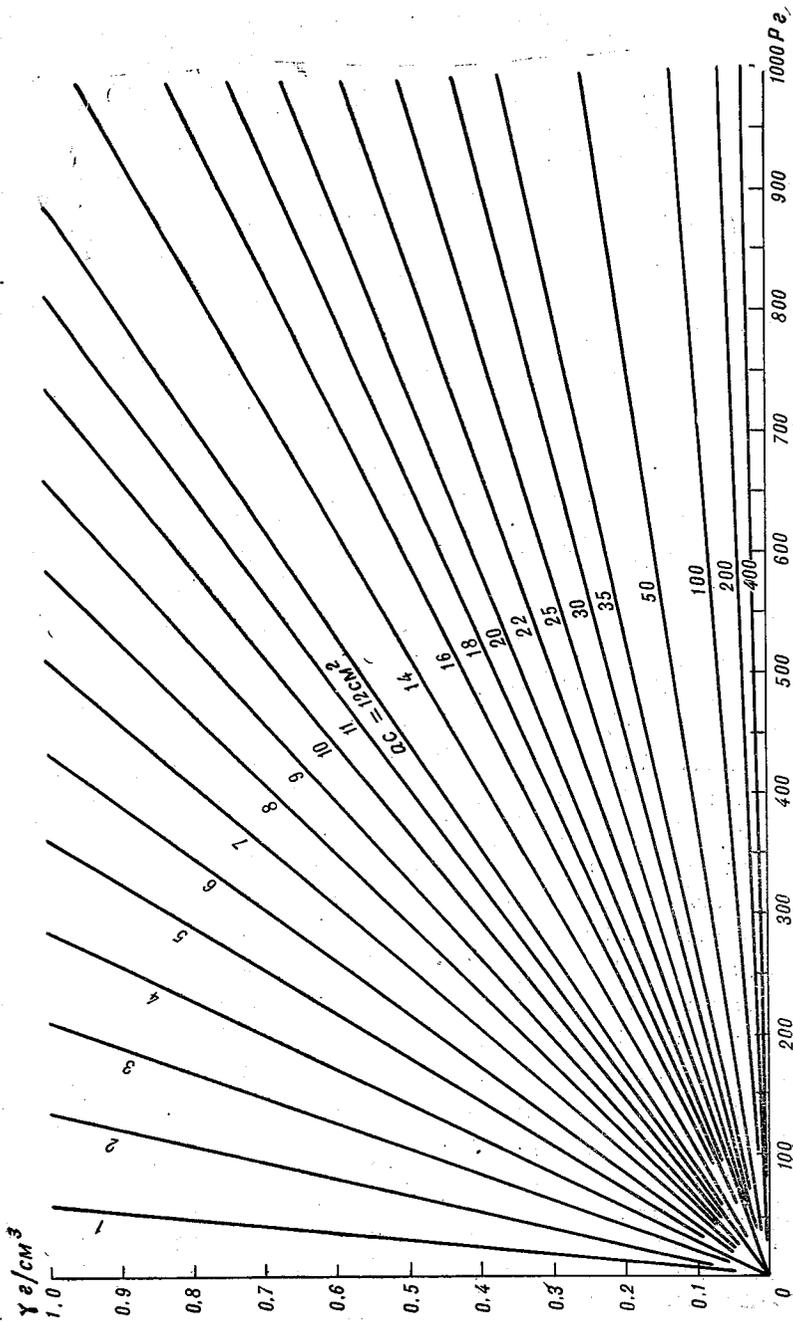


Рис. 1. Поправки на толщину стенки гололеда, зависящие от удельного веса отложения  $\gamma'$  при различных значениях  $b_n$ .

1 — смесь и мокрый снег. 2 — гололед.

Исходными данными для расчетов послужили материалы инструментальных наблюдений над обледенением 1344 метеостанций 33 УГМС СССР. В основном они заимствованы из технических обзоров гололедно-изморозевых явлений, которые составлялись ГМО УГМС в течение четырех лет, начиная с 1964—1965 гг. В дополнение к ним были использованы материалы наблюдений, опубликованные в метеорологических ежемесячниках.

В табл. 1 указано число станций по каждому УГМС и число наблюдений, которые использованы для определения удельного веса каждого вида отложения. Сюда вошли те случаи наблюдений, когда были измерены вес отложения и его размеры (диаметры).



## Общее число наблюдений

№ п/п	УГМС	Число станций	Вид отложения					Сумма
			гололед	мокрый снег	смесь	изморозь		
						зернистая	кристаллическая	
1	Мурманское . . . . .	22	2	8	61	64	53	188
2	Северное . . . . .	87	81	5	78	72	650	886
3	Северо-Западное . . . . .	58	24	13	57	14	91	199
4	Эстонской ССР . . . . .	15	13	9	17	4	81	124
5	Латвийской ССР . . . . .	20	84	—	39	12	86	221
6	Литовской ССР . . . . .	12	20	—	11	14	15	60
7	Белорусской ССР . . . . .	48	68	3	40	31	145	287
8	Украинской ССР . . . . .	169	568	86	288	257	223	1422
9	Молдавской ССР . . . . .	11	36	2	11	4	4	57
10	Центральных областей	71	114	24	73	41	317	569
11	Центрально-Черноземных областей . . . . .	52	104	17	100	92	174	487
12	Верхне-Волжское . . . . .	75	71	12	70	38	349	540
13	Приволжское . . . . .	85	165	9	99	86	354	713
14	Северо-Кавказское . . . . .	121	245	50	177	206	119	797
15	Грузинской ССР . . . . .	13	1	7	11	35	11	65
16	Азербайджанской ССР	22	21	8	8	39	12	88
17	Армянской ССР . . . . .	15	21	6	36	320	51	434
18	Уральское . . . . .	32	59	8	96	287	134	584
19	Омское . . . . .	49	25	3	27	82	195	332
20	Западно-Сибирское . . . . .	68	12	6	12	14	260	304
21	Казахской ССР . . . . .	138	72	12	115	190	141	530
22	Туркменской ССР . . . . .	1	2	—	3	3	—	8
23	Таджикской ССР . . . . .	10	37	11	66	44	28	186
24	Узбекской ССР . . . . .	14	7	5	14	8	16	50
25	Киргизской ССР . . . . .	26	—	20	8	17	24	69
26	Красноярское . . . . .	21	3	1	2	2	33	41
27	Иркутское . . . . .	10	—	—	—	18	30	48
28	Якутское . . . . .	4	1	—	1	10	9	21
29	Колымское . . . . .	27	27	6	17	33	61	144
30	Дальнего Востока . . . . .	16	9	6	4	3	7	29
31	Приморское . . . . .	7	2	4	—	8	4	18
32	Камчатское . . . . .	13	3	19	—	—	36	58
33	Сахалинское . . . . .	12	15	8	—	1	13	37
	Сумма . . . . .	1344	1912	368	1541	2049	3726	9596

## Средний удельный вес гололедно-изморозевых отложений

№ п/п	УГМС	Голо- лед	Мокрый снег	Смесь	Изморозь	
					зернистая	кристал- лическая
1	Мурманское . . . . .	0,54	0,25	0,12	0,22	0,04
2	Северное . . . . .	0,43	0,13	0,09	0,10	0,04
3	Северо-Западное . . . . .	0,44	0,21	0,10	0,08	0,04
4	Эстонской ССР . . . . .	0,47	0,20	0,05	0,10	0,04
5	Латвийской ССР . . . . .	0,59	—	0,16	0,07	0,05
6	Литовской ССР . . . . .	0,69	—	0,20	0,18	0,04
7	Белорусской ССР . . . . .	0,57	0,47	0,13	0,07	0,04
8	Украинской ССР . . . . .	0,60	0,23	0,26	0,19	0,05
9	Молдавской ССР . . . . .	0,72	0,16	0,34	0,35	0,08
10	Центральных областей . . . . .	0,59	0,18	0,18	0,10	0,04
11	Центрально-Черноземных областей	0,60	0,21	0,21	0,13	0,06
12	Верхне-Волжское . . . . .	0,49	0,20	0,15	0,10	0,04
13	Приволжское . . . . .	0,58	0,36	0,19	0,15	0,04
14	Северо-Кавказское . . . . .	0,57	0,23	0,23	0,17	0,06
15	Грузинской ССР . . . . .	0,96	0,41	0,33	0,38	0,12
16	Азербайджанской ССР . . . . .	0,68	0,21	0,42	0,29	0,06
17	Армянской ССР . . . . .	0,54	0,08	0,38	0,36	0,29
18	Уральское . . . . .	0,54	0,35	0,23	0,29	0,19
19	Омское . . . . .	0,58	0,18	0,32	0,33	0,07
20	Западно-Сибирское . . . . .	0,49	0,28	0,11	0,07	0,05
21	Казахской ССР . . . . .	0,69	0,17	0,20	0,12	0,07
22	Туркменской ССР . . . . .	0,42	—	0,17	0,12	—
23	Таджикской ССР . . . . .	0,58	0,08	0,30	0,26	0,25
24	Узбекской ССР . . . . .	0,67	0,16	0,24	0,18	0,13
25	Киргизской ССР . . . . .	—	0,19	0,39	0,18	0,05
26	Красноярское . . . . .	0,40	0,22	0,04	0,04	0,06
27	Иркутское . . . . .	—	—	—	0,04	0,03
28	Якутское . . . . .	0,97	—	0,01	0,08	0,05
29	Колымское . . . . .	0,73	0,73	0,28	0,18	0,07
30	Дальнего Востока . . . . .	0,75	0,39	0,23	0,17	0,06
31	Приморское . . . . .	0,62	0,30	—	0,23	0,21
32	Камчатское . . . . .	0,69	0,37	—	—	0,04
33	Сахалинское . . . . .	0,72	0,46	—	0,10	0,04
	Среднее по всем УГМС . . . . .	0,58	0,24	0,21	0,21	0,06

Повторяемость различных градаций дельного веса  $\gamma$ 

УГМС	Градации $\gamma$ г/см <sup>3</sup>										
	0,01—0,10	0,11—0,20	0,21—0,30	0,31—0,40	0,41—0,50	0,51—0,60	0,61—0,70	0,71—0,80	0,81—0,90	0,91—1,00	
Северное . . . . .	6,1	14,8	13,6	16,1	8,7	17,3	5,0	8,6	4,9	4,9	
Северо-Западное . . . . .	12,5	12,5	12,5	20,8	4,2	12,5	—	8,3	12,5	4,2	
Эстонской ССР . . . . .	—	15,4	15,3	7,7	30,8	—	15,4	—	15,4	—	
Латвийской ССР . . . . .	2,4	4,8	10,7	13,0	8,4	11,9	10,6	11,9	6,0	20,3	
Литовской ССР . . . . .	—	—	—	5,0	5,0	20,0	25,0	20,0	10,0	15,0	
Белорусской ССР . . . . .	4,4	2,9	7,4	14,7	13,2	14,7	7,4	14,7	8,8	11,8	
Украинской ССР . . . . .	1,1	3,0	7,5	11,8	12,8	16,4	14,3	9,1	9,2	14,8	
Молдавской ССР . . . . .	—	2,8	5,5	5,6	5,5	11,1	11,1	19,4	11,1	27,9	
Центральных областей Центрально-Чернозем- ных областей . . . . .	0,9	4,4	7,9	11,4	14,9	14,0	12,3	11,4	6,1	16,7	
Верхне-Волжское . . . . .	3,9	2,9	11,5	10,6	12,5	11,5	8,6	8,7	7,7	22,1	
Приволжское . . . . .	11,2	4,2	9,9	12,6	19,8	9,8	7,1	12,7	5,7	7,0	
Северо-Кавказское . . . . .	2,4	5,4	12,1	7,9	12,1	14,6	14,0	10,9	6,6	14,0	
Азербайджанской ССР . . . . .	1,6	2,8	5,7	10,2	20,4	15,1	20,4	9,4	7,8	6,6	
Армянской ССР . . . . .	—	4,8	4,8	4,8	14,3	23,5	9,6	9,6	4,8	23,8	
Уральское . . . . .	—	—	9,5	14,3	23,8	23,8	9,6	9,5	—	9,5	
Омское . . . . .	3,4	5,1	10,2	11,8	20,3	13,6	11,8	6,8	1,7	15,3	
Западно-Сибирское . . . . .	—	8,0	8,0	16,0	12,0	8,0	—	16,0	16,0	16,0	
Казахской ССР . . . . .	8,3	8,3	25,0	—	8,3	16,6	8,3	8,4	8,4	8,4	
	6,9	2,8	4,2	9,8	12,5	13,9	12,5	12,5	11,1	13,8	

Г о л о л е д

Таджикской ССР . . . . .	2,7	2,7	10,8	16,2	13,5	10,8	5,4	16,2	5,4	16,3
Узбекской ССР . . . . .	—	—	—	14,3	—	14,3	28,5	28,6	14,3	—
Колымское . . . . .	—	—	3,7	14,9	3,7	11,1	14,8	18,5	7,4	25,9
Дальнего Востока . . . . .	—	11,1	—	—	11,1	11,1	—	11,1	—	55,6
Сахалинское . . . . .	13,3	—	—	—	6,6	6,6	—	13,4	26,7	33,4
По всем УГМС . . . . .	2,8	4,1	8,4	11,3	13,7	14,4	12,6	10,5	8,0	14,2

Мокрый снег

Мурманское . . . . .	37,5	25,0	25,0	—	—	—	—	—	—	12,5
Северное . . . . .	20,0	60,0	20,0	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Западное . . . . .	38,4	15,4	15,4	23,1	7,7	—	—	—	—	—
Эстонской ССР . . . . .	44,4	44,5	11,1	—	—	—	—	—	—	—
Украинской ССР . . . . .	22,1	33,7	23,3	5,8	8,1	4,6	1,2	1,2	—	—
Центральных областей Центрально-Чернозем- ных областей . . . . .	37,5	37,5	12,5	8,3	—	—	—	4,2	—	—
Верхне-Волжское . . . . .	29,5	35,2	23,5	5,9	—	—	—	—	—	5,9
Приволжское . . . . .	25,0	41,7	16,6	—	16,7	—	—	—	—	—
Северо-Кавказское . . . . .	22,2	11,1	—	22,2	22,3	11,1	—	11,1	—	—
Грузинской ССР . . . . .	36,0	20,0	22,0	8,0	4,0	4,0	—	2,0	4,0	—
Азербайджанской ССР . . . . .	28,6	14,3	—	—	—	28,5	—	14,3	14,3	—
Армянской ССР . . . . .	25,0	25,0	25,0	12,5	12,5	—	—	—	—	—
Уральское . . . . .	83,4	16,6	—	—	—	25,0	—	—	—	—
Омское . . . . .	12,5	37,5	—	—	12,5	—	12,5	—	—	—
Западно-Сибирское . . . . .	66,6	—	—	—	33,4	—	—	—	—	—
Казахской ССР . . . . .	33,4	16,6	—	16,6	—	—	33,4	—	—	—
	41,7	25,0	25,0	—	—	8,3	—	—	—	—

УГМС	Градации $\gamma$ г/см <sup>3</sup>									
	0,01—0,10	0,11—0,20	0,21—0,30	0,31—0,40	0,41—0,50	0,51—0,60	0,61—0,70	0,71—0,80	0,81—0,90	0,91—1,00
Таджикской ССР . . . . .	81,8	9,1	9,1	—	—	—	—	—	—	—
Узбекской ССР . . . . .	40,0	20,0	40,0	—	—	—	—	—	—	—
Киргизской ССР . . . . .	30,0	30,0	30,0	5,0	—	—	5,0	—	—	—
Колымское . . . . .	—	—	—	—	16,7	33,3	—	—	16,7	33,3
Дальнего Востока . . . . .	16,6	16,6	—	—	50,1	—	—	—	16,7	—
Камчатское . . . . .	5,3	15,8	26,3	10,6	15,7	5,3	21,0	—	—	—
Сахалинское . . . . .	12,5	—	12,5	25,0	25,0	—	12,5	—	—	12,5
По всем УГМС . . . . .	29,9	25,9	18,7	7,0	7,3	4,4	2,4	1,4	1,6	1,4
Смесь										
Мурманское . . . . .	65,6	14,8	11,5	3,3	1,6	1,6	—	1,6	—	—
Северное . . . . .	74,4	20,5	1,3	—	1,3	—	1,3	—	—	1,2
Северо-Западное . . . . .	70,0	22,8	3,6	1,8	1,8	—	—	—	—	—
Эстонской ССР . . . . .	76,5	23,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Латвийской ССР . . . . .	48,8	17,9	20,5	10,2	2,6	—	—	—	—	—
Литовской ССР . . . . .	54,5	—	18,2	9,1	9,1	9,1	—	—	—	—
Белорусской ССР . . . . .	47,5	37,5	12,5	2,5	—	—	—	—	—	—
Украинской ССР . . . . .	23,7	26,0	16,7	12,2	10,1	3,8	3,1	1,7	1,0	1,7
Молдавской ССР . . . . .	9,0	36,4	9,1	9,1	9,1	—	27,3	—	—	—
Центральных областей Центрально-Чернозем- ных областей . . . . .	48,0	19,2	13,7	8,2	5,5	2,8	2,6	—	—	—
	32,0	32,0	15,0	7,0	4,0	4,0	3,1	2,0	0,9	—

Верхне-Волжское . . .	54,4	21,5	12,8	5,7	2,8	1,4	1,4	—	—	—	—
Приволжское . . . . .	39,4	28,3	11,2	10,1	4,0	3,0	2,0	2,0	—	—	—
Северо-Кавказское . . .	21,5	32,8	21,4	11,8	4,6	4,5	2,8	0,6	—	—	—
Грузинский ССР . . . . .	9,1	36,4	18,2	—	27,2	—	—	—	—	—	9,1
Азербайджанской ССР . . .	25,0	12,5	—	12,5	25,0	—	—	—	—	—	25,0
Армянской ССР . . . . .	5,5	13,9	16,7	19,5	22,2	16,6	2,8	—	—	—	2,8
Уральское . . . . .	39,6	27,2	13,5	5,2	2,1	2,1	1,0	3,1	1,0	1,0	5,2
Омское . . . . .	14,8	26,0	11,1	14,8	18,5	—	11,1	—	—	—	3,7
Западно-Сибирское . . . .	50,0	41,7	8,3	—	—	—	—	—	—	—	—
Казахской ССР . . . . .	41,8	26,9	7,8	7,8	7,9	3,4	2,6	—	0,9	0,9	0,9
Туркменской ССР . . . . .	33,3	—	66,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Таджикской ССР . . . . .	1,1	25,8	19,7	18,2	7,6	4,6	4,5	1,5	—	—	3,0
Узбекской ССР . . . . .	28,6	14,3	35,8	—	7,1	7,1	7,1	—	—	—	—
Киргизской ССР . . . . .	—	12,5	37,5	25,0	12,5	—	—	—	—	—	12,5
Колымское . . . . .	29,4	17,7	17,6	11,8	5,9	5,9	—	—	11,7	11,7	—
По всем УГМС . . . . .	37,0	25,2	15,1	8,7	6,0	3,0	2,5	0,9	0,4	0,4	1,2

УГМС	Градации $\tau$ г/см <sup>2</sup>											
	0,01—0,10	0,11—0,20	0,21—0,30	0,31—0,40	0,41—0,50	0,51—0,60	0,61—0,70	>0,70				
Мурманское . . . . .	42,2	26,6	7,7	10,9	—	—	—	—	—	—	—	6,3
Северное . . . . .	66,7	26,3	1,4	1,4	4,2	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Западное . . . . .	85,7	7,1	7,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лавинской ССР . . . . .	66,7	33,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Зернистая изморозь

УГМС	Градации т.г/см <sup>2</sup>									
	0,01—0,10	0,11—0,20	0,21—0,30	0,31—0,40	0,41—0,50	0,51—0,60	0,61—0,70	>0,70		
Литовской ССР . . . . .	57,1	35,7	7,2	—	—	—	—	—	—	—
Белорусской ССР . . . . .	90,5	6,4	3,1	—	—	—	—	—	—	—
Украинской ССР . . . . .	38,7	28,0	10,9	9,0	6,6	5,0	1,5	0,3	—	—
Центральных областей . . . . .	75,7	17,1	4,8	2,4	—	—	—	—	—	—
Центрально-Черноземных областей . . . . .	52,2	28,3	10,8	3,2	2,2	—	2,2	1,1	—	—
Верхне-Волжское . . . . .	68,5	23,7	5,2	2,6	—	—	—	—	—	—
Приволжское . . . . .	53,4	23,0	13,1	1,2	6,9	—	1,2	1,2	—	—
Северо-Кавказское . . . . .	32,0	41,8	18,0	3,8	2,4	1,0	0,5	0,5	—	—
Грузинской ССР . . . . .	17,2	14,3	17,2	11,4	14,3	8,6	8,5	8,5	—	—
Азербайджанской ССР . . . . .	20,3	25,7	12,9	10,3	18,0	12,8	—	—	—	—
Армянской ССР . . . . .	7,2	17,9	27,2	20,6	8,7	7,9	3,8	6,7	—	—
Уральское . . . . .	14,3	26,9	21,9	14,6	10,8	3,8	2,4	5,3	—	—
Омское . . . . .	23,3	28,1	17,1	14,6	3,6	3,6	6,1	3,6	—	—
Западно-Сибирское . . . . .	93,0	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Казахской ССР . . . . .	85,8	10,0	2,6	1,0	—	0,6	—	—	—	—
Таджикской ССР . . . . .	20,4	18,3	20,7	18,0	18,0	4,6	—	—	—	—
Узбекской ССР . . . . .	37,5	37,5	12,5	—	12,5	—	—	—	—	—
Киргизской ССР . . . . .	41,1	17,8	23,4	11,8	5,9	—	—	—	—	—
Иркутское . . . . .	89,0	11,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Якутское . . . . .	80,0	20,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Колымское . . . . .	33,2	39,2	12,2	9,2	3,1	3,1	—	—	—	—
Приморское . . . . .	12,5	50,0	12,5	—	25,0	—	—	—	—	—
По всем УГМС . . . . .	38,3	24,4	14,7	9,4	5,6	3,4	1,8	2,4	—	—

УГМС	Градации $\gamma$ г/см <sup>3</sup>						
	0,1—0,5	0,6—0,10	0,11—0,20	0,21—0,30	0,31—0,40	0,41—0,50	>0,50
Мурманское . . . . .	73,7	24,5	1,8	—	—	—	—
Северное . . . . .	77,3	19,9	2,5	0,3	—	—	—
Северо-Западное . . . . .	85,8	13,2	1,0	—	—	—	—
Эстонской ССР . . . . .	82,7	16,0	1,3	—	—	—	—
Латвийской ССР . . . . .	73,4	20,9	5,7	—	—	—	—
Литовской ССР . . . . .	71,5	21,4	7,1	—	—	—	—
Белорусской ССР . . . . .	83,4	14,5	1,4	0,7	—	—	—
Украинской ССР . . . . .	77,6	15,7	6,3	0,4	—	—	—
79,8	15,8	3,6	0,4	—	—	—	—
Центрально-Черноземных областей . . . . .	69,0	21,2	6,3	2,3	0,6	—	0,6
Верхне-Волжское . . . . .	82,4	15,2	2,3	—	—	—	0,1
Приволжское . . . . .	76,6	19,3	3,7	0,4	—	—	—
Северо-Кавказское . . . . .	67,0	26,9	3,4	1,8	—	—	0,9
Грузинской ССР . . . . .	45,5	36,4	—	18,1	—	—	—
Азербайджанской ССР . . . . .	50,0	33,4	16,6	—	—	—	—
Армянской ССР . . . . .	5,9	5,9	25,6	39,4	11,8	1,9	9,5
23,1	22,4	20,2	15,7	15,7	6,0	6,0	5,8
Уральское . . . . .	66,8	16,6	9,3	4,0	2,0	1,9	0,3
Омское . . . . .	75,0	16,5	6,5	2,0	—	—	—
Западно-Сибирское . . . . .	34,0	25,5	24,8	8,5	4,9	1,4	0,9
Казахской ССР . . . . .	7,1	21,4	32,2	7,2	17,8	6,2	14,3
Таджикской ССР . . . . .	50,0	18,9	18,7	—	—	—	6,2
Узбекской ССР . . . . .	71,0	20,8	8,2	—	—	—	—
Киргизской ССР . . . . .	69,8	15,1	6,1	9,0	—	—	—
Красноярское . . . . .	89,9	10,1	—	—	—	—	—
Иркутское . . . . .	88,9	—	—	11,1	—	—	—
Якутское . . . . .	44,3	41,0	9,9	3,2	1,6	—	—
Колымское . . . . .	92,5	7,5	—	—	—	—	—
Сахалинское . . . . .	11,4	11,4	—	—	—	—	—
Камчатское . . . . .	88,6	—	—	—	—	—	—
По всем УГМС . . . . .	71,1	18,6	6,1	2,4	0,9	0,3	0,6

Кристаллическая изморозь

По некоторым УГМС число таких наблюдений оказалось незначительным (менее 50), что частично объясняется малой повторяемостью гололедно-изморозевых явлений, а также и тем, что исходные данные, нужные для расчета удельного веса, не во всех УГМС определяются достаточно регулярно. Однако общее число наблюдений, использованных в данной работе, достигает 9596. На основании их можно рассчитать удельный вес отложений более точно, чем это делалось ранее.

Средний удельный вес различных видов отложений, полученный для территории каждого УГМС, представлен в табл. 2. В последней строке таблицы приводятся средние взвешенные значения удельного веса, рассчитанные по наблюдениям всех УГМС.

Среднее взвешенное значение удельного веса гололеда получилось меньше расчетного (принятого для определения гололедных нагрузок), однако в отдельных районах СССР, особенно в приморских и горных, средние значения удельного веса гололеда оказались близкими к расчетному.

Удельный вес смеси, отложений мокрого снега и зернистой изморози в преобладающем большинстве районов нашей страны значительно больше расчетных значений. Даже среднее значение удельного веса зернистой изморози в 2 раза превосходит расчетное, а в тех районах, где этот вид отложений наблюдается часто, удельный вес их даже более чем в 2 раза превышает расчетную величину. Например, на территории Армянской ССР он равен  $0,36 \text{ г/см}^3$ , Урала —  $0,29$ , Таджикской ССР —  $0,26$ , Азербайджанской ССР —  $0,29 \text{ г/см}^3$ . Много случаев зернистой изморози наблюдалось на Украине, здесь среднее значение ее удельного веса почти в 2 раза превосходит расчетное.

Отложения мокрого снега являются особенно плотными на Дальнем Востоке, на Колыме, Сахалине, на Камчатке, а также в горных районах Советского Союза. Следовательно, там где этот вид отложений на проводах является преобладающим, а определение веса его максимальных отложений производилось нерегулярно, рассчитанные согласно СН [4] гололедные нагрузки занижены. Особенно они занижены в тех районах, где преобладает зернистая изморозь. При непосредственных единичных расчетах нормативной толщины стенки гололеда по большому и малому диаметрам отложений необходимо вводить поправки с учетом удельного веса каждого вида отложений в различных физико-географических районах. Поправки могут быть внесены в номограмму, с помощью которой обычно производятся расчеты.

В табл. 3 приводятся дифференциальные повторяемости значений удельного веса гололеда и других отложений по каждому УГМС.

На рис. 3 представлены интегральные кривые распределения повторяемости значений удельного веса различных видов отложений. Они получены в результате обобщения данных по всем УГМС. Поскольку среднее значение удельного веса гололеда получилось

меньше расчетного, то наибольшее внимание было уделено анализу распределения повторяемостей его значений. Поэтому на рис. 3 для гололеда приводятся три кривые распределения — средняя по всем УГМС, для УГМС Украинской ССР и Северо-Кавказского УГМС. На территории этих двух УГМС гололед наблюдается часто и средний удельный вес этого вида отложения близок к среднему взвешенному значению, полученному по всем станциям

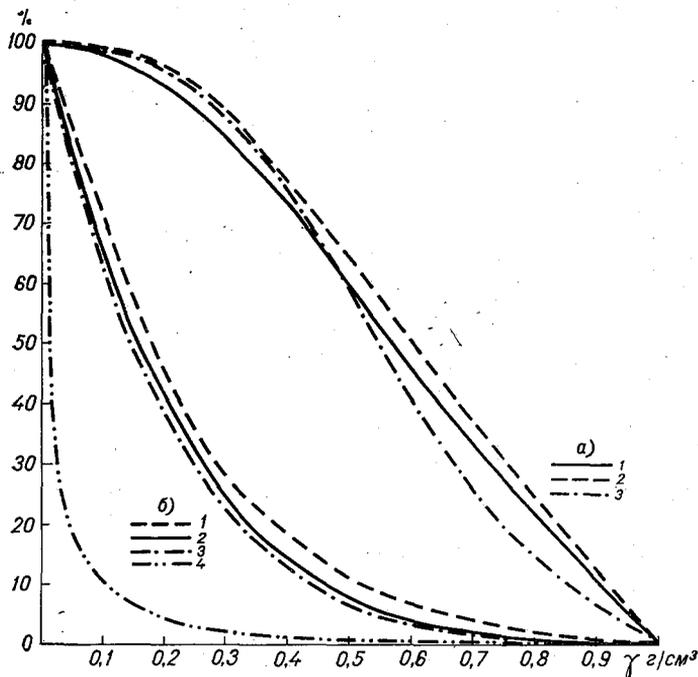


Рис. 3. Интегральная повторяемость различных значений удельного веса.

а) гололед: 1 — по всем УГМС, 2 — УГМС Украинской ССР, 3 — Северо-Кавказское УГМС; б) по всем УГМС: 1 — мокрый снег, 2 — смесь, 3 — зернистая изморозь, 4 — кристаллическая изморозь.

СССР. По рисунку видно, что обеспеченность значений удельного веса гололеда более 0,75 довольно значительна, по территории Украины она достигает 30%. Так что несмотря на меньшее значение среднего удельного веса по сравнению с расчетным, уменьшать его при расчетах нормативной стенки гололеда нецелесообразно. То же самое можно сказать в отношении кристаллической изморози. Наибольшее число значений удельного веса кристаллической изморози группируется вокруг его расчетной величины, среднее значение получилось близким к расчетному и в 20% случаев  $\gamma'$  превосходит его расчетную величину.

По интегральным кривым, характеризующим распределение удельного веса других отложений, видно, что  $\gamma'$  смеси в 40% случаев превышает его расчетное значение,  $\gamma'$  мокрого снега — в 45%, а  $\gamma'$  зернистой изморози — в 62% случаев больше расчетного. Эти данные также указывают на необходимость введения поправок на удельный вес, значение его следует брать больше принятого (расчетного).

В настоящей статье проведено обобщение результатов расчета удельного веса гололедно-изморозевых отложений лишь по территории отдельных УГМС. Для более тщательного изучения этого климатического показателя необходимо рассмотреть влияние на плотность отложений метеорологических и физико-географических факторов.

Все расчеты выполнены М. А. Гауль и Н. С. Сорокиной.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоус И. М. О расчете максимальных стенок гололеда на проводах линий электропередач в горных районах Тянь-Шаня. Труды ГГО, вып. 246. 1969.
2. Заварина М. В. К расчету гололедных нагрузок. См. наст. сб.
3. Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР. Под ред. В. В. Бургсдорфа и Н. С. Муретова. Госэнергоиздат, М.—Л., 1960 (Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. 1).

## ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПЛОТНОСТЬ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Гололедные нагрузки на воздушные линии связи и электропередачи, а также на элементы различных сооружений рассчитываются по толщине стенки гололеда [8]. Последняя при отсутствии данных о весовых измерениях определяется по размерам отложения (большому и малому диаметрам) и среднему значению их объемного (удельного) веса. Для равнинно-холмистой территории Советского Союза в качестве расчетного принято среднее значение объемного веса ( $\gamma$ ) гололеда  $0,75 \text{ г/см}^3$ , смеси и мокрого снега —  $0,2 \text{ г/см}^3$ , зернистой и кристаллической изморози — соответственно  $0,1$  и  $0,05 \text{ г/см}^3$  [4], [5]. В работах [1—3] указывалось, что значения  $\gamma$  отложений, образующихся на проводах в условиях горного рельефа, отличаются от приведенных значений.

В данной статье рассматривается зависимость  $\gamma$  от физико-географических и метеорологических условий. Объемный вес отложений рассчитан по материалам наблюдений 50 станций, расположенных равномерно по территории Казахстана.

Из табл. 1 видно, что среднее значение  $\gamma$  отложений гололеда меньше расчетного и для многих станций составляет  $0,5$ — $0,6 \text{ г/см}^3$  (в среднем  $0,6$ ). На открытых частях гор, перевалах эти величины несколько больше, чем в равнинных и защищенных условиях рельефа. Объемный вес смеси в среднем равен  $0,3 \text{ г/см}^3$ , а зернистой изморози  $0,2 \text{ г/см}^3$ . Эти виды отложений более плотные в горных районах по сравнению с равнинными районами.

На рис. 1 приводится распределение повторяемости объемного веса гололедно-изморозевых отложений в различных условиях рельефа. Равнину характеризуют станции, расположенные до высоты  $200 \text{ м}$  над ур. м., плато и мелкосопочник — от  $200$  до  $600 \text{ м}$ .

Из рис. 1 видно, что объемный вес гололеда колеблется от  $0,3$  до  $0,95 \text{ г/см}^3$ . Наибольшая повторяемость для равнин приходится на  $\gamma=0,4$  и  $0,6 \text{ г/см}^3$  ( $23$  и  $17\%$ ), для плато и мелкосопочника —  $0,6$

Средние и экстремальные значения объемного веса гололедно-

Рельеф	Гололед				Смесь			
	$\bar{\gamma}$	макс.	мин.	число случаев	$\bar{\gamma}$	макс.	мин.	число случаев
Западный и Юго-								
Равнина . . . . .	0,57	1,00	0,30	88	0,27	0,95	0,10	21
Подуральско-Эмбинское плато . . . . .	0,57	1,00	0,31	87	0,35	0,89	0,06	54
Южный и Юго-								
Равнина . . . . .	0,50	0,50	0,38	3	0,27	0,36	0,09	3
Предгорная равнина . . .	0,61	1,00	0,33	17	0,32	0,98	0,11	26
Хр. Каратау . . . . .	0,71	1,00	0,37	29	0,41	0,86	0,12	27
Чу-Илийские горы . . . .	0,65	1,00	0,37	19	0,32	0,95	0,08	38
Равнина . . . . .	0,72	0,97	0,35	11	0,13	1,00	0,08	17
Восточный								
Плоскогорье . . . . .	0,76	0,89	0,68	4	0,40	0,92	0,17	16
Северный								
Равнина . . . . .	0,51	1,00	0,29	13	0,15	0,30	0,08	16
Центральный								
Мелкосопочник . . . . .	0,55	1,00	0,31	14	0,32	0,66	0,08	12

и 0,95 г/см<sup>3</sup> (20 и 17%). Небольшие значения объемного веса гололеда (порядка 0,3—0,4 г/см<sup>3</sup>), как правило, наблюдаются при низких температурах воздуха и туманах небольшой интенсивности.

Объемный вес смеси наряду с хорошо выраженным максимумом, который приходится на  $\gamma=0,1$  (34% — для равнин, 47% — для плато и мелкосопочника), в 43—41% случаев находится в пределах от 0,3 до 0,8 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, объемный вес гололедно-изморозевых отложений колеблется в широких пределах.

Для выяснения причин большой изменчивости объемного веса гололедно-изморозевых отложений, на рис. 2 приведена зависимость объемного веса отложений от высоты места для западных и северо-западных склонов Таласского хребта, северных, северо-восточных и юго-западных склонов хр. Каратау. Из рисунка видно, что на высоте 500 м отложения гололеда являются более плотными на западных и северо-западных склонах и наименее — на юго-западных; на высоте 1000 м  $\gamma$  равно соответственно 0,75 и 0,65 г/см<sup>3</sup>.

Таблица 1

## изморозевых отложений в различных условиях рельефа

Зернистая изморозь				Кристаллическая изморозь				Мокрый снег			
$\bar{Y}$	макс.	мин.	число случаев	$\bar{Y}$	макс.	мин.	число случаев	$\bar{Y}$	макс.	мин.	число случаев
Западный Казахстан											
0,13	0,22	0,07	37	0,06	0,11	0,01	140				
0,20	0,78	0,05	105	0,05	0,18	0,01	187				
Восточный Казахстан											
0,10	0,12	0,09	4	0,05	0,08	0,02	11	0,55	0,88	0,35	5
0,13	0,30	0,06	42	0,05	0,11	0,01	51	0,30	1,00	0,09	26
0,22	0,64	0,08	122	0,06	0,24	0,02	66	0,45	0,56	0,18	4
0,26	0,66	0,04	143	0,05	0,20	0,01	44	0,15	0,18	0,11	4
0,10	0,26	0,03	14	0,05	0,14	0,01	33				
Казахстан											
0,22	0,55	0,09	56	0,05	0,19	0,01	107				
Казахстан											
0,11	0,32	0,05	16	0,05	0,30	0,01	78				
Казахстан											
0,11	0,51	0,03	50	0,05	0,20	0,01	132				

Объемный вес отложений гололеда на восточных и северо-восточных склонах на этих высотах имеет промежуточные значения. Объемный вес смеси на рассматриваемых уровнях склонов близок к  $0,3-0,4 \text{ г/см}^3$ , зернистой изморози — к  $0,15-0,25 \text{ г/см}^3$ , а кристаллической — к  $0,05-0,10 \text{ г/см}^3$ . Плотность этих видов отложения несколько выше на западных, северо-западных и юго-западных склонах, чем на восточных и северо-восточных.

Объемный вес отложений больше на открытых склонах, чем в защищенных условиях рельефа, что видно из сравнения рис. 2 с данными, которые приводятся в [3]. Например, на уровне 1000 м объемный вес гололеда в защищенных условиях рельефа ниже, чем в открытых на  $0,2 \text{ г/см}^3$  ( $0,7-0,5 \text{ г/см}^3$ ), смеси — на  $0,15 \text{ г/см}^3$  ( $0,4-0,25 \text{ г/см}^3$ ). Защищенность станций определялась по методике, изложенной в [6].

Для Подуральско-Эмбинского плато характерным является большая плотность отложений смеси и зернистой изморози по сравнению с объемным весом этих же видов обледенения на определенных уровнях склонов хребтов (табл. 2). Это объясняется

в основном повышенными скоростями ветра в период гололедообразования на территории плато.

Влияние ветра и температуры воздуха на объемный вес смеси и зернистой изморози можно видеть на рис. 3, построенном по данным станции Курдай и Северный поселок; рис. 3 характеризует горные районы, относящиеся к типу рельефа VIII [7] и классу открытости 8а.

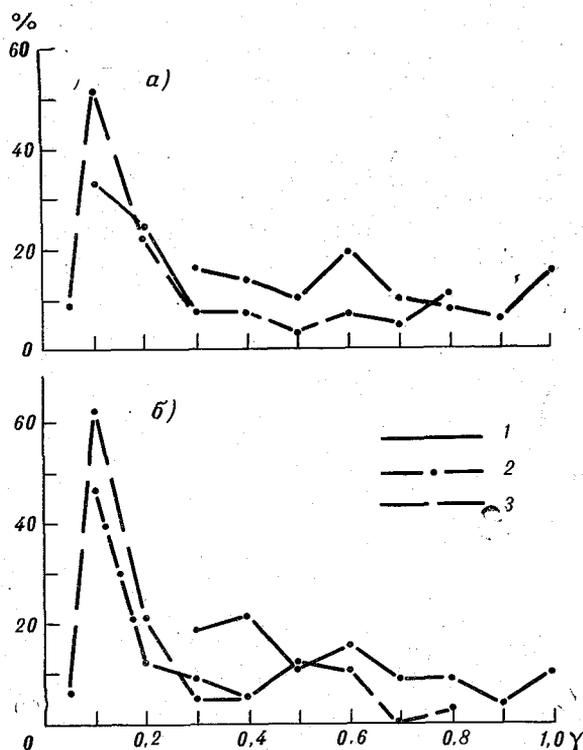


Рис. 1. Повторяемость объемного веса гололедно-изморозевых отложений.  
а — равнина, б — плато и мелкосопочник; 1 — гололед, 2 — смесь, 3 — зернистая изморозь.

По оси абсцисс отложено среднее значение температуры воздуха за период нарастания и достижения отложений максимальных размеров при рассчитанных таким же образом двух градациях ветра: 0—6 и 7—12 м/сек.

Из рис. 3 видно, что при одном и том же значении температуры воздуха плотность отложений возрастает примерно на  $0,1 \text{ г/см}^3$  при переходе с первой на вторую градацию ветра. Особенно заметно изменение объемного веса отложений в интервале темпера-

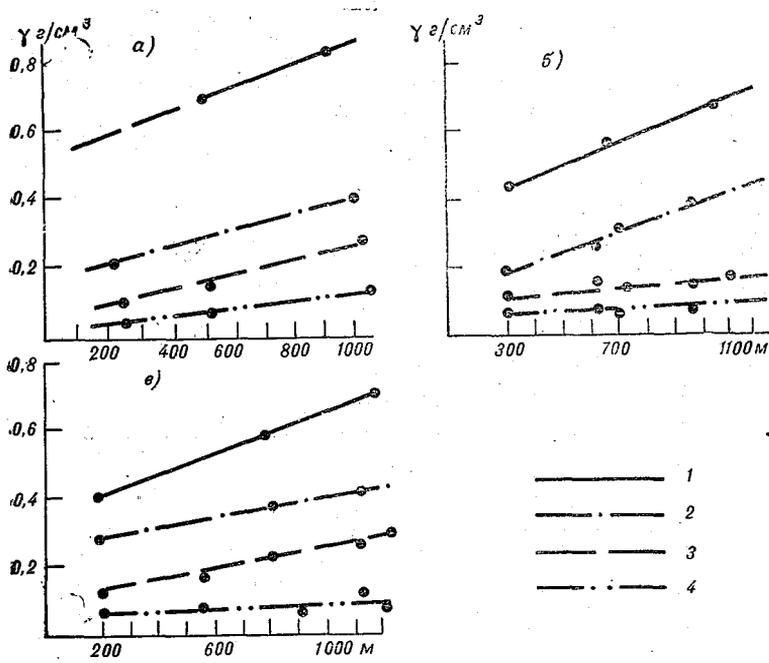


Рис. 2. Зависимость объемного веса гололедно-изморозевых отложений от высоты места и экспозиции склонов.  
 а — западные и северо-западные склоны Таласского хребта, б — северные и северо-восточные склоны хребтов Каратау и Киргизского, в — западные и юго-западные склоны хребта Каратау; 1 — гололед, 2 — смесь, 3 — зернистая изморозь, 4 — кристаллическая изморозь.

Таблица 2  
 Зависимость объемного веса смеси и зернистой изморози от разных форм рельефа

Рельеф	Высота над уровнем моря, м	Вид отложений	
		смесь	зернистая изморозь
Подуральско-Эмбинское плато . . . . .	300	0,3	0,15
Западные и северо-западные склоны Таласского хребта . . . . .	300	0,25	0,10
Восточные и северо-восточные склоны Каратау . .	300	0,20	0,10
Подуральско-Эмбинское плато . . . . .	400	0,40	0,20
Западные и северо-западные склоны Таласского хребта . . . . .	400	0,25	0,15
Восточные и северо-восточные склоны Каратау . .	400	0,20	0,10

тур от 0 до  $-5^{\circ}$ . При температуре  $-6^{\circ}$  и ниже плотность отложений изменяется незначительно. Это объясняется различной скоростью растекания переохлажденных капель тумана и облаков в процессе замерзания на предмете. При температуре воздуха  $-5^{\circ}$  и выше капли быстрее растекаются и замерзая образуют более

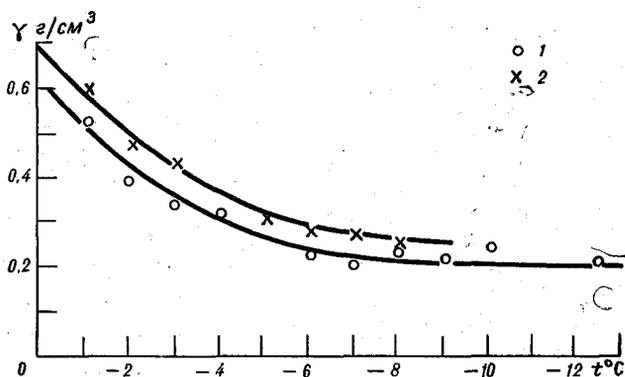


Рис. 3. Зависимость объемного веса отложений смеси и зернистой изморози от температуры воздуха и скорости ветра ( $u$ ) в период нарастания отложений.

1)  $u=0-6$  м/сек.; 2)  $u=7-12$  м/сек.

плотные отложения. При низких температурах воздуха переохлажденные капли, как правило, мельче и замерзают быстрее. В этих случаях между зернами сохраняется воздух, количество которого в зависимости от скорости замерзания капель и температуры воздуха может меняться.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балабуев А. Г. Гололедно-изморозевые явления в Закавказье. Труды ГГО, вып. 3(65), 1947.
2. Белоус И. М. Об определении толщины стенки гололеда на проводах в горных районах. В сб. работ Алма-Атинской гидрометобсерватории, вып. 3, 1968.
3. Белоус И. М. О расчете максимальных стенок гололеда на проводах линий электропередач в горных районах Тянь-Шаня. Труды ГГО, вып. 246, Л., 1969.
4. Бургсдорф В. В., Муретов Н. С. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередачи. Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. 1, 1960.
5. Заварина М. В., Швер Ц. А. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
6. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роз-диаграмм ветра. Труды ГГО, вып. 113, 1960.
7. Раевский А. Н. К вопросу о повторяемости гололеда. Метеорология и гидрология, № 1, 1953.
8. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-65. Госстройиздат, М., 1966.

Ц. А. ШВЕР, М. Л. ГАУЛЬ

## ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР ЗА СЕЗОНЫ 1965/66 и 1966/67 гг.

В работе [2] указывалось на необходимость ежегодного анализа гололедно-изморозевых отложений, для чего в ГГО были разработаны специальные методические указания 3, по которым, начиная с сезона 1965/66 г., во всех УГМС составляются научные обзоры. Обзоры позволяют оперативно анализировать материал для уточнения районирования территории СССР по толщине нормативной стенки гололеда 5.

Данные наблюдений на территории Среднеазиатских республик и Казахской ССР анализировались в специальных работах САНИГМИ и УГМС Казахской ССР.

В работах [3], [4] отсутствует районирование для части территории СССР. В основном это горные районы. Поэтому для таких УГМС приведено только общее число станций, на которых зарегистрированы гололедно-изморозевые отложения. В дальнейшем эти данные могут служить основой для районирования, а на Кавказе, где районирование выполнено ЗаКНИГМИ,— для его уточнения.

Всего за сезон 1965/66 г. отложения гололеда и изморози зарегистрированы на 1224 станциях, а за 1966/67 г.— на 1372 станциях (табл. 1).

Число станций, на которых отмечены отложения, по отношению к их общему числу на равнинной части территории может служить показателем охвата территории за текущий сезон гололедно-изморозевыми отложениями.

В 1965/66 г. более 55—60% всех станций на равнинной части ЕТС отметили гололедно-изморозевые отложения. На территории УГМС Украинской ССР, Молдавской ССР, Центральные областей и Верхне-Волжского УГМС доля таких станций увеличилась до 70%. На Северо-Западе ЕТС, в Литовской ССР и Белорусской ССР, в Центрально-Черноземных областях более 80% территории было охвачено гололедно-изморозевыми отложениями. В Западной Сибири также значительная часть территории была подвержена

Таблица 1

## Сведения о гололедно-изморозевых отложениях

УГМС	Число станций, где наблюдались			
	отложения гололеда или изморози		превышения на один район	
	1965/66 г.	1966/67 г.	1965/66 г.	1966/67 г.
Северное . . . . .	94	94	26	10
Мурманское . . . . .	15	23	4	5
Северо-Западное . . . . .	76	67	9	11
Эстонской ССР . . . . .	14	14	3	1
Латвийской ССР . . . . .	22	22	3	1
Литовской ССР . . . . .	25	14	1	2
Белорусской ССР . . . . .	48	47	1	1
Центральных областей . . . . .	80	77	16	11
Центрально-Черноземных областей . . . . .	58	43	8	14
Верхне-Волжское . . . . .	69	82	15	19
Уральское . . . . .	91	143	5	17
Украинской ССР . . . . .	179	170	29	18
Молдавской ССР . . . . .	17	15	0	0
Приволжское . . . . .	87	88	5	8
Северо-Кавказское . . . . .	88	104	10	21
Грузинской ССР . . . . .	6	6	—	1
Азербайджанской ССР . . . . .	14	17	—	0
Армянской ССР . . . . .	8	10	—	1
Омское . . . . .	44	69	5	5
Западно-Сибирское . . . . .	97	54	0	5
Иркутское . . . . .	4	5	3	0
Забайкальское . . . . .	18		0	
Красноярское . . . . .		11		1
Якутское . . . . .	1	3	0	1
Дальнего Востока . . . . .	7	22	1	4
Приморское . . . . .	10	6	2	3
Камчатское . . . . .	9	12	2	2
Колымское . . . . .	34	22	0	7
Южно-Сахалинское . . . . .	9	3	0	0

гололедно-изморозевым отложениям: 40% в Омском УГМС и 65% в Западно-Сибирском УГМС. На остальной части Сибири процент охвата территории не превысил 5, но в Приморье, на Камчатке и на Сахалине увеличился до 10.

За сезон 1966/67 г. охват гололедно-изморозевыми отложениями равнинной части Советского Союза составил 50%, с увеличением на ЕТС до 70%. При этом на территории УГМС Белорусской ССР, Верхне-Волжского и Уральского УГМС на всех станциях отмечены отложения гололеда или изморози.

Таблица 2

Максимальные отложения за 1965/66 г.

Станция	Дата	Вид отложения	<i>b</i> мм
Кировск . . . . .	20/XII	Смесь . . .	5,8
Ковдор . . . . .	11/XI	Смесь . . .	3,2
Ловозеро . . . . .	10/XII	Изморозь	2,4
Мончегорск . . . . .	5/XI	Смесь . . .	5,5
Мурманск . . . . .	11/XII	Изморозь	7,4
Падун . . . . .	28/1	Изморозь	6,1
Перевал . . . . .	9/XII	Изморозь	15,1
Печенга-Никель . . . . .	10/XI	Изморозь	5,1
Пулозеро . . . . .	18/XI	Изморозь	4,8
Пялица . . . . .	5/IV	Гололед	3,0
Умба . . . . .	21/XII	Смесь . . .	5,1
Ура-Губа . . . . .	15/XII	Изморозь	4,8
Центральная . . . . .	27/XI	Изморозь	72,0
Юкспор . . . . .	7/X	Изморозь	29,3
• Янискоски . . . . .	10/XI	Изморозь	2,1

Преобладающее значение вертикальной зональности и местных особенностей местоположения станций не позволяет проводить подобное сравнение в горных районах.

Из обзоров по характеристике гололедных периодов для каждой станции были выбраны случаи наибольших отложений за данный сезон. Для таких случаев рассчитана нормативная толщина стенки гололедного отложения (*b*), приведенная к высоте 10 м, диаметру провода 10 мм и плотности 0,9 г/см<sup>3</sup>. Пример такой выборки по Мурманскому УГМС приводится в табл. 2.

Кроме общего числа станций, в табл. 1 дано число станций, на которых наблюдалось превышение толщины стенки гололеда за данный сезон по сравнению с нормативной толщиной, возможной 1 раз в 5 лет.

Территориальное распределение отклонений от нормативных величин за сезон 1965/66 г. показало, что превышения наблюдались повсеместно к западу от Урала, за исключением Молдавской ССР. По-видимому, распределение превышений на ЕТС связано с особенностями синоптической ситуации данного года.

На рассмотренной части территории Сибири не наблюдалось превышений в Западно-Сибирском и Сахалинском УГМС, а в остальных были единичные случаи, связанные с местными особенностями, а не с общей синоптической ситуацией.

В общей сложности в 20 УГМС на 153 станциях зарегистрированы гололедно-изморозевые отложения, превышающие размеры расчетных величин, возможные 1 раз в 5 лет. Это составляет 12% общего числа станций. На 52 станциях из 153, т. е. на одной трети, были превышены размеры расчетных величин, возможные 1 раз в 10 лет. От общего числа станций это составляет 4%. За сезон 1966/67 г. по всем УГМС на 180 станциях отмечено превышение величины гололедно-изморозевых отложений по сравнению с рекомендованными в [4] величинами, возможными 1 раз в 5 лет, а на 60 станциях — по сравнению с нормативными величинами, наблюдаемыми 1 раз в 10 лет. Таким образом, за три сезона, включая и сезон 1964/65 г. [2], на одинаковом числе станций отмечено превышение отложений на один или два района по сравнению с [4]. На большей части территории за сезоны 1965/66, 1966/67 гг. самые интенсивные отложения происходили в виде мокрого снега и сложных отложений. За сезон 1965/66 г. на севере ЕТС и на Кольском полуострове максимальные отложения были изморозевыми, а на территории УГМС Центрально-Черноземных областей, Украинской ССР и Северо-Кавказского УГМС значительная доля интенсивных отложений была в виде гололеда. За сезон 1966/67 г. интенсивные отложения на Азиатской территории СССР и на Урале были в виде изморози.

В первом районе из 370 станций, на которых зарегистрированы гололедно-изморозевые отложения в 1965/66 г., на 77 (21%) отмечены гололедные образования выше расчетных, а в 1966/67 г. из 450 станций — на 72 (16%) (табл. 3). Наибольший процент несовпадений в эти сезоны отмечен в Северном УГМС, УГМС Центральных и Центрально-Черноземных областей, а также в Верхне-Волжском УГМС. На территории последнего УГМС отмечен ряд несовпадений и в сезон 1964/65 г. [2]. По-видимому, на территории вышеуказанных четырех УГМС требуется уточнение районирования. В 1966/67 г. отмечены превышения и в Северо-Западном УГМС.

На 26 станциях первого района за 1965/66 г. и на 31 за 1966/67 г. превышена толщина гололедной стенки, наблюдаемой 1 раз в 10 лет, что, по существу, означает переход не только во второй, но и в третий район. Это может служить еще одним подтверждением, что в первом районе расчетная толщина стенки гололеда несколько занижена [2].

Наибольшее расхождение с районами, рекомендованными в [4], в сезон 1965/66 г. наблюдалось на севере ЕТС: из 94 станций, где зарегистрированы отложения изморози и гололеда, на 26 (28%) отмечено превышение на один район, а на 10 — на два района. Следует заметить, что наблюдения одного-двух лет не могут иметь

Таблица 3

Число станций в первом районе по гололедным нагрузкам с гололедно-изморозевыми отложениями ( $n_1$ ) и с превышениями ( $n_2$ )

УГМС	1965/66 г.		1966/67 г.	
	$n_1$	$n_2$	$n_1$	$n_2$
Северное . . . . .	42	20	44	6
Мурманское . . . . .	2	1	16	3
Северо-Западное . . . . .	64	8	51	11
Эстонской ССР . . . . .	10	3	12	1
Латвийской ССР . . . . .	6	1	—	—
Литовской ССР . . . . .	14	1	7	2
Белорусской ССР . . . . .	8	1	6	1
Центральных областей	43	15	39	1
Центрально-Черноземных областей . . . . .	16	7	20	И
Верхне-Волжское . . . . .	44	10	51	12
Уральское . . . . .	4	—	62	4
Украинской ССР . . . . .	8	1	—	—
Приволжское . . . . .	6	1	10	3
Северо-Кавказское . . . . .	12	1	9	3
Омское . . . . .	37	4	59	4
Западно-Сибирское . . . . .	50	—	35	4
Красноярское . . . . .	—	—	8	1
Иркутское . . . . .	4	3	—	—
Дальнего Востока . . . . .	—	—	3	2
Колымское . . . . .	—	—	18	3
Сумма . . . . .	370	77	450	72

решающего значения для уточнения районирования. Причем сезон 1966/67 г. был аномальным по своим циркуляционным характеристикам. Однако уже сейчас следует высказать предположение о повышении района гололедности на части территории севера ЕТС.

Карта гололедных нагрузок построена для преобладающих форм рельефа [3]. Разнообразие форм рельефа и колебания высот внутри данного гололедного района могут существенно изменить

величины гололедных нагрузок. Так, на интенсивность гололедно-изморозевых отложений влияет сочетание сложных форм рельефа с наветренной стороны и относительного повышения местности даже при небольших абсолютных высотах. На станциях первых четырех районов за сезон 1965/66 г. величина  $b \geq 20$  мм наблюдалась на склоновых станциях с высотами в пределах 200—300 м (Биряково, Волноваха, Дарьевка, им. Т. Г. Шевченко, Карабулак, Сплавнуха). Исключение составили две станции. Это ст. Горин (УГМС Дальнего Востока), высота 79 м. Здесь 15/X 1965 г. выпал мокрый снег. В пересчете на нормативную толщину стенки гололеда  $b = 53$  мм. Станция расположена на юго-восточном наветренном склоне Баджанского хребта, у подножья горы Чендок, в узкой долине р. Девятки (левый приток р. Горин), недалеко от озера Эворон. Вторая станция — Павловск (УГМС ЦЧО), высота 86 м. Здесь с 20 по 24/I наблюдались очень интенсивные отложения гололеда и максимальная величина была  $b = 27$  мм. Подробный разбор этого случая приводится в работе В. В. Малюги [5]. На всех остальных станциях  $b$  не превышало 20 мм.

В сезон 1966/67 г. на 14 станциях тех же районов наблюдались отложения, когда  $b \geq 20$  мм. Это станции Осьмино (Северо-Западное УГМС), Нагорское и Селты (Верхне-Волжское УГМС), Дарьевка и Мостиска (УГМС Украинской ССР), Гнилоаксайская, Лихая, Нижний Чир, Константиновский, Элиста (Северо-Кавказское УГМС), Курташыш и Усть-Черная (Уральское УГМС), Чернышевский (Якутское УГМС), Начики (Камчатское УГМС). Все эти станции расположены в долинах рек или на изрезанных склонах возвышенностей. Высоты станций превышают 150 м.

Таким образом, при региональном районировании следует прежде всего оценить влияние местных особенностей, приводящих к значительным гололедным отложениям. Общие положения в этом плане даны в работе [3].

Определенный интерес представляет верхний предел гололедных нагрузок в пятом районе гололедности. В сезон 1965/66 г. на станциях этого района зарегистрированы гололедно-изморозевые отложения. Из них на 5 станциях интенсивность отложений значительно превысила нижний предел: Годерзский перевал — 38 мм, Ра-Из — 49 мм, Таганай, гора — 36 мм, Центральная — 72 мм и Юкспор — 29 и 56 мм. В сезон 1966/67 г. всего на 10 станциях пятого (особого) района наблюдались отложения гололеда или изморози, причем на 9 из них отложения существенно превышали нижний предел, рекомендованный в [4].

За три сезона с 1964 по 1967 г. значительные отложения гололеда в горных районах зарегистрированы на одних и тех же станциях. Случаи интенсивных отложений на станциях Центральная и Юкспор подробно рассмотрены в [2], наблюдения 1965/66 и 1966/67 гг. еще раз подтверждают, что ежегодные интенсивные отложения в первой половине зимы требуют определенных мер по защите от аварий. На ст. Таганай, гора (Уральское УГМС, вы-

сота 1102 м) за период 1951—1965 гг. ежегодно наблюдались интенсивные отложения, когда  $b$  было более 30 мм. Пять раз отложения превышали  $b=40$  мм. Максимальное отложение зернистой изморози за этот период 6944 г/на пог. м. ( $b=71$  мм) зарегистрировано 16/V 1962 г., а 26/X 1959 г. и 17/X 1963 г. отложения того же вида имели  $b$  более 50 мм. Таким образом, максимальные отложения, равные 36 мм за сезон 1965/66 г. и 34 мм за сезон 1966/67 г., являются здесь обычными. На ст. Ра-Из (Омское УГМС, высота 870 м) интенсивные отложения, когда  $b \geq 25$  мм, наблюдались ежегодно. Из них 3 раза отложения имели значение нормативной стенки более 50 мм, а 17/IV 1967 г.—43,7 мм, т. е. близкое к указанному пределу. Катастрофически большим было отложение зернистой изморози 12/X 1963 г.—13 000 г/на пог. м.

В Крыму, на ст. Ай-Петри (УГМС Украинской ССР) 25/II 1966 г. наблюдалось отложение гололеда и зернистой изморози, когда  $b=26$  мм. За период 1947—1964 гг. отложения в пересчете на толщину нормативной стенки гололеда не превышали 26 мм. Лишь сложное отложение 16—22/1 1957 г. было настолько интенсивным, что  $b=31$  мм. Однако 16/XII 1966 г. наблюдалось отложение изморози, превысившее все наблюдавшиеся до сих пор ( $b=37$  мм). На крымской ст. Караби-Яйла смешанное отложение гололеда и зернистой изморози 16/XII 1966 г. было таким интенсивным, что  $b=33,8$  мм. На Кавказе самое большое отложение в сезон 1965/66 г. наблюдалось на Годерзском перевале, а в сезон 1966/67 г.—на Сисианском перевале, отложение зернистой изморози дало в пересчете на нормативную стенку 36,5 мм.

На двух мысовых станциях северо-восточного побережья отложения мокрого снега в пересчете на нормативную стенку дали значительные отложения: 27,0 мм (м. Горбея) и 31,6 мм (м. Шелехова).

В заключение отметим, что анализ научных обзоров по гололедно-изморозевым отложениям сезонов 1965/66 и 1966/67 гг. позволил с большой полнотой оценить интенсивность этих отложений, что особенно важно для уточнения общего районирования территории СССР и перехода к региональному районированию.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В., Швер Ц. А. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
2. Заварина М. В., Швер Ц. А. Гололедно-изморозевые явления на территории СССР за сезон 1964/65 г. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
3. Руднева А. В., Бассарская Т. А. Учет рельефа местности при расчете гололедных нагрузок. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
4. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-65. Госстройиздат, М., 1966.
5. Малюга В. В. Гололед необычной интенсивности. Метеорология и гидрология, № 12, 1966.

## К МЕТОДИКЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ФОРМАМИ ОБЛАКОВ

Общеизвестным является исключительно важное значение облачности, определяемой ее количеством и формой, как метеорологического элемента, в большой мере характеризующего тип погоды. Неслучайно поэтому такой известный метеоролог и знаток облаков, как Т. Бергерон, характеристики количества и форм облаков относил к данным «косвенной аэрологии», позволяющей часто, не производя прямого аэрологического зондирования, делать правильные и важные заключения о трехмерной структуре атмосферы [1].

Значение облачности в прикладной климатологии трудно переоценить. Действительно, зная климатические характеристики количества и форм облаков, их высоты и толщины, можно с хорошей для практики точностью вычислить суммы прямой и рассеянной солнечной радиации [2, 3, 4], оценить освещенность [4], видимость [5]. Так, например, приведенная ниже табл. 1 получена нами путем простого пересчета данных по повторяемости высоты сло-

Таблица 1  
Относительная повторяемость (%) различных  
градаций видимости при разной высоте нижней  
границы слоистых облаков

Видимость, км	Высота, м					
	< 50	51—100	101—150	151—200	201—300	301—400
1—2,5	100	80	26	17	7	24
4—6		16	44	32	43	26
10		4	30	51	50	50

стых облаков (St) при различных градациях видимости, опубликованных в [5].

Но для облаков St такая взаимосвязь видимости и высоты их нижней границы отсутствует [5].

Появление облаков, особенно низких, сопровождается часто метеорологическими явлениями, весьма неблагоприятными для авиации, наземного транспорта, для различного рода высотных сооружений, линий связи и электропередачи — плохой видимостью, повышенной турбулентностью, грозowymi разрядами, обледенением, сильными снегопадами в комплексе с сильным ветром, зимой — с общими метелями [5].

Явление обледенения хорошо исследовано, в особенности в работе [6—14]. Так, например, М. В. Заварина [10] показала, что вероятность обледенения хорошо определяется повторяемостью комплекса: наличие пасмурного неба с отрицательной температурой в облаках.

Следует отметить, что, помимо хорошо изученных в работах вышеуказанных и других авторов физических и аэроклиматических условий обледенения, вероятность его можно приближенно оценить и в каждом отдельном случае, даже если нет данных прямых аэрологических зондирований. При этом температура на высоте, например, нижней границы облаков ( $t_{нт}$ ) оценивается по формуле

$$t_{нт} \approx t_0 - 0,01 \gamma H_{нт},$$

где  $t_0$  — температура у земной поверхности;  $H_{нт}$  — высота нижней границы облаков, оцениваемая визуально или исходя из данных об ее средней месячной величине для данной формы с  $H_{нт} < 1000$  м,  $\gamma$  — средний вертикальный градиент в подоблачном слое, найденный по известной температуре  $t_0$  у земной поверхности [15], [16].

Подчеркнем еще ту громадную роль, которую играют наблюдения за облаками, в особенности за их эволюцией, в комплексном методе краткосрочных прогнозов погоды с широким привлечением, кроме синоптических и аэрологических методов, также и местных признаков [17].

Несмотря на отмеченное выше большое прикладное значение наблюдений по облачности, методике ее климатологической обработки все еще уделяется недостаточно внимания. Правда, после предложения Е. Е. Федорова об отдельном наблюдении облачности нижнего яруса и исследований Е. С. Рубинштейн по повторяемости ясного, полужасного и пасмурного неба [18] появились затем методические разработки повторяемости различных сочетаний общей и нижней облачности [19] и др. Однако в отношении методики климатологической обработки наблюдений, форм облаков и выявления закономерностей пространственно-временного распределения повторяемости форм облаков сделано еще явно недостаточно.

Тем большего внимания заслуживают в настоящее время критические замечания Н. Ф. Гельмгольца по принятой в ТМ-1 и Кли-

матическом справочнике характеристике, а именно условной относительной повторяемости форм облаков.

Н. Ф. Гельмгольц справедливо подчеркивает, что повторяемость форм облаков, даваемая в Наставлении [20], [21], как отношение в процентах числа случаев данной формы облаков к числу случаев всех наблюдаемых за данный отрезок времени форм облаков, имеет весьма ограниченный физический смысл, исчерпываясь «удельным весом» каждой формы облаков относительно других. Предлагаемая Н. Ф. Гельмгольцем [22] методика вычисления повторяемости форм облаков, безусловно, имеет существенное преимущество перед вышеуказанной повторяемостью, даваемой в таблицах ТМ-1 и в Климатическом справочнике. Это преимущество, как правильно указывает сам Гельмгольц, заключается в том, что вычисляемая им повторяемость имеет физический смысл природной вероятности облаков данной формы, в данное время и в данном районе. Сумма повторяемостей всех форм облаков в методике Гельмгольца составляет более 100%, поскольку часто на небе наблюдается одновременно несколько форм.

Обычно указывается на то, что условная относительная повторяемость форм облаков удобна для облегчения контроля вычислений (сумма повторяемостей всех форм облаков должна быть обязательно равна 100%). Однако это справедливо лишь отчасти, так как равенство 100% суммы повторяемостей всех форм еще не гарантирует правильности результатов (ведь ошибка может быть скрытой в сумме всех наблюдаемых за данное время форм облаков). Только после того как контрольный подсчет суммы числа форм облаков (знаменателя отношения) покажет ее верность, равенство 100% суммы повторяемостей всех форм с очень большой вероятностью будет свидетельствовать и о правильности вычислений повторяемости каждой из форм облаков.

До сих пор речь шла о повторяемости форм облаков независимо от их второй характеристики — количества облаков. Между тем более правильным является комплексная характеристика форм облаков в связи с той или иной градацией количества облаков. Именно так подошел к этому вопросу С. И. Троицкий. Им еще в 1931 г. была предложена взаимосвязанная количественная характеристика повторяемости количества и форм облаков. По методу Троицкого, после того как найдены принятые в климатологии повторяемости в процентах ясного (0—2), полужасного (3—7) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба (у Троицкого методика обработки дается применительно к облачности нижнего яруса), повторяемость форм (относительная повторяемость в процентах) вычисляется для каждой градации облачности отдельно. При этом сумма относительных повторяемостей всех форм облаков в каждой градации покрытия неба должна составлять 100% (контроль!) или выраженная в числе дней должна равняться общему числу дней в данном месяце. Просуммированная же только для какой-либо одной градации количества облаков абсолютная повторяе-

мость форм облаков должна давать при правильных подсчетах число, равное повторяемости данной градации количества облачности.

Наибольшее значение в характеристике повторяемости форм облаков имеет не «валовая» их повторяемость, а повторяемость форм облаков, стоящих на первом по покрываемой ими в момент наблюдения площади неба, так как именно она в подавляющем большинстве случаев будет наилучшим образом характеризовать главные черты или тип облачного неба.

Такой подход имеет еще то удобство, что при нем абсолютная повторяемость форм, понимаемая как выраженное в процентах отношение числа наблюдений данной формы облаков к общему числу наблюдений за облаками независимо от того, были они или нет, т. е. к числу сроков наблюдений за данный отрезок времени (или при нерегулярных экспедиционных наблюдениях — к числу выходов наблюдателя на наблюдения за облаками), должна в сумме составить 100%.

При таком методе можно дать полное распределение абсолютной повторяемости форм облаков, наблюдаемое при любой градации как общей, так и нижней облачности, а также учесть туман (облачность у земли), общую метель и безоблачное небо.

Вычисление абсолютной повторяемости (вероятности) форм облаков по предлагаемой ниже методике сделано по данным наблюдений ст. Тула за период 1936—1960 гг. как по отдельным годам, так и за весь многолетний период по отдельным срокам и средним суточным характеристикам.

В табл. 2а и 2б для образца даются только результаты вычислений за январь и июль 1958 г., чтобы показать различие распределения форм облаков в теплое и холодное время года.

Расположенная в центре Европейской территории СССР (ЕТС) ст. Тула характеризует в первом приближении повторяемость форм облаков и для всей центральной части ЕТС.

Известно, что облачные формы часто появляются в различных сочетаниях. На необходимость при климатологической обработке форм облаков определять и повторяемость одновременно наблюдаемых тех или иных их сочетаний указывал еще Надеин [24], который установил и некоторые закономерности таких сочетаний в Павловске под Ленинградом.

В методике Гельмгольца чем больше сумма повторяемостей всех форм облаков независимо от занимаемой ими площади на небе превышает 100%, тем, следовательно, чаще должны одновременно наблюдаться две или большее число форм облаков.

Предлагаемая нами методика позволяет определить повторяемость (абсолютную и относительную) любой формы облаков, покрывающих наибольшую по сравнению с любой другой наблюдаемой одновременно формой для любого месяца, сезона и времени суток. Так, например, абсолютная повторяемость такого сочетания Св одновременно с другими формами в июле в 13 час. (см.

Таблица 2а  
Повторяемость форм облаков (%) при различных градациях общей облачности в январе 1958 г., ст. Тула

Срок, часы	≡	⊕	St	Fmb	Ns	Sc	Cu	Cb	Ac	As	Cl	Cs	Cc
8—10 баллов													
1	3,2	3,2	3,2	25,8(25,8)	0	51,5	0	0	0	0	0	3,2	0
7	0	0	16,1	19,3(19,3)	0	22,5	0	6,7	0	6,4	0	3,2	0
13	0	3,2	9,7	25,8(25,8)	0	19,3	0	3,2	6,4(3,2)	3,2	0	12,9	0
19	0	6,4	12,9	19,3(19,3)	0	32,2	0	0	3,2	6,4	0	0	0
3—7 баллов													
1	0	0	0	0	0	9,7	0	0	0	0	0	0	0
7	0	0	0	3,2(3,2)	0	6,4	0	0	9,7	0	3,2(3,2)	0	0
13	0	0	0	0	0	0	0	3,2(3,2)	0	0	0	0	0
19	0	0	0	0	0	6,4	0	0	3,2(3,2)	0	0	0	0
0—2 балла													
1	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12,9
7	0	0	0	0	0	3,2	0	0	0	0	0	0	0
13	0	0	0	0	0	0	0	0	3,2(3,2)	0	3,2	0	6,4
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,2	6,4

Повторяемость форм облаков (%) при различных градациях общей облачности в июле 1958 г., ст. Тула

Срок, часы	≡	St	Ftmb	Ns	Sc	Cu	Cb	Ac	As	Cl	Cs	Cc
8—10 баллов												
1	0	0	0	0	16,1	0	9,7(9,7)	3,2(3,2)	0	6,4(3,2)	0	0
7	0	0	6,4(6,4)	0	16,1	0	0	6,4(6,4)	0	3,2(3,2)	3,2(3,2)	0
13	0	0	0	0	6,4(3,2)	3,2	9,7(3,2)	0	9,7(6,4)	3,2(3,2)	3,2(3,2)	0
19	0	0	0	3,2	6,4(6,4)	0	16,1	6,4(6,4)	3,2(3,2)	6,4(6,4)	0	0
3—7 баллов												
1	0	0	0	0	12,9	0	12,9(12,9)	0	0	0	0	0
7	0	0	3,2(3,2)	0	3,2(3,2)	0	6,4(6,4)	6,4	0	12,9(3,2)	0	0
13	0	0	0	0	3,2(3,2)	29,0	6,4(6,4)	6,4(3,2)	0	3,2(3,2)	0	0
19	0	0	0	0	3,2(3,2)	0	29,0(29,0)	6,4(3,2)	0	6,4(3,2)	0	0
0—2 балла												
1	0	0	0	0	9,7	0	3,2(3,2)	3,20	0	0	0	0
7	0	0	3,2(3,2)	0	0	0	0	6,4	0	3,2	0	0
13	0	0	0	0	0	9,7	0	3,2(3,2)	0	0	0	0
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,4	0	0

ясное небо

табл. 2б) равна 9,6% (числа в скобках), а относительная повторяемость такого сочетания составляет  $\frac{3,2 + 6,4 + 0}{9,7 + 6,4 + 0} = 0,60$ , т. е. 60%, и т. д.

Из табл. 1 и 2 видно, что  $F_{gp}b$  как зимой, так и летом всегда наблюдаются одновременно с другими формами облаков (зимой, как правило, с  $Ns$ , летом — с  $Sb$  или  $Ns$ ), т. е. относительная повторяемость одновременного наблюдения  $F_{gp}b$  с другой формой составляет практически 100%. Слоисто-кучевые облака ( $Sc$ ) в январе наблюдаются как одинокая форма, в июле — одинокая ночью и при большой облачности утром, днем и вечером — преимущественно в сочетании с другими формами. Кучевые облака ( $Cu$ ), если они являются преобладающей формой (чаще всего наблюдаются при облачности 3—7 баллов), то в подавляющем числе случаев будут изолированными. Слоистые облака ( $St$ ), как правило, появляются одни, в количестве 8—10 баллов (точнее 10). Летом они очень редки (повторяемость их около 0%).

Высоко-кучевые облака ( $Ac$ ) летом при облачности 8—10 баллов чаще всего наблюдаются в сочетании с другими формами, при облачности 0—2 балла — изолированно. Высоко-слоистые ( $As$ ), наблюдаемые, как правило, при пасмурном небе, летом появляются чаще всего в сочетании с другими формами, зимой — изолированно.

Перистые облака ( $Ci$ ), чаще всего наблюдающиеся летом при облачности более 2 баллов, обычно появляются не одни, при облачности же 2 балла — изолированно. Перисто-слоистые облака ( $Cs$ ) наблюдаются чаще всего при облачности 8—10 баллов, причем зимой изолированно, а летом в сочетании с другими облаками. Перисто-кучевые облака ( $Cc$ ) — крайне редко наблюдаемая форма.

Из вышеизложенного видно, что формы и количество облаков находятся во взаимной связи. В целом зимой, за исключением  $F_{gp}b$ , остальные формы в подавляющем большинстве случаев появляются изолированно, а летом изолированно обычно наблюдаются лишь  $Cu$  и очень редко (особенно днем)  $St$ .

На необходимость при наблюдении облаков отмечать вид облачного неба в целом (*Etat du ciel*) указывалось в международном и советском атласах облаков [25], [26]. Этот вопрос стоит в связи с актуальной задачей увязки наблюдений за облаками, производимых на метеостанциях, с данными о структуре облачных систем, получаемыми с метеорологических спутников [27]. Нам представляется, что предлагаемая здесь методика климатологической обработки наблюдений за облаками с положенным в основу ее подсчетом повторяемости форм облаков, стоящих на первом месте по занимаемой ими площади неба и потому дающих облик облачного неба, будет полезна и в этом аспекте.

Заметим, наконец, что производившаяся как у нас, так и за рубежом климатологическая обработка форм облаков путем под-

счета повторяемостей соответствующих отметок синоптического кода наблюдений за облаками дает неплохую характеристику режима вида облачного неба нижнего, среднего или верхнего ярусов. По сумме повторяемостей шифров в зимний сезон можно судить о повторяемости условий обледенения высотных сооружений и самолетов в нижнем полукилометровом слое атмосферы и т. д. Имея данные аэроклиматических обработок, например, температуры, ветра при различных формах облаков или определив эти величины путем экстраполяции наземных данных, можно получить повторяемость комплексных климатических характеристик и по табл. 1 и 2. Тогда абсолютная повторяемость той или иной формы облаков (числа, стоящие в скобках) разобьется на два или большее число слагаемых, которые будут характеризовать повторяемость той или иной градации рассматриваемого метеорологического элемента при данной форме облаков на заданной высоте.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бержерон Т. Лекции об облаках и практическом анализе карты. ЦУЕГМС, М., 1934.
2. Савинов С. И. Солнечная земная и атмосферная радиация. Изд. ГГО, Л., 1925.
3. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеорология и гидрология, № 6, 1939.
4. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоздат, Л., 1961.
5. Решикова А. А., Тонкова З. В. О связи высоты нижней границы облаков с дальностью видимости. Труды ЦАО, вып. 7, 1952.
6. Пчелко И. Г., Курганская В. М. Обледенение самолетов. Гидрометеоздат, Л., 1947.
7. Пчелко И. Г., Боровиков А. М. Результаты обработки данных микроструктурных наблюдений для облаков с обледенением и без обледенения. Труды ЦИП, вып. 80, 1959.
8. Беленекин Я. Д. и др. Обледенение воздушных судов. Аэрограф. ин-т ГВФ, М., 1938.
9. Мазин И. П. Физические основы обледенения самолетов. Гидрометеоздат, М., 1957.
10. Заварина М. В. Обледенение самолетов. Гидрометеоздат, Л., 1947.
11. Воронцов П. А. Осаждение льда из облаков. Труды ГГО, вып. 7, 1936.
12. Заморский А. Д. Атмосферный лед. Изд. АН СССР. Л.—М., 1955.
13. Муретов Н. С. Гололедные образования на воздушных линиях связи и электропередач. Гидрометеоздат, Л., 1945.
14. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
15. Михель В. М., Руднева А. В., Липовская В. И. Переносы снега при метелях и снегопады на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1969.
16. Молчанов П. А. Аэрология. Гидрометеоздат, Л., 1938.
17. Михель В. М. Вопросы методики шаропилотных наблюдений, их обработка и практическое применение. Гидрометеоздат, Л., 1959.
18. Рубинштейн Е. С. Повторяемость отметок облачности как климатологическая константа. Изв. ГГО, № 2, 1928.
19. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеоздат, Л., 1957.

20. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 2. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

21. Изменение и дополнение к Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

22. Гельмгольц Н. Ф. Формы облаков на территории Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 19, 1963.

23. Заварина М. В., Михель В. М. Климатические характеристики облаков в зоне недостаточного увлажнения Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 219, 1968.

24. Надин И. П. Повторяемость видов облаков по наблюдениям Константиновской обсерватории в Павловске. СПб., 1905.

25. Международный атлас облаков и состояния неба, изд. 2. Под. ред. А. Ф. Дюбюка. Гидрометеоиздат, М., 1940.

26. Атлас облаков. Гидрометеоиздат, Л., 1957.

27. Кондратьев К. Я., Борисенков Е. П., Морозкин А. А. Практическое использование данных метеорологических спутников. Гидрометеоиздат, Л., 1966.

## О РАСЧЕТНЫХ СКОРОСТЯХ ВЕТРА

Ветровые нагрузки на сооружения рассчитываются по максимальным скоростям ветра малой вероятности, т. е. возможным 1 раз в 5, 10 или 20 лет. Эти скорости принято называть расчетными. Они определяются методом экстраполяции интегральных кривых распределения повторяемостей.

Эмпирические кривые распределения повторяемостей аппроксимируются экспоненциальной функцией и спрямляются с помощью специальной номограммы.

Существует два способа аппроксимации кривых распределения скоростей ветра. Первый способ [1] основан на использовании всей совокупности ежедневных четырехсрочных наблюдений над ветром, и кривая распределения интегральных повторяемостей скоростей ветра аппроксимируется с помощью функции

$$F(x) = e^{-(x/\beta)^\gamma}, \quad (1)$$

где  $F(x)$  — интегральная повторяемость того, что скорость ветра  $v \geq x$ ;  $\beta$  и  $\gamma$  — параметры.

При втором способе [2] в качестве статистического ряда используются годовые или месячные максимумы, повторяемости их аппроксимируются с помощью формулы

$$\Phi(x) = e^{-(x/\beta_1)^{-\eta}}, \quad (2)$$

где  $\Phi(x)$  — интегральная повторяемость того, что скорость ветра  $v < x$ .

В данной статье проводится сравнение максимальных скоростей ветра различной обеспеченности, рассчитанных двумя указанными способами. Для этой цели использованы наблюдения над ветром у поверхности земли и на высотах пограничного слоя 24 аэрологических станций Европейской территории СССР (ЕТС).

По 5-летнему периоду наблюдений (1959—1963 гг.) В. М. Скляровым [5] рассчитаны дифференциальные повторяемости различ-

ных скоростей ветра у поверхности земли и на высотах пограничного слоя над ЕТС. Эти материалы были использованы в данной работе. По месячным дифференциальным повторяемостям определены годовые и рассчитаны интегральные повторяемости скоростей ветра на высоте флюгера, 100, 200 и 500 м над поверхностью земли. По материалам наблюдений за тот же период для указанных уровней были рассчитаны интегральные повторяемости месячных максимумов по формуле

$$\Phi = \frac{m}{n+1}, \quad (3)$$

где  $n$  — число членов ряда, состоящего из месячных максимумов скорости ветра, расположенных в возрастающем порядке;  $m$  — порядковый номер членов ряда.

Интегральные повторяемости, рассчитанные по всей совокупности наблюдений и по месячным максимумам скорости ветра, наносились на номограммы с координатами  $\lg x$  и  $\lg \left[ \lg \frac{1}{F(x)} \right]$ ; полученные прямые экстраполировались в сторону больших скоростей ветра. По ним определялись максимальные скорости малой обеспеченности.

Образцы построения интегральной кривой по всей совокупности наблюдений приводятся в Справочнике по климату СССР [6]. Образец номограммы для построения интегральной кривой повторяемости месячных максимумов приводится в [2], [3].

Следует заметить, что расчетные скорости, возможные 1 раз в год, 5, 10 и 20 лет, полученные по короткому 5-летнему периоду наблюдений, использовались лишь для сопоставления различных методов расчета, однако по ряду станций они оказались близкими к расчетным скоростям, полученным по более длинному (десятилетнему) периоду наблюдений.

В результате сравнения расчетных скоростей ветра, полученных по всей совокупности наблюдений ( $v_B$ ) и по месячным максимумам ( $v_M$ ), выявилось, что разность между ними возрастает с увеличением периода повторения и с увеличением высоты над уровнем моря. Так, например, максимальные скорости, возможные 1 раз в год, в большинстве случаев совпадают или отличаются на 1 м/сек. Несколько больше расхождение между расчетными скоростями, полученными двумя методами, при периоде повторения, равном 5 годам. Однако эти расчетные скорости на уровне флюгера тоже отличаются незначительно. Они были рассчитаны по данным 15 станций и только в 4 пунктах разности составили более 2 м/сек.

На высотах 100, 200 и 500 м над поверхностью земли расхождения в расчетных скоростях  $v_B$  и  $v_M$ , превосходящие 2 м/сек., более часты и, как правило,  $v_M > v_B$ . Так, например, на высоте 100 м скорости ветра, возможные 1 раз в 10 лет, рассчитанные по месячным максимумам, в 19 случаях из 24 отличаются от скоростей,

рассчитанных по всей совокупности наблюдений, более чем на 2 м/сек., причем во всех этих случаях  $v_M > v_B$ . Разности в максимальных скоростях, возможных 1 раз в 20 лет, в 23 случаях из 24 превосходят на 2 м/сек.

В табл. 1 приводятся повторяемости различных разностей  $v_M - v_B$ , объединенные для трех уровней (100, 200, 500 м над поверхностью земли); указаны проценты отрицательных и положительных разностей, приведено число случаев по градациям отклонений.

Таблица 1

Повторяемость (%) различных отклонений  $v_M - v_B$

T годы	$(v_M - v_B)$ м/сек.								
	>-4	-3,-4	-1,-2	0	1-2	3-4	>4	<0	>0
1	1,4	4,4	46,4	20,3	24,6	2,9	—	52,2	27,5
5	1,4	5,8	4,4	2,9	36,2	27,5	21,8	11,6	85,5
10	2,8	1,4	4,4	4,4	7,3	31,9	47,8	8,6	87,0
20	4,3	—	1,4	5,8	4,4	10,2	73,9	5,7	88,5
Среднее . . . . .	2,6	2,9	14,1	8,3	18,1	18,1	35,9	19,6	72,1
Число случаев . .	7	8	39	23	50	50	99	54	199

Из таблицы видно, что процент положительных разностей возрастает с увеличением периода  $T$ .

Если при периоде повторения, равном 1 году, разности чаще отрицательны, а в 91% случаев они отличаются друг от друга не более чем на 2 м/сек., то при периоде повторения, равном 20 годам, положительные разности составляют 88%, причем в 84% случаев величина положительных разностей превосходит 2 м/сек.

Сравнивая полученные двумя способами расчетные скорости с действительно наблюдаемыми максимальными скоростями ветра на стандартных уровнях пограничного слоя атмосферы, а также с расчетными скоростями у поверхности земли, опубликованными в [1] и [5], легко прийти к выводу, что расчетные скорости, определенные путем снятия их с интегральных кривых, рассчитанных по всей совокупности наблюдений, занижены по сравнению с фактически возможными. Так, например, в Астрахани за 5-летний период на высоте 500 м наблюдались скорости ветра более 40 м/сек. (в марте и апреле), а расчетные скорости, возможные 1 раз в 5 и 10 лет, полученные по всей совокупности наблюдений, соответственно равны 34 и 36 м/сек. По ряду других станций они также оказались ниже фактически наблюдаемых, а в некоторых пунктах на высоте 100 м значения  $v_B$  оказались равными расчетным скоростям у поверхности земли или даже меньше их.

Это занижение расчетных скоростей ветра, полученных по всей совокупности наблюдений, по сравнению с истинными можно объяснить спецификой аэрологических наблюдений над ветром. В ряде пунктов Советского Союза за отдельные годы и месяцы на уровнях пограничного слоя совокупность наблюдений над ветром не является полной. Правда, во многих случаях отсутствие полных четырехсрочных наблюдений объясняется техническими причинами, но бывает и так, что в процессе наблюдения за радиозондом скорости на высотах пограничного слоя не удается определить из-за сильного ветра. Вследствие этих причин повторяемость больших скоростей ветра занижается.

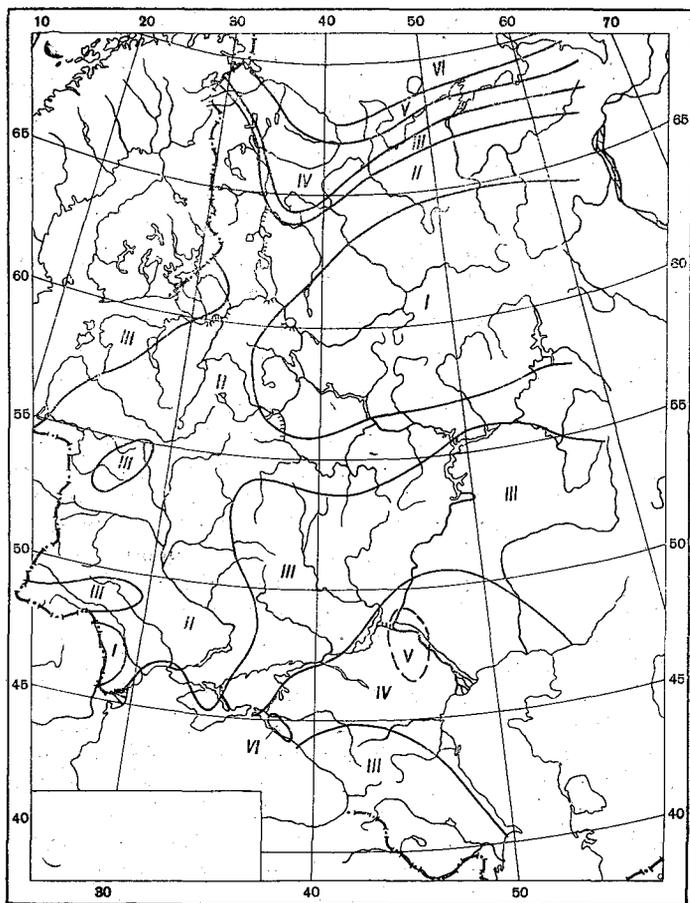


Рис. 1. Районирование ЕТС по максимальным скоростям ветра, возможным 1 раз в 20 лет на высоте 200 м над поверхностью земли.

Максимальные скорости ветра на высотах пограничного слоя атмосферы наблюдаются не всегда одновременно с максимальной скоростью у поверхности земли, поэтому месячные максимумы на высотах при радиолокационных наблюдениях, как правило, улавливаются и расчетные скорости по месячным максимумам определяются точнее.

Учитывая результаты, полученные в данной работе и ранее [2], определение расчетных скоростей ветра на высотах пограничного слоя производилось путем экстраполяции интегральной кривой распределения повторяемостей месячных максимумов скорости ветра.

На рис. 1 в качестве примера приводится карта максимальных скоростей, возможных 1 раз в 20 лет ( $v_{20}$ ). Эти расчетные скорости

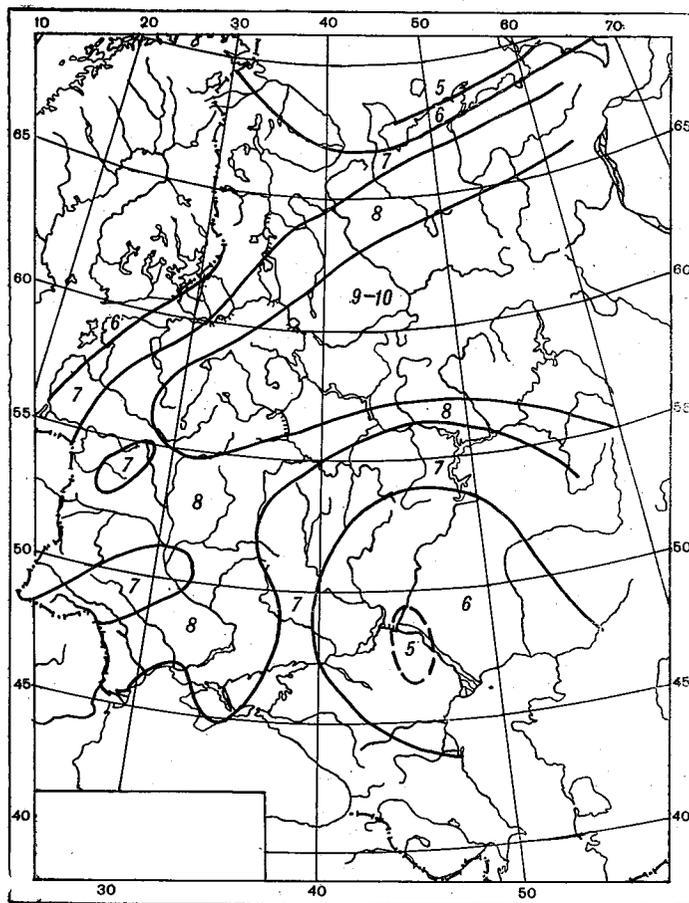


Рис. 2. Районирование ЕТС по параметру  $\gamma$ .

на высоте 200 м над поверхностью земли получены по наблюдениям 53 аэрологических станций Европейской территории Союза.

На карте выделено шесть районов с максимальными скоростями: 31 м/сек. (I), 36 м/сек. (II), 41 м/сек. (III), 46 м/сек. (IV), 52 м/сек. (V) и 59 м/сек. (VI). При районировании расчетные скорости, полученные в результате обработки четырехсрочных наблюдений, приведены к ежечасным данным, т. е. согласно [3] увеличены на 2 м/сек. Расчетные скорости в каждом из четырех первых районов являются осредненными по интервалам 5 м/сек., т. е. отклонения  $\Delta v = \pm 2$  м/сек. В двух последних районах  $\Delta v = \pm 3$  м/сек. Так, в первом районе наблюдались максимальные скорости от 29 до 33 м/сек., во втором — от 34 до 38 м/сек. и т. д.

В [4] показано, что в случае аппроксимации кривой распределения повторяемостей функцией (2) отношение величин, имеющих различные периоды повторения, равно отношению периодов в степени  $1/\gamma_1$ , где  $\gamma_1$  — параметр функции (2). Следовательно, зная величины  $v_{20}$  и  $\gamma_1$ , можно определить максимальные скорости, имеющие другие периоды повторения: 5, 10, 25, 50 лет и т. д.

На рис. 2 приводится карта распределения  $\gamma_1$  для той же территории.

По графикам рис. 2, помещенного в [4], можно снять значения поправок к  $v_{20}$ , если нужно перейти к другому периоду повторения. Допустим, требуется определить расчетную скорость, возможную 1 раз в 40 лет; тогда в зависимости от значения  $\gamma_1$  в этом районе, определенного по карте (см. рис. 2), по нижней кривой этого рисунка можно определить коэффициент  $k$  и получить  $v_{10} = kv_{20}$ .

Если нужно определить расчетную скорость, возможную 1 раз в 10 лет, то величина  $v_{20}$ , указанная на рис. 1, должна быть разделена на  $2^{1/\gamma_1}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.
2. Заварина М. В. О расчете максимальных скоростей ветра для определения ветровых нагрузок на высотные сооружения. Метеорология и гидрология, № 3, 1968.
3. Заварина М. В., Борисенко М. М. О расчетных скоростях ветра на высоте 300 м. Труды ГГО, вып. 246, 1969.
4. Заварина М. В. К расчету гололедных нагрузок. См. наст. сб.
5. Скляр В. Т. Ветер в пограничном слое атмосферы над территорией СССР, ч. 1: ЕТС. Изд. НИИАК, М., 1968.
6. Справочник по климату СССР, ч. 3. Ветер. Гидрометеиздат, Л., 1966.

## О СДВИГАХ СКОРОСТИ ВЕТРА С ВЫСОТОЙ В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

Вопрос о зависимости вертикальных профилей ветра от определяющих метеорологических факторов рассматривался многими исследователями. В ряде работ анализировалась зависимость профилей ветра в нижних слоях атмосферы до высоты нескольких сотен метров от вертикального градиента температуры и скоростей ветра в этих слоях [1, 3, 7—11]. Однако влияние обоих факторов на вертикальный профиль ветра рассматривалось без учета их одновременного изменения, и поэтому приведенные результаты не дают возможности судить о том, какой из этих факторов является преобладающим. Иначе говоря, не рассматривалось сравнительное влияние их на вертикальный профиль ветра.

В настоящей работе сделана попытка оценить это сравнительное влияние. Исходным материалом для оценки послужили в основном данные серийных метеорологических измерений на Обнинской метеорологической мачте, проводившихся в период с 1962 по 1965 г. Данные измерений за 1962—1963 гг. опубликованы в [4], а за последующие 2 года были любезно предоставлены нам Институтом экспериментальной метеорологии. Кроме этих данных, использовались результаты измерений скорости ветра на высотах 8 и 301 м и температуры на высотах 2 и 301 м в сроки, когда скорость на высоте 301 м составляла не менее 15 м/сек. Последние выбирались из ежечасных наблюдений, производившихся на мачте на двух высотах.

В соответствии с поставленной задачей нами рассматривалось: сравнительное влияние вертикального градиента температуры в слое 2—121 м и скоростей ветра на высотах 8 и 121 м на сдвиг ветра в слое 8—121 м, влияние градиента температуры в слое 2—289 м и скоростей на высотах 8 и 289 м на сдвиг скорости ветра в слое 8—289 м, а также влияние градиента температуры в слое 2—301 м и скорости ветра на высоте 301 м, когда последняя превышала 14 м/сек., на сдвиг скорости в слое атмосферы

8—301 м. Величина сдвига скорости ветра  $\Delta u$  в слое атмосферы вычислялась как разность значений скорости на верхнем и нижнем уровнях данного слоя.

С целью установления достоверности влияния каждого из факторов на сдвиг скорости ветра и сравнительной оценки этого влияния был применен метод дисперсионного анализа.

В табл. 1 приведены результаты дисперсионного анализа, характеризующие влияние скорости ветра на высоте 8 м  $u_8$  и градиентов температуры  $\gamma_{2-121}$  и  $\gamma_{2-289}$  на сдвиги скоростей соответственно в слоях 8—121 м и 8—289 м. Указано также общее число выборок  $N$ , по которому строилась двухфакторная таблица для дисперсионного анализа, число градаций скорости ветра  $n_{u_8}$ , число градаций температурного градиента  $n_\gamma$ , число наблюдений  $m$  в каждой клетке двухфакторной таблицы.

В графе  $S$  приведены суммы квадратов вариаций  $\Delta u$  под влиянием факторов; перечисленных в первой графе таблицы:  $u_8$ ,  $\gamma$ , взаимодействие между ними ( $u_8$ ;  $\gamma$ ) и неучтенные факторы  $z$  (остаточные). В следующих графах даны числа степеней свободы  $a$ ,

Таблица 1

Данные дисперсионного анализа по оценке влияния скорости ветра на высоте 8 м и вертикального градиента температуры на сдвиг ветра с высотой

Источник вариации сдвига скорости ветра	$S$	$a$	$\sigma^2$	$\theta$	$F_0$	$F_1$	Достоверность влияния на сдвиг скорости ветра
---	-----	-----	------------	----------	-------	-------	---

Сдвиг ветра в слое 8—121 м

$N=150$ ,  $n_\gamma=5$ ,  $n_{u_8}=5$ ,  $m=6$

Все факторы	537,13	149	—	—	—	—	—
$u_8$	57,30	4	14,32	3,20	3,01	4,77	Сомнительное
$\gamma_{2-121}$	138,60	4	34,65	7,74	3,01	4,77	Несомненное
$u_8$ ; $\gamma_{2-121}$	71,64	16	4,48	2,07	1,72	2,15	Почти несомненное
$z$	269,59	125	2,16	—	—	—	—

Сдвиг ветра в слое 8—289 м

$N=125$ ,  $n_\gamma=5$ ,  $n_{u_8}=5$ ,  $m=5$

Все факторы	1381,01	124	—	—	—	—	—
$u_8$	152,50	4	38,1	2,80	3,01	4,77	Не прослеживается
$\gamma_{2-289}$	364,50	4	91,1	6,45	3,01	4,77	Несомненное
$u_8$ ; $\gamma_{2-289}$	221,70	16	13,9	2,16	1,75	2,19	Почти несомненное
$z$	642,31	100	6,42	—	—	—	—

средние квадраты  $\sigma^2$ , отношения средних квадратов  $\theta$ , используемые для оценки значимости влияния данного фактора на сдвиг скорости ветра. Методика расчета перечисленных параметров изложена в [2, 5, 6]. В графах  $F_5$  и  $F_1$  представлены пограничные показатели достоверности с уровнями значимости 5 и 1%, выбираемые из [5], [6].

Из сравнения приведенных в табл. 1 значений  $\theta_{u, \gamma}$  и  $F$  видно, что в обоих слоях значения  $\theta_{u, \gamma}$  заметно превышают 5%-ный уровень значимости, почти достигая 1%-ного уровня. Это означает, что достоверность влияния взаимодействия на сдвиг ветра в обоих слоях почти не вызывает сомнения [2, 5, 6]. Наличие взаимодействия выражается в том, что изменения сдвигов ветра в зависимости от одного какого-либо фактора, к примеру от  $\gamma$ , не являются одинаковыми во всех градациях другого фактора (в нашем примере  $u_8$ ).

Значения  $\theta_\gamma$  в обоих слоях превышают 1%-ный уровень значимости  $F$ . Таким образом, наличие систематических вариаций сдвигов ветра, происходящих под влиянием изменений температурного градиента, можно считать вполне достоверным.

В слое 8—121 м наблюдаемое значение  $\theta_u$  лишь незначительно превышает 5%-ный уровень значимости  $F_5$ . Поэтому влияние  $u_8$  на  $\Delta u_{8-121}$  следует признать сомнительным. Для слоя 8—289 м  $\theta$  не достигает даже 5%-ного уровня значимости, откуда следует, что влияние  $u_8$  на  $\Delta u_{8-289}$  не прослеживается [2], [6]. Таким образом, на основании приведенных данных дисперсионного анализа нельзя с уверенностью заключить о наличии систематических вариаций осредненных сдвигов ветра в слоях 8—121 и 8—289 м под влиянием скорости ветра на высоте 8 м.

Из сравнения оценок  $\theta_u$  и  $\theta_\gamma$  следует, что вертикальный градиент температуры в большей мере влияет на сдвиг ветра в обоих слоях, чем скорость ветра на их нижних уровнях.

В табл. 2 приводятся данные о сдвигах скорости ветра в слоях атмосферы 8—121 м и 8—289 м, осредненных при различных сочетаниях скорости ветра на высоте 8 м и вертикального градиента температуры в этих слоях.

В последних строках таблицы приведены еще и абсолютные значения максимальных для каждой градации  $\gamma$  вариаций  $\Delta u$  под влиянием изменений  $u_8$ . В последнем столбце даны абсолютные значения максимальных вариаций  $\Delta u$  для каждой градации  $u_8$ .

Как видно из табл. 2, вариации сдвига ветра  $\Delta u$  при изменении градиента температуры  $\gamma$  несколько больше, чем при изменении  $u_8$ . При малых значениях  $\gamma$  вариации  $\Delta u$  более значительны, чем при больших. Например, для слоя 8—289 м при  $1,6 > \gamma^\circ/100 \text{ м} > 1,2$  величина  $\Delta u$  изменяется от 1,5 до 3,1 м/сек. с возрастанием  $u_8$  от 1 до 5 м/сек., т. е. вариация  $\Delta u$  равна 1,6 м/сек.

При таком же изменении  $u_8$ , но при  $0,4 > \gamma^\circ/100 \text{ м} > 0,0$  сдвиг ветра в этом слое меняется от 2,2 до 7,4 м/сек. (вариация  $\Delta u$  равна

Средний сдвиг скорости ветра  $\Delta u$  в зависимости от  $u_s$  и вертикального градиента температуры  $\gamma$ 

$u_s$ м/сек.	$\gamma$ °/100 м										
	1,60 1,21	1,20 0,81	0,80 0,41	0,40 0,01	0,00 -0,40	-0,41 -0,80	-0,81 -1,20	-1,21 -1,60	-1,61 -2,00	-2,01 -2,40	-2,41 -2,80
0,0—1,0 n	6	10	9	—	6	5	5	—	—	—	8
$\Delta u$	0,7	1,9	1,1	—	1,2	2,4	1,8	—	—	—	2,3
1,1—2,0 n	11	13	32	13	20	15	14	6	8	9	—
$\Delta u$	0,5	0,5	1,7	2,5	3,0	3,8	4,0	2,9	3,8	5,5	5,0
2,1—3,0 n	15	31	33	16	11	10	10	6	—	6	7
$\Delta u$	1,5	1,7	2,5	3,1	4,1	4,3	4,5	4,9	—	4,8	4,6
3,1—4,0 n	15	31	28	13	9	6	—	—	—	—	—
$\Delta u$	1,4	2,2	2,8	3,8	3,6	5,3	—	—	—	—	3,9
4,1—5,0 n	—	23	21	5	—	—	—	—	—	—	—
$\Delta u$	—	2,0	3,5	4,1	—	—	—	—	—	—	2,1
5,1—6,0 n	10	25	15	—	—	—	—	—	—	—	—
$\Delta u$	2,1	2,0	3,1	—	—	—	—	—	—	—	1,1
>6,0 n	6	20	10	—	—	—	—	—	—	—	—
$\Delta u$	2,1	2,9	3,6	—	—	—	—	—	—	—	1,5
	1,6	2,0	2,5	1,5	2,4	2,9	2,7	2,0	—	0,7	—
											2,8 2,2
											3,8

Слой 8—121,  $\gamma_2$ —121

Слой 8—289 м,  $\gamma_{2-289}$ 

0,0—1,0 n	6	6	10	5	13	6	9	7	6	5	7	
$\Delta u$	1,5	1,5	2,5	2,2	3,2	2,1	3,1	3,3	4,9	2,2	3,8	3,4
1,1—2,0 n	6	13	38	22	19	15	13	9	6	—	7	4,8
$\Delta u$	1,2	2,1	2,9	5,6	4,5	5,2	6,2	4,2	5,3	—	6,0	
2,1—3,0 n	15	21	41	15	14	5	13	7	5	—	—	3,4
$\Delta u$	1,9	3,7	4,1	5,6	7,0	6,0	4,8	5,1	5,3	—	—	
3,1—4,0 n	12	24	39	5	8	—	—	—	—	—	—	6,2
$\Delta u$	2,1	3,9	5,7	7,7	8,3	—	—	—	—	—	—	
4,1—5,0 n	6	16	16	6	—	—	—	—	—	—	—	4,3
$\Delta u$	3,1	4,0	5,6	7,4	—	—	—	—	—	—	—	
5,1—6,0 n	7	20	15	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0
$\Delta u$	2,5	3,7	4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	
>6,0 n	6	15	10	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0
$\Delta u$	4,7	4,2	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	
	3,2	2,7	3,2	5,5	5,1	3,9	1,7	1,8	0,4	—	2,2	3,6
												3,0

5,2 м/сек.). Таким образом, во втором случае при устойчивой стратификации вариации  $\Delta u$  под влиянием изменений  $u_8$  в 3 с лишним раза больше, чем соответствующая вариация при неустойчивом состоянии атмосферы. Это обстоятельство свидетельствует о наличии взаимодействия между  $u_8$  и  $\gamma$ . Следовательно, выводы о значимости взаимодействия  $u_8$  и  $\gamma$  и о преобладающем влиянии  $\gamma$  по сравнению с  $u_8$  на сдвиг ветра, которые были сделаны при дисперсионном анализе, подтверждаются данными табл. 2.

Перейдем теперь к анализу сравнительного влияния температурного градиента  $\gamma$  и скорости ветра на верхней границе рассматриваемого слоя на сдвиг ветра  $\Delta u$  в этом слое.

Оценки достоверности влияния этих факторов и их взаимодействия на сдвиг ветра в слоях 8—121, 8—289 и 8—301 м приводятся

Таблица 3

Результаты дисперсионного анализа по оценке влияния на сдвиг ветра в слоях атмосферы 8—121, 8—289 и 8—301 м вертикального градиента температуры и скорости ветра на верхних уровнях этих слоев

Источник вариации сдвига скорости ветра	S	a	$\sigma^2$	$\theta$	$F_s$	$F_t$	Достоверность влияния на сдвиг скорости ветра
Слой 8—121 м							
$N=200, n_\gamma=5, n_u=5, m=8$							
Все факторы	741,01	199	—	—	—	—	—
$u_{121}$	402,80	4	100,70	24,09	3,01	4,77	Несомненное
$\gamma_{2-121}$	119,60	4	29,90	7,16	3,01	4,77	"
$u_{121}; \gamma_{2-121}$	66,96	16	4,18	4,80	1,70	2,10	"
$z$	151,65	175	0,87	—	—	—	—
Слой 8—289 м							
$N=200, n_\gamma=5, n_u=4, m=10$							
Все факторы	1745,27	199	—	—	—	—	—
$u_{289}$	992,50	3	330,83	34,18	3,49	5,95	Несомненное
$\gamma_{2-289}$	231,20	4	57,80	5,97	3,26	5,41	"
$u_{289}; \gamma_{2-289}$	116,20	12	9,68	4,28	1,81	2,29	"
$z$	405,37	180	2,26	—	—	—	—
Слой 8—301 м							
$N=270, n_\gamma=6, n_u=5, m=9$							
Все факторы	4124	269	—	—	—	—	—
$u_{301}$	2268	4	567	39,38	2,87	4,43	Несомненное
$\gamma_{2-301}$	315	5	63	4,38	2,71	4,10	"
$u_{301}; \gamma_{2-301}$	288	20	14,40	2,76	1,62	1,96	"
$z$	1253	240	5,22	—	—	—	—

Таблица 4

Сдвиг скорости ветра в слое атмосферы 8—301 м при различных значениях  $\gamma_{2-301}$  и  $u_{301}$ 

$u_{301}$ , м/сек.	$\gamma_{2-301}$ , °/100 м											
	1,60 1,21	1,20 0,81	0,80 0,41	0,40 0,01	0,00 -0,40	-0,41 -0,80	-0,81 -1,20	-1,21 -1,60	-1,61 -2,00	-2,01 -2,40	-2,41 -2,80	-2,81 -3,20
15—16 n	115	297	223	123	113	60	36	31	18	—	—	—
$\Delta u$	9,7	10,5	11,2	12,3	12,9	12,9	12,7	12,9	12,6	—	—	—
17—18 n	30	139	110	59	26	14	14	12	—	9	—	—
$\Delta u$	10,9	12,3	13,2	13,6	12,8	14,9	13,8	14,3	—	16,1	—	—
19—20 n	32	72	53	38	32	20	14	—	—	10	10	—
$\Delta u$	13,3	14,2	14,8	15,2	16,6	16,1	16,7	—	—	17,1	16,7	—
21—22 n	10	30	17	9	17	—	—	—	—	—	—	—
$\Delta u$	15,5	15,8	16,3	17,0	18,4	—	—	—	—	—	—	—
>22 n	8	24	11	9	11	9	—	—	—	—	—	19
$\Delta u$	17,5	19,7	19,4	23,4	19,4	21,0	—	—	—	—	—	23,5

в табл. 3. Главным фактором вариаций сдвигов ветра в этих слоях являются скорости на их верхних уровнях. Влияние вертикального градиента температуры менее значительно.

В табл. 4 даны значения сдвигов ветра в слое 8—301 м при различных значениях температурного градиента в слое 2—301 м и скорости ветра на верхней границе этого слоя, когда эта скорость составляла не менее 15 м/сек.

Приведенные в табл. 4 величины сдвигов ветра подтверждают результаты дисперсионного анализа в отношении того, что сдвиги ветра значительно больше варьируют в зависимости от скорости ветра на высоте 301 м, чем от температурного градиента в этом слое. Максимальная вариация сдвига ветра в зависимости от температурного градиента отмечается при  $u_{301} > 22$  м/сек. и равна 6 м/сек., а максимальная вариация сдвига ветра в зависимости от скорости (при  $0,4 > \gamma^\circ/100 \text{ м} > 0,0$ ) составляет 11 м/сек.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко М. М. Зависимость вертикальных профилей скорости ветра от температурной стратификации. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
2. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1963.
3. Воронцов П. А. Профили основных метеорологических элементов в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 63(125), 1956.
4. Данные метеорологических наблюдений за 1962—1963 гг. Труды ИПГ, вып. 2, 1965.
5. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1967.
6. Фишер Р. А. Статистические методы для исследований. Госстатиздат, М., 1958.
7. De Marrais G. A. Wind Profile at Brookhaven Laboratory. J. Meteorol. vol. 16, No. 2, April 1959.
8. Frankenberger E. Untersuchungen über Intensität, Häufigkeit und Struktur von Starkwinden über Quickborn in Holstein. Meteorologische Rundschau, Mai/June 1968.
9. Frost R. Atmospheric Turbulence. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 74, No. 321, 322, 1947.
10. Manier G. Die Abhängigkeit des Windprofilexponenten von der Turnersehen Ausbreitungsklasse. Met. Rundschau, 1968, H. 2.
11. Szepesi D. Die Bestimmung des Windprofiles der unteren Luftschicht von 300 m durch Pilotballonmessungen. Zs. Meteorol., Bd. 20, H. 1—6, 1968.

А. К. ШКАДОВА

### ИЗМЕНЧИВОСТЬ МАКСИМАЛЬНОЙ ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ 0° В ПОЧВУ

При проектировании различного вида сооружений, в частности подземных, используются климатические параметры: 1) для нормальных условий эксплуатации и 2) для чрезвычайных условий эксплуатации. Обычно в первом случае принимаются во внимание средние величины, во втором — экстремальные.

В практике строительства подземных сооружений применяют так называемую нормативную глубину промерзания, которая представляет собой «среднюю из ежегодных максимальных глубин сезонного промерзания грунтов под открытой оголенной от снега поверхностью за срок не менее 10 лет» [2], [3].

Систематические и массовые наблюдения над глубиной промерзания под оголенной поверхностью не производятся. На отдельных станциях имеются лишь данные с очень короткими разрозненными рядами наблюдений. Регулярные наблюдения над глубиной промерзания ведутся на агрометеорологических станциях под естественной поверхностью, поэтому эти величины значительно отличаются от значений, наблюдаемых под оголенной поверхностью. Наиболее близкой величиной к нормативной глубине промерзания является максимальная глубина проникновения температуры 0° в почву, или максимальная глубина, где наблюдаются температуры 0° и ниже. Часто эту величину называют просто глубиной нулевой изотермы, вычисляется она путем интерполяции из наблюдений над температурой почвы под естественной поверхностью.

Максимальная глубина нулевой изотермы под естественной поверхностью ( $h$ ) подвержена из года в год значительным и нерегулярным колебаниям. Например, средняя из максимальных глубин за 68 лет наблюдений по ст. Ленинград равна 61 см, в то время как в зиму 1946/47 г. максимальная глубина достигла 120 см, а в зиму 1917/18 г. — всего лишь 23 см.

Если рассматривать средние из максимальных глубин ( $\bar{h}$ ) за

отдельные десятилетия, то, как следует из табл. 1, они довольно значительно отличаются друг от друга.

Для характеристики устойчивости средней величины (нормы) определяется ее изменчивость, которая характеризуется амплитудой  $A$  и средним квадратическим отклонением  $\sigma$ . Амплитуда в нашем случае представляет разность между наибольшим и наименьшим значениями  $h$ , полученными за весь период наблюдений.

Таблица 1  
Средняя максимальная глубина нулевой изотермы за весь период и за отдельные десятилетия

Станция	Период наблюдений, годы	$\bar{h}$ см	Период наблюдений, годы				
			1900—1909	1910—1919	1920—1929	1930—1939	1940—1949
			Иркутск . . .	49	193	226	210
Киев . . . . .	59	41	43	39	38	24	40
Ленинград . . .	68	61	56	57	51	65	72

В табл. 2 для ст. Ленинград приводятся результаты расчета средних экстремальных величин  $h$  и амплитуды за отдельные десятилетия и за большие периоды наблюдений, из которых получается, что эти глубины и амплитуды между отдельными десятилетиями существенно различаются, а при увеличении периода они возрастают.

Наиболее показательной и устойчивой характеристикой изменчивости является среднее квадратическое отклонение  $\sigma$ , вычисляемое по формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{(h_i - \bar{h})^2}{n}}$$

Таблица 2  
Средние значения  $h$  и амплитуды  $A$  по ст. Ленинград

Период наблюдений, годы	$h$ см		$A$ см	Период наблюдений, годы	$h$ см		$A$ см
	макс.	мин.			макс.	мин.	
1900—1909	77	31	46	1900—1909	77	31	46
1910—1919	88	23	65	1900—1919	88	23	65
1920—1929	75	29	46	1900—1929	88	23	65
1930—1939	98	32	66	1900—1939	98	23	75
1940—1949	120	45	75	1900—1949	120	23	97
1950—1959	83	40	43	1900—1959	120	23	97

Таблица 3

Амплитуда и среднее квадратическое отклонение  
для различных районов СССР

Станция	Число лет наблюдений	h см			A см	σ
		среднее	макс.	мин.		
Север, Северо-Запад, Запад ЕТС						
Мудьюг . . . . .	33	117	150	58	92	29
Ленинград, ГМО . . . . .	68	61	120	23	97	19
Белогорка . . . . .	24	46	95	0	95	26
Каунас . . . . .	22	67	103	40	63	21
Марьина Горка . . . . .	23	67	103	40	63	30
Горки . . . . .	27	71	133	10	123	29
Центр ЕТС						
Екимцево . . . . .	22	75	130	0	130	34
Горький . . . . .	32	63	118	0	118	24
Пермь . . . . .	32	94	157	20	137	24
Пенза . . . . .	20	103	174	59	115	29
Чакино . . . . .	41	86	139	40	99	24
Кострома . . . . .	20	74	140	0	140	35
Шатиловское . . . . .	22	80	134	25	109	28
Курск . . . . .	23	60	121	0	121	28
Воронеж . . . . .	20	71	127	28	99	30
Уфа . . . . .	20	83	152	26	126	30
Брянское лесничество	22	80	125	0	125	29
Украина, Молдавия и Поволжье						
Кировоград . . . . .	34	72	128	33	95	23
Харьков . . . . .	28	60	105	0	105	22
Лубны . . . . .	30	93	157	20	137	34
Днепропетровск . . . . .	26	105	173	57	116	34
Луганск . . . . .	26	79	135	0	135	31
Киев, ГМО . . . . .	59	41	125	0	125	28
Одесса, ГМО . . . . .	41	44	102	0	102	23
Кишинев . . . . .	22	57	108	0	108	32
Безенчук . . . . .	32	190	206	0	206	42
Северный Кавказ и Закавказье						
Буйнакс . . . . .	21	31	65	16	49	11
Хасавьюрт . . . . .	23	29	54	9	45	11
Баку . . . . .	24	17	36	4	32	10

Станция	Число лет наблюдений	$h$ см			$A$ см	$\sigma$
		среднее	макс.	мин.		
Северный Кавказ и Закавказье						
Сочи . . . . .	35	9	20	2	18	5
Ленкорань, зоп. . . . .	17	7	20	0	20	4
Тбилиси . . . . .	50	16	49	0	49	9
Кировабад . . . . .	25	20	34	6	28	9
Душети . . . . .	20	22	49	0	49	14
Сибирь и Дальний Восток						
Тобольск . . . . .	28	126	160	76	84	25
Омск . . . . .	20	166	204	122	82	24
Иркутск . . . . .	49	193	260	134	122	39
Амурская оп. ст. . . . .	23	256	320	220	100	24
Благовещенск . . . . .	19	225	240	211	29	8
Майхэ . . . . .	26	133	175	53	122	16
Посьет . . . . .	24	104	127	60	63	16

где  $h_i$  — максимальная глубина нулевой изотермы за отдельные годы;  $\bar{h}$  — средняя из максимальных глубин нулевой изотермы;  $n$  — число лет наблюдений.

Результаты расчета  $\sigma$  и  $A$  по наиболее характерным станциям помещены в табл. 3, из которой следует, что  $\sigma$  для  $h$  велико почти для всех районов СССР, исключая крайний юг и малоснежные и бесснежные районы Забайкалья и юга Восточной Сибири.

На изменчивость  $h$  влияют различные факторы. Главные из них — это термический режим воздуха и высота снежного покрова.

Изменчивость  $h$  может быть большой в результате частых смен теплых и холодных зим при небольшом и неустойчивом снежном покрове (Поволжье, Украина, Прибайкалье). Она может принимать большое значение и при сравнительно устойчивых низких температурах зимой, когда наряду со снежными зимами наблюдаются малоснежные и бесснежные зимы (Предуралье, Западная Сибирь, Центр ЕТС).

На юге ЕТС изменчивость  $h$  невелика, так как на постоянное и устойчивое прогревание почвы летом и осенью не могут сильно повлиять непродолжительные похолодания зимой, и нулевая изотерма в результате этих условий располагается на небольшой глубине из года в год. В Забайкалье и на юге Восточной Сибири изменчивость  $h$  мала по иной причине. Низкие температуры воздуха в течение зимы в сочетании с небольшим снежным покровом (до

10—20 см и менее) обуславливают постоянное глубокое положение нулевой изотермы. Летом в этих районах почва прогревается незначительно, в некоторые годы даже полностью не оттаивает. Процесс охлаждения продолжается с осени и до конца зимы в прямой зависимости от суммы отрицательных температур воздуха, так как снежный покров не оказывает тепляющего действия.

Надо полагать, что на величину  $\sigma$  большое влияние оказывают местные условия, но дать количественную оценку этого влияния не представляется возможным.

Изменчивость  $h$  может быть учтена при прогнозе величины  $h$ . Если бы из года в год максимальная глубина нулевой изотермы была приблизительно одна и та же, то не было бы надобности учитывать при проектировании и строительстве подземных сооружений так называемые чрезвычайные условия. Чем больше колебания глубины  $h$ , тем больше  $\sigma$  и тем важнее знать, какие значения  $h$  возможны в этом районе.

Допуская, что повторяемость  $h$  в данном пункте подчиняется закону нормального распределения, и используя так называемое «правило трех сигм» [1], легко видеть, что возможные максимальные глубины нулевой изотермы в интервале  $\pm\sigma$  охватывают лишь 65—70% всех величин. В остальных 30—35% случаев  $h$  отличаются от нормы больше чем на  $\pm\sigma$ . В пределах  $\pm 2\sigma$  укладывается до

Таблица 4.

**Повторяемость отклонений  $h$  от нормы  
в пределах  $\pm\sigma$ ,  $\pm 2\sigma$ ,  $\pm 3\sigma$  для различных  
станций СССР (%)**

Станция	Период наблюдений, годы	$h$	Повторяемость, %		
			$\pm\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 3\sigma$
Марьина Горка	23	103	62,8	96,0	99,8
Чакино . . . . .	41	86	70,0	96,8	99,8
Луганск . . . . .	26	79	69,0	97,8	99,9
Курск . . . . .	23	60	71,0	97,5	99,9
Лубны . . . . .	30	93	67,0	97,2	99,9
Киров . . . . .	22	81	67,6	94,1	99,9
Безенчук . . . . .	35	142	70,8	96,7	99,8
Сочи . . . . .	35	9	68,8	97,3	99,9
Баку . . . . .	24	17	66,7	97,2	99,9
Алма-Ата . . . . .	21	74	61,8	96,9	99,7
Репетек . . . . .	20	30	71,0	96,0	99,8
Омск . . . . .	20	166	65,4	97,3	99,9
Иркутск . . . . .	49	193	68,0	97,0	99,9
Посьет . . . . .	24	195	69,0	97,1	99,9

95—97% всех значений  $h$ . За пределы  $\pm 2\sigma$  значения  $h$  выходят только в очень редких случаях. Это наблюдается в районах с большой изменчивостью  $h$  или в случае сильного влияния местоположения станции. Для полного представления о колебании  $h$  следует взять интервал  $\pm 3\sigma$ , за пределами которого могут оказаться величины, вероятность которых не превышает 1—2%.

Для примера на рис. 1 приводится распределение  $h$  и изменение его в пределах  $\pm\sigma$ ,  $\pm 2\sigma$ ,  $\pm 3\sigma$ , из которого можно видеть,

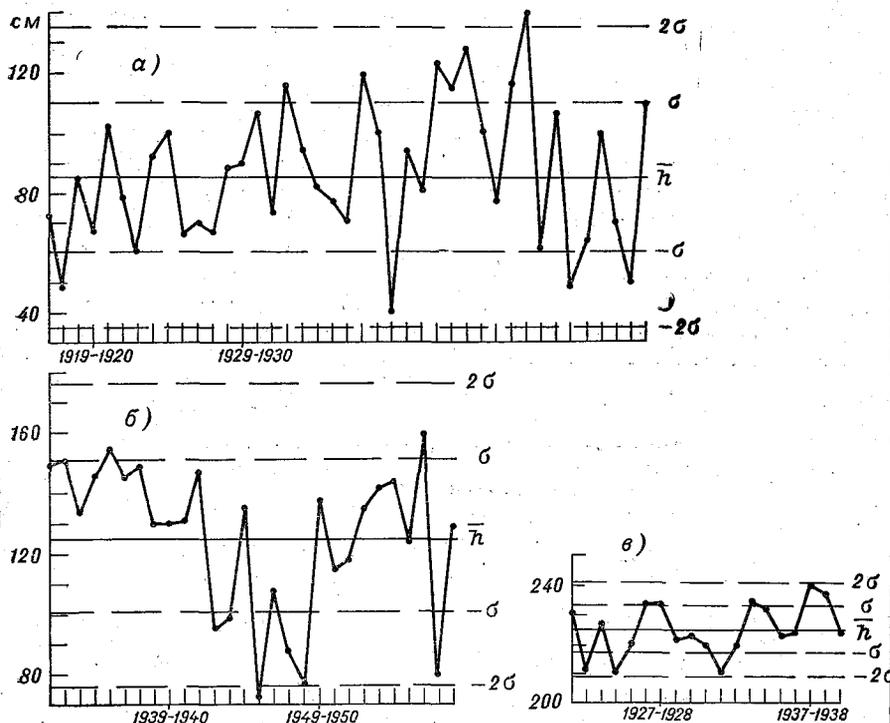


Рис. 1. Изменчивость максимальной глубины нулевой изотермы.

а — ст. Чакينو (1916—1963 гг.), б — ст. Тобольск (1931—1960 гг.), в — ст. Благовещенск (1921—1943 гг.).

что для таких различных физико-географических районов, как Центр ЕТС, Западная Сибирь и Дальний Восток, изменчивость  $h$  не выходит за пределы  $\pm 2\sigma$ .

В результате расчетов, произведенных для станций, расположенных в различных физико-географических районах СССР, оказалось, что отклонение  $h$  от нормы в пределах  $\pm\sigma$ ,  $\pm 2\sigma$ ,  $\pm 3\sigma$  довольно близко к теоретическому (табл. 4).

С целью выявления пространственно-временного распределения  $h$  на счетно-аналитических машинах ГГО В. Н. Адаменко были

подсчитаны коэффициенты корреляции для максимальных глубин нулевой изотермы по 24 станциям ЕТС.

Для расчета был использован период с зимы 1934/35 г. до зимы 1953/54 г. Непрерывный ряд наблюдений имелся не на всех станциях, поэтому при коррелировании число общих лет было неодинаково для различных пар станций. Устойчивой зависимости коэффициентов корреляции от расстояния не обнаружено.

В настоящее время в ГМО УГМС проводится работа по расчету вероятностных характеристик  $h$  и его изменчивости для отдельных пунктов за каждый зимний месяц. После завершения этих работ появится возможность для выявления зависимости  $h$  от температуры воздуха, высоты снежного покрова, типа и влажности почвы, уровня грунтовых вод, типа рельефа, высоты над уровнем моря и т. д. в различных районах СССР.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. Физматгиз, М., 1958.
2. Строительные нормы и правила, ч. 2, разд. А, гл. 6. «Строительная климатология и геофизика». Госстройиздат, М., 1963.
3. Строительные нормы и правила, ч. 2, разд. В, гл. 1. «Основания и подземные сооружения». Госстройиздат, М., 1962.

*Л. Б. ГАРЦМАН, М. В. ЗАВАРИНА*

## **ГРАФИЧЕСКИЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА ВЕРОЯТНОСТЕЙ РЕДКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ**

При проектировании инженерных сооружений необходим учет вероятности опасных метеорологических явлений, которые могут вызвать ветровые, гололедные и другие нагрузки и привести к авариям или усложнить условия эксплуатации.

Вероятностный прогноз этих явлений можно осуществить лишь на основании метеорологических наблюдений за прошедшие годы. Очевидно, что успешность такого прогноза зависит не только от качества наблюдений, от их однородности и длительности, но также от совершенства методов климатологической обработки. Опасные явления наблюдаются редко, поэтому число наблюдений над ними, даже за продолжительный период времени, невелико, благодаря чему затрудняется прогноз и снижается его точность.

В строительной климатологии редко наблюдаемые значения метеорологических элементов или явлений принято определять путем графической экстраполяции интегральных кривых распределения вероятностей. Этот метод с математической точки зрения не является достаточно корректным, однако им пользуются как климатологи, так и инженеры, потому что они не имеют в своем распоряжении других более строгих методов прогноза, необходимых для удовлетворения запросов проектирования и строительства.

Графическая экстраполяция интегральных кривых производится точнее в тех случаях, когда эмпирические вероятности укладываются на прямую линию. Это осуществляется путем подбора функции, аппроксимирующей распределение вероятностей, и построением сетчатки с соответствующими шкалами, которые позволяют преобразовать выбранную функцию в уравнение прямой линии.

Для климатологического обеспечения запросов строительного проектирования широко применяется сетчатка, построенная

Томом [8]. Она имеет шкалы: логарифмическую (для переменной) и билогарифмическую (для обратного значения функции). С помощью этой сетчатки спрямляются кривые, описываемые уравнениями:

$$F(x) = e^{-(x/\beta)^{-\gamma}}, \quad (1)$$

$$F_1(x) = e^{-(x/\beta_1)^{\gamma_1}}, \quad (1')$$

где  $F(x)$  — интегральная вероятность того, что скорость ветра не превосходит  $x$ ;  $F_1(x)$  — вероятность того, что скорость ветра  $\geq x$ ;  $\beta$ ,  $\gamma$  и  $\beta_1$ ,  $\gamma_1$  — параметры.

Эмпирические вероятности находятся по формуле

$$F(x) = \frac{m}{n+1} \quad \text{или} \quad F_1(x) = \frac{m_1}{n}, \quad (2)$$

где  $n$  — число членов ряда, расположенных в возрастающем порядке в случае вычисления  $F(x)$  и в убывающем порядке в случае вычисления  $F_1(x)$ ;  $m$  — порядковый номер члена ряда. Следовательно,  $F_1(x) = 1 - F(x)$ .

Первая функция была предложена Фишером и Типпеттом [9], и в метеорологии использовалась [8] для аппроксимации распределения вероятностей годовых максимумов скорости ветра, а также годовых максимумов гололедно-изморозевых отложений [6] и месячных максимумов скорости ветра [7]. Вторая представляет собой уравнение Гудрича, упрощенное Л. С. Гандиным [2]. Уравнение Гудрича широко применяется в гидрологических расчетах [1], а в виде (1') использовано для определения расчетных скоростей ветра (максимальных, возможных один раз в заданное число лет) по распределению всей совокупности наблюдений над ветром [5]. Довольно подробное исследование уравнения Гудрича выполнено в [3].

Вопрос о том, с помощью какого из этих уравнений обеспечиваются лучшая интерполяция и экстраполяция распределения вероятностей, обычно решается путем спрямления (на глаз) эмпирических интегральных кривых, построенных на сетчатке с координатами  $\lg x$  и  $\lg(\lg \frac{1}{F})$ .

В данной статье предлагается более объективный метод выбора интерполяционной функции путем объективного сопоставления статистических свойств уравнений (1) и (1') со свойствами интересующего эмпирического распределения.

Для аналитических расчетов вероятностей по уравнениям (1) и (1') необходимо знать параметры  $\beta$  и  $\gamma$  (соответственно  $\beta_1$  и  $\gamma_1$ ). Эти величины могут быть вычислены методом наименьших квадратов как параметры прямой линии, интерполирующей эмпирические точки на сетчатке с координатами  $\lg x$  и  $\lg(\lg \frac{1}{F})$ .

Координаты точек определяются по формулам (2). Однако параметры  $\beta$  и  $\gamma$  можно определить более общим способом — по методу моментов [4]. Этот метод позволяет довольно просто рассчитать параметры по двум-трем статистикам эмпирического ряда. Применительно к рассматриваемым распределениям (1) и (1') связь параметров  $\beta$  и  $\gamma$  с моментными характеристиками может быть установлена следующим образом.

Если принять в качестве аргумента относительное значение переменной  $x/\bar{x}=u$ , то уравнения (1) и (1') можно записать в виде:

$$y = e^{-ku^{-n}}, \quad (3)$$

$$y_1 = e^{-k_1 u_1^{n_1}}. \quad (3')$$

Соответствующие этим распределениям плотности вероятностей определяются по формулам:

$$y' = knu^{-n-1} e^{-ku^{-n}}, \quad (4)$$

$$y'_1 = k_1 n_1 u_1^{n_1-1} e^{-k_1 u_1^{n_1}}. \quad (4')$$

Тогда относительные начальные моменты  $m$ -ного порядка будут равны:

$$M_m = \int_0^{\infty} knu^{m-n-1} e^{-ku^{-n}} du = k^{m/n} \Gamma\left(\frac{n-m}{n}\right), \quad (5)$$

$$M_{m_1}^* = \int_0^{\infty} k_1 n_1 u_1^{m_1+n_1-1} e^{-k_1 u_1^{n_1}} du_1 = k_1^{m_1/n_1} \Gamma\left(\frac{n_1+m_1}{n_1}\right), \quad (5')$$

где  $\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^x e^{-t} dt$  — гамма-функция.

Очевидно, что относительный начальный момент 1-го порядка всегда равен единице:

$$M_1 = k^{1/n} \Gamma\left(\frac{n-1}{n}\right) = 1, \quad (6)$$

$$M_1^* = k_1^{-1/n_1} \Gamma\left(\frac{n_1+1}{n_1}\right) = 1. \quad (6')$$

Отсюда следует, что параметры  $n$  и  $k$  не являются независимыми и могут быть определены один через другой:

$$k = \Gamma^{-n}\left(\frac{n-1}{n}\right), \quad (7)$$

$$k_1 = \Gamma^{n_1}\left(\frac{n_1+1}{n_1}\right). \quad (7')$$

Нетрудно убедиться, что параметры  $n$  и  $n_1$  равны соответствующим параметрам  $\gamma$  и  $\gamma_1$  в уравнениях (1) и (1'); параметры же  $k$  и  $k_1$  связаны с параметрами  $\beta$  и  $\beta_1$  зависимостями:

$$k = \left(\frac{\beta}{x}\right)^\gamma, \quad (8)$$

$$k_1 = \left(\frac{x}{\beta_1}\right)^{\gamma_1}. \quad (8')$$

Используя (7) и (7'), можно записать выражения для моментов 2-го и 3-го порядков в виде:

$$M_2 = \frac{\Gamma\left(\frac{n-2}{n}\right)}{\Gamma^2\left(\frac{n-1}{n}\right)}, \quad (9)$$

$$M_2^* = \frac{\Gamma\left(\frac{n_1+2}{n_1}\right)}{\Gamma^2\left(\frac{n_1+1}{n_1}\right)}, \quad (9')$$

$$M_3 = \frac{\Gamma\left(\frac{n-3}{n}\right)}{\Gamma^3\left(\frac{n-1}{n}\right)}, \quad (10)$$

$$M_3^* = \frac{\Gamma\left(\frac{n_1+3}{n_1}\right)}{\Gamma^3\left(\frac{n_1+1}{n_1}\right)}. \quad (10')$$

По приведенным формулам (9) и (9') или (10) и (10') можно определить параметры  $n$  и  $n_1$ , если известны вторые и третьи моменты эмпирического распределения. Однако более удобными для этой цели оказываются безразмерные характеристики формы распределений — коэффициенты вариации  $C_v$  или асимметрии  $C_s$ , связанные с указанными моментными характеристиками:

$$C_v = \sqrt{M_2 - 1} = \sqrt{\frac{\Gamma\left(\frac{n-2}{n}\right)}{\Gamma^2\left(\frac{n-1}{n}\right)} - 1}; \quad C_s = \frac{M_3 - 3M_2 + 2}{\sqrt{(M_2 - 1)^3}}. \quad (11)$$

Аналогичные выражения можно написать и для уравнения (1'). В явном виде уравнения (9)—(11) решить относительно  $n$  нельзя, но они легко поддаются номографическому представлению, из которого параметр  $n$  может быть определен с достаточной точностью. Указанные номограммы приведены на рис. 1. Второй параметр

уравнений распределений (3) и (3') может быть найден по формулам (7) и (7') либо также по номограммам, изображенным на рис. 1 пунктиром. При известных параметрах распределений интерполяционные и экстраполяционные расчеты по уравнениям (3) (3') принципиального труда не составляют. Для облегчения расчетов по уравнениям можно построить номограммы с набором ли-

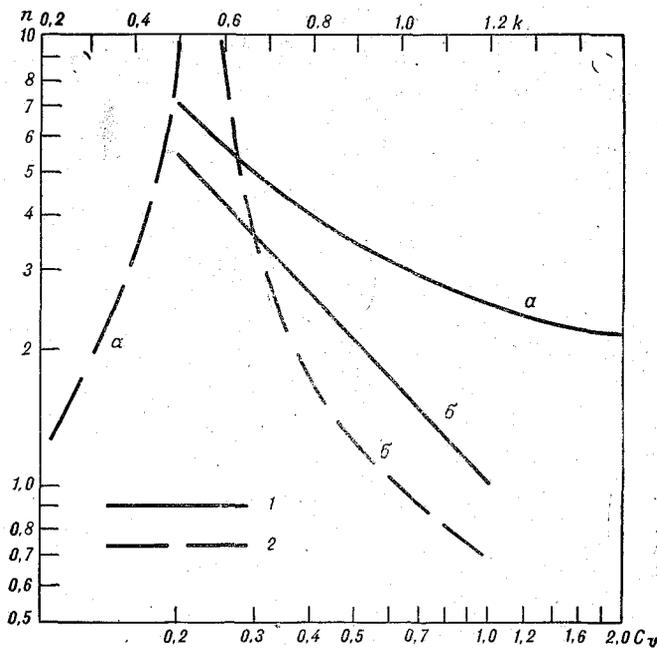


Рис. 1. Номограмма для определения параметров  $n$  по  $C_v$  и  $k$  по  $n$ .

$\alpha$  — уравнения Фишера — Типпетта,  $\beta$  — уравнения Гудрича;  
1)  $n = f(C_v)$ , 2)  $n = \varphi(n)$ .

ний, соответствующих уравнениям (3) и (3') при различных значениях параметров  $n$  и  $k$ , которые, как отмечалось выше, могут быть однозначно представлены в виде функции от  $C_v$ . На рис. 2 приводятся образцы таких номограмм для уравнений (3) и (3').

Чтобы получить расчетные значения  $x_p$  с заданной вероятностью (или с заданным периодом повторения), достаточно знать статистики эмпирического распределения — среднее значение  $\bar{x}$  и коэффициент вариации  $C_v$ . Необходимо по номограмме выбрать прямую, соответствующую  $C_v$ , с нее снять значение относительной переменной  $u_p$  с нужной вероятностью  $p$  и умножить полученную величину на среднее значение, т. е.  $x_p = u_p \bar{x}$ . Очевидно, что выполнению вышеуказанной операции должно предшествовать решение

вопроса, какому закону подчиняется эмпирическое распределение и правомерно ли использование в данном случае интерполяционных формул (1) или (1'). Для этой цели следует воспользоваться критерием, который можно установить, исходя из особенностей рассматриваемых уравнений Фишера — Типпетта и Гудрича. Если исключить из уравнений (11) величину  $n$ , то получим функциональную связь между  $C_p$  и  $C_s$ , которая определяет специфику формы кривых распределений (1) и (1').

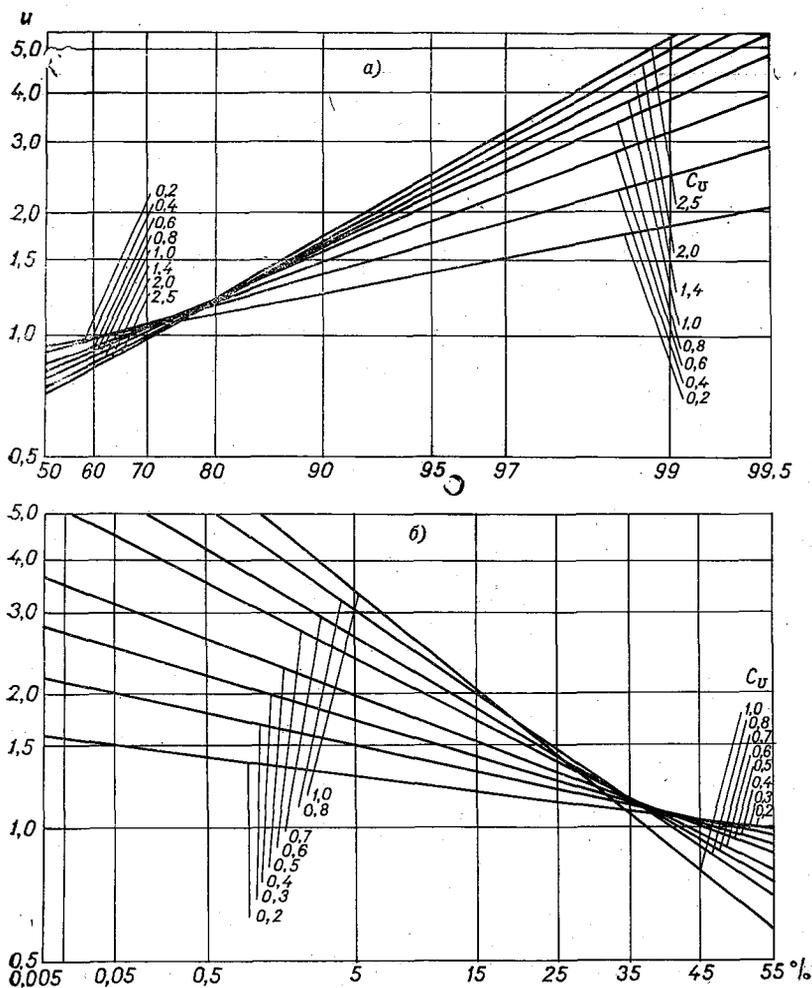


Рис. 2. Номографическое представление уравнений Фишера — Типпетта (а) и Гудрича (б).

Графическое изображение этой связи представлено на рис. 3. Правомерность использования в качестве аппроксимирующих функций распределений типа (1) или (1') определяется степенью соответствия связи между  $C_s$  и  $C_v$ , рассчитанными эмпирически, с графическим изображением этих связей, полученных аналитически.

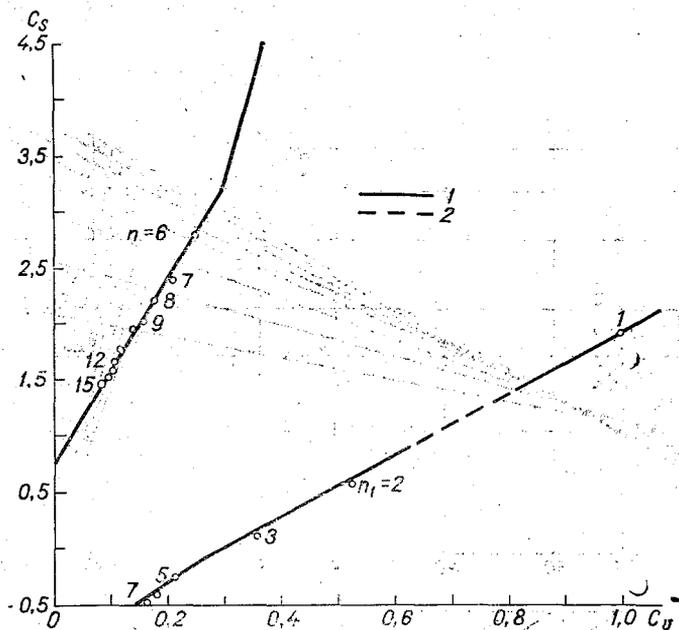


Рис. 3. Зависимости статистических характеристик  $C_s$  и  $C_v$  уравнений Фишера — Типпетта (1) и Гудрича (2).

В математической статистике имеется большое число аналитических выражений, которые могут быть использованы как функции, аппроксимирующие распределения вероятностей различных метеорологических элементов и явлений. Достаточно хорошо разработаны критерии границ изменчивости того или иного типа функции, а также правила расчетов и практические приемы вычислений.

В данной статье мы рассмотрели типы кривых, описываемых уравнениями (1) и (1'), которые нашли применение в строительной климатологии. Параметры этих уравнений оказалось возможным определить, если известно среднее значение переменной ( $\bar{x}$ ) и среднее квадратическое отклонение  $\sigma$  (следовательно, и  $C_v$ ).

Таким же способом можно проанализировать и другие широко известные типы распределений. Например, распределение Гаусса определяется как функция среднего значения и дисперсии, распределение Пуассона — как функция одного среднего, семейство кри-

вых Пирсона — как функции коэффициента асимметрии и эксцесса и т. д.

Если известны связи между статистиками и параметрами различных типов распределений и статистические характеристики эмпирического распределения того или иного элемента или явления, то расчетные операции по выравниванию распределения сводятся к использованию графиков, аналогичных тем, которые приведены выше для распределений (1) и (1').

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. О применении кривой распределения Гудрича к гидрологическим расчетам. Труды НИИ УГМС, сер. 4, вып. 29, 1946.
2. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Методика определения расчетных скоростей ветра для проектирования ветровых нагрузок на строительные сооружения. Метеорология и гидрология, № 10, 1958.
3. Колодин М. В. Методика выравнивания эмпирических распределений скоростей ветра на основе уравнений Гудрича. В сб.: «Методы разработки ветроэнергетического кадастра». Изд-во АН СССР, 1968.
4. Романовский В. И. Математическая статистика, кн. 1. Изд-во АН УзбССР, 1963.
5. Справочник по климату СССР, ч. 3. Ветер. Гидрометеоиздат, Л.
6. Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР. Под ред. В. В. Бургсдорфа и Н. С. Муретова. Госэнергоиздат, М.—Л., 1960 (Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. 1).
7. Ветровые нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР. Госэнергоиздат, М.—Л., 1962 (Труды ВНИИЭ, вып. 14, т. 2).
8. Thom H. C. S. Frequency of Maximum Wind Speeds. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., vol. 80, 1954.
9. Fisher R. A., Tippett L. H. C. Limiting Forms of the Frequency Distribution of the Largest or Smallest Member of a Sample Proc. Cambridge Phil. Soc., 24, 180, 1928.

В. М. МИХЕЛЬ, А. В. РУДНЕВА

## О СНЕГООТЛОЖЕНИЯХ НА ЖЕЛЕЗНЫХ И АВТОМОБИЛЬНЫХ ДОРОГАХ

Изучение закономерностей снегоотложения и оценка возможного объема отложения снега в различных районах Советского Союза имеют большое прикладное значение как для проектирования дорог и населенных пунктов, так и для обслуживания транспорта, сельского хозяйства и решения ряда практических задач. Эти данные дают возможность выбирать наиболее выгодные конструкции снегозащиты и применять рациональные методы снегоборьбы на транспорте или рассчитывать снегонакопления на сельскохозяйственных полях [1], [2].

Наблюдения над отложением снега производятся на снегомерных пунктах, специально создаваемых для этой цели. Однако до сих пор изучению отложения снега все же не уделяется должного внимания, несмотря на то что снежные заносы наносят большой ущерб народному хозяйству.

Снегомерные наблюдения над отложением снега производятся в течение нескольких лет только на некоторых железных дорогах. На автомобильных дорогах они почти не производятся. Имеющийся материал наблюдений не отличается хорошим качеством, причем отсутствие единой методики обработки данных измерений затрудняет их использование. К сожалению, данные измерений объемов снегоотложения не содержат дополнительных сведений о плотности снега, необходимых для изучения переноса и отложения снега.

Анализ данных измерений наибольших за зиму снегоотложений и их междугодичной изменчивости ( $\pm \Delta V$  м<sup>3</sup>/пог.м) в защитных лесонасаждениях Московско-Курской железной дороги за период 1952/53—1961/62 гг. (табл. 1) дает несколько характерных закономерностей пространственно-временных изменений снегоотложений на железных дорогах Европейской территории СССР (ЕТС) и связанных с ними снегопереносов (в табл. 1 знак тире

Таблица 1

Объем наибольшего за зиму снегоотложения на снегомерных пунктах  
Московско-Курской железной дороги с 1952 по 1962 г. (м<sup>3</sup>/пог. м)

Снегомер- ный пункт	Годы										Междугодич- ная изменчи- вость $\pm \Delta V$
	1952/53	53/54	54/55	55/56	56/57	57/58	58/59	59/60	60/61	61/62	
Москва — Курск											
401-й км	61	52	58	101	75	95	45	71	—	72	26
403	68	40	58	104	63	67	44	72	—	—	27
407	69	51	71	137	77	82	56	93	—	76	34
411	51	38	66	172	76	81	45	79	48	68	41
417	72	68	69	164	60	46	66	65	—	88	34
433	58	85	54	135	39	98	58	83	—	90	51
437	66	72	47	141	49	96	59	83	20	65	43
445	68	77	59	118	49	57	57	80	—	57	27
447	69	75	58	89	46	57	57	—	—	70	18
449	90	99	75	161	55	57	59	—	—	59	38
461	—	—	—	174	45	55	60	58	—	61	36
463	—	—	—	187	74	65	72	63	—	50	10
465	—	—	—	176	—	—	56	58	—	50	—
470	—	—	—	96	—	—	49	66	—	39	—
478	—	—	—	124	62	—	47	55	13	44	36
480	—	—	—	—	48	—	47	62	23	—	—
481	—	—	—	81	48	52	50	60	28	42	16
Семинарская — Елец											
12-й км	—	101	44	121	61	93	70	53	—	—	44
16	—	—	—	76	—	—	69	—	27	—	—
24	—	76	40	65	67	90	52	58	—	—	22
48	64	83	82	176	91	76	58	68	—	42	35
53	62	92	77	129	98	83	68	75	44	50	22
58	—	—	—	87	—	73	79	75	—	—	5
73	—	—	—	96	—	104	58	57	—	69	24
80	67	45	61	—	112	88	80	—	—	—	18
83	53	73	52	135	112	77	66	—	—	—	32
112	—	—	—	100	—	84	—	116	—	74	—
124	77	63	66	110	104	70	110	114	—	92	21
126	94	45	52	102	104	90	79	70	—	—	20
131	87	57	68	—	103	87	80	67	20	—	21
155	77	97	60	57	108	92	62	85	34	—	31
160	83	53	56	109	95	74	40	81	28	—	31
174	74	37	37	117	99	48	84	92	—	59	33

указывает на отсутствие измерений, снегомерные пункты указаны в первой графе по их расстоянию в километрах от Москвы).

Так, максимальный объем снегоотложений на всех без исключения пунктах 80-км участка железнодорожной линии Москва — Курск (от снегомерного пункта 401-й км до пункта 481-й км) приходится на зиму 1955/56 г. При этом абсолютный максимум снегоотложений наблюдался на снегомерном пункте 463-й км и составлял 187 м<sup>3</sup>/пог.м, а минимальный — на снегомерном пункте 481-й км и составлял 81 м<sup>3</sup>/пог. м. (Максимальный объем снегоотложения на каждом снегомерном пункте с 1952 по 1962 г. выделен в табл. 1 полужирным шрифтом, а минимальный — курсивом.) Почти на всех снегомерных пунктах данного участка железной дороги максимальный объем снегоотложений в зиму 1955/56 г. весьма резко выделялся по сравнению с максимальной за зиму величиной снегоотложений любого года периода 1952—1962 гг.

Минимальный объем не так сильно отличается от ближайшего к нему по величине объема снегоотложения. Кроме того, он менее устойчив. Так, например в пунктах 401, 403, 407, 411-й км наблюдается два минимума снегоотложений, приходящиеся на зимы 1953/54 и 1958/59 гг. На участке, характеризуемом снегомерными пунктами 417, 433, 437-й км один минимум приходится на зиму 1956/57 г. и второй близкий — на зиму 1957/58 г., на снегомерных пунктах 463, 465, 470-й км минимум снегоотложений наблюдался в зиму 1961/62 г. и на пунктах 478, 480, 481-й км — в зиму 1960/61 г.

Эти характеристики, показывая разделение рассматриваемого 80-км участка железнодорожной линии на более мелкие отрезки по сходному характеру снеготранспорта, свидетельствуют вместе с тем о достаточной надежности измерений снегоотложений в снеготранспортных лесных насаждениях.

Максимальные снегоотложения приходится на зиму 1955/56 г. не только на железнодорожной линии Москва — Курск, но и на линии Семинарская — Елец. Как видно из табл. 1, здесь в период 1952—1962 гг. максимальный объем снегоотложений в зиму 1955/56 г. отмечался на 70% снегомерных пунктов (на 10 из 14). Это свидетельствует о том, что метелевые процессы большой интенсивности наблюдались в эту зиму на значительной площади ЕТС.

Если обратиться к данным максимальных снеготранспортов и снегоотложений ( $V_{отл}$ ), то можно видеть, что из приведенных в [3] максимальных значений  $V_{отл}$  соответственно по румбам снеготранспорта на целом ряде метеостанций они наблюдались также в зиму 1955/56 г., причем при юго-восточном метелевом ветре. Данные максимальных снеготранспортов (снеготранспортировок) приведены по 24 метеостанциям СССР, из которых половина расположена на ЕТС. Из 12 станций ЕТС за 24-летний период, с 1936 по 1960 г. (почти включавшем период 1952—1962 гг.), максимальный снеготранспорт при юго-восточном ветре в зиму 1955/56 г. отме-

чался на семи станциях: Ленинград, Валдай, Рыбинск, Бугульма, Куйбышев, Ершов, Александров-Гай.

Хотя метеостанций, расположенных на железной дороге Москва — Курск, Семинарская — Елец, среди указанных 12 нет, однако, судя по тому, что юго-восточный снегоперенос наблюдался на большой площади ЕТС как к северо-западу, северу, так и к востоку и юго-востоку от центральной зоны ЕТС, где проходят указанные железные дороги, можно с большим основанием считать, что и на этих дорогах максимальный снегоперенос и снегоотложения зимой 1955/56 г. были связаны с юго-восточными метелевыми ветрами.

Любопытно и то, что доминирующий при юго-восточных метелях зимой 1955/56 г. перенос снега с юго-востока не ограничивался вышеуказанной территорией, а распространялся за Урал (Леуши, Барнаул).

Сравнение данных табл. 1 с расчетными объемами снегопереноса и соответствующих им снегоотложений в [3], [4] показывает удовлетворительное, в общем, согласие расчетных и измеренных величин снегоотложений.

Из табл. 1 видно, что средняя абсолютная величина  $\pm \Delta V$  м<sup>3</sup>/пог. м междугодичной изменчивости максимальных за зиму снегоотложений изменяется для железной дороги Москва — Курск в пределах от  $\pm 10$  до  $\pm 51$  м<sup>3</sup>/пог. м, а для линии Семинарская — Елец — от  $\pm 5$  до  $\pm 44$  м<sup>3</sup>/пог. м., т. е. обе дороги по величине  $\pm \Delta V$  весьма близки. Сама же средняя величина максимальных за зиму снегоотложений, как и следовало ожидать, значительно больше абсолютной величины ее междугодичной изменчивости ( $\Delta V_{\tau}$ ).

Кривые обеспеченности объема  $V_{отл}$  снегоотложения на различных линиях железных дорог, наблюдаемого один раз в  $T$  лет, дают хорошую взаимную согласованность в общем ходе  $V_{отл}$  с изменением  $T$  (на рис. 1 по оси абсцисс отложена величина периода  $T$ , которая вычислялась по известной интерполяционной формуле А. Н. Чегодаева [2], [3], по оси ординат — наблюдаемый за данный период  $T$  лет объем снегоотложений).

В соответствии с климатическими условиями районов пролегания указанных на рис. 1 линий железных дорог наибольшие максимальные величины отложений при больших значениях  $T$  будут наблюдаться на линии Семинарская — Елец, наименьшие — по линии Москва — Пахомово.

Для территории Западной Сибири имеются данные объемов снежных отложений на восьми автодорогах, замеренных на снегомерных пунктах только Омской области зимой 1963/64 г. (табл. 2), а на одной из них — также зимой 1962/63 г.

Из табл. 2 видно, что объем снежных отложений зимой 1963/64 г. составил менее 100 м<sup>3</sup>/пог. м., кроме автодороги Тюмень — Омск, где он превысил 100 м<sup>3</sup>/пог. м.

Большой научный и практический интерес представляют материалы по профилям снегоотложений. Этот материал дает возможность судить о процессе снегоотложения в течение зимы на автодорогах рассматриваемой территории. Например, в течение зимы 1962/63 г. на Тюкалинском снегомерном пункте вблизи дороги было произведено пять измерений снегоотложения: 10/XII 1962 г., 5/I 1963 г., 26/I 1963 г., 28/II 1963 г. и 12/III 1963 г.

Профиль снегоотложения каждого измерения имеет свои особенности. В первой половине зимы (10/XII 1962 г., 5/I 1963 г. и 26/I 1963 г.) вблизи дороги, на расстоянии до 40 м от оси дороги, высота снегоотложения была незначительной, 10—20 см. На расстоянии примерно 50 м от оси дороги она увеличилась до 1—2 м. Затем высота отложения снега снова уменьшалась. Во второй половине зимы (28/II 1963 г. и 12/III 1963 г.) профиль снегоотложения имел не один максимум, как в начале зимы, а два максимума

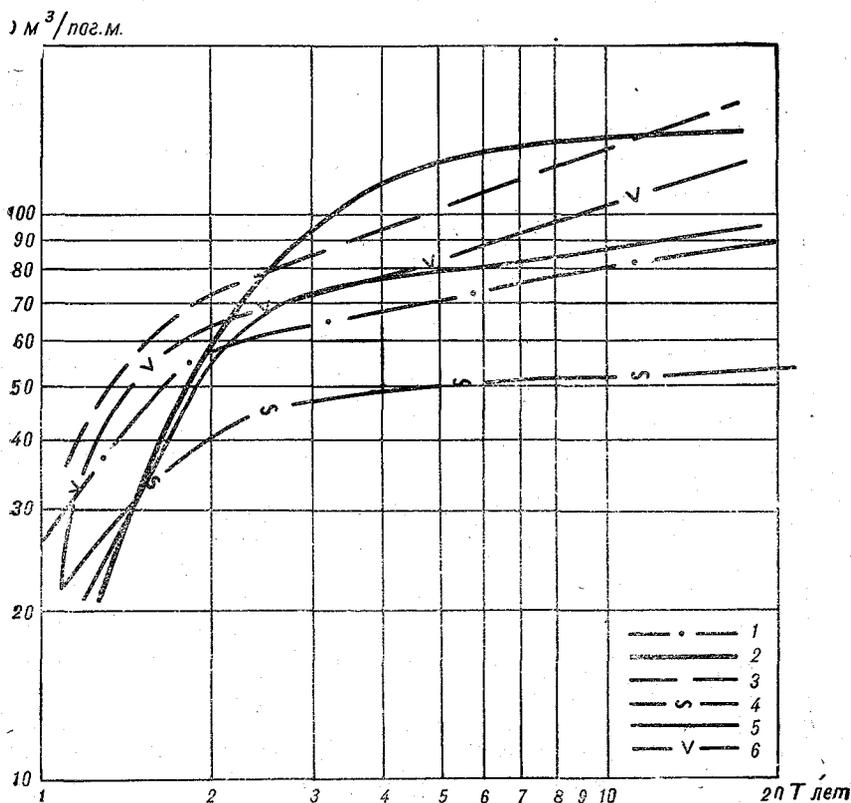


Рис. 1. Кривые обеспеченности различных объемов снегоотложения на отдельных участках железной дороги Москва — Курск.

1 — Пахомово — Тула, 2 — Волово — Сухиничи, 3 — Семинарская — Елец, 4 — Москва — Пахомово, 5 — Скуратово — Орел, 6 — Тула — Скуратово.

Объем отложений снега зимой 1963/64 г.

Наименование автодороги	Расстояние до снегомерного пункта, км <sup>1</sup>	Объем, м <sup>3</sup> /пог. м	Наименование автодороги	Расстояние до снегомерного пункта, км <sup>1</sup>	Объем, м <sup>3</sup> /пог. м
Омск — Тара . .	284	48	Калачинск — Око- нешниково . . . . .	37	54
Тара — Васисс . .	24	52	Тюмень — Омск . .	531	121
Тара — Знаменка	7	45	Тевриз — Усть-Ишим		68
Тара — Колосовка	4	46	Знаменка — Тевриз		67

<sup>1</sup> Расстояние дано от первого пункта дороги.

на рассматриваемом участке, на расстоянии около 25 м (высота снегоотложения 40 см) и 40—50 м (высота снегоотложения 1,7 и 2,3 м). Величина объема переносимого снега в течение этой зимы здесь составила 44 м<sup>3</sup>/пог.м.

Как известно, в отдельные годы метелевые условия бывают различны, соответственно этому и снегоотложения бывают неодинаковыми как во времени, так и по территории. На рис. 2 показаны различные по профилю снегоотложения для Калачинского снегомерного поста зимой 1962/63 и 1963/64 гг.

В первую зиму по данным четырех измерений профиль отложения снега здесь имеет два максимума (рис. 2 а). В первой половине зимы (10/XII 1962 г., 25/XII 1962 г. и 16/I 1963 г.) два максимума расположены на расстоянии 52 и 66 м от оси дороги с высотой отложения снега соответственно около 3 и 1 м. Во второй половине зимы два максимума снегоотложения расположены на расстоянии 48 и 54 м от оси дороги с высотой отложения соответственно 2,8 и 2,4 м. Наибольшая высота снегоотложения (3,1 м) в течение зимы здесь отмечена 16/I 1963 г.

Зимой 1963/64 г. здесь было произведено шесть измерений снегоотложения. Как видно на рис. 2 б, профиль отложения снега в течение зимы характеризуется постепенным увеличением высоты отложения до 2 м на расстоянии 45 м от оси дороги и особенно медленным уменьшением ее в сторону поля. Объем снегоотложения составил 54 м<sup>3</sup>/пог. м. за зиму.

Таким образом, профиль снегоотложения при прочих равных условиях зависит от погодных условий каждой конкретной зимы, для оценки которых необходимы вероятностные характеристики. В то же время на рассмотренных профилях снегоотложения можно подметить черты, общие для них.

На рис. 2 а (зима 1962/63 г.) хорошо видна свойственная снегоотложениям закономерность, заключающаяся в том, что на



наветренной к снегонесущему потоку стороне защиты происходит постепенное увеличение высоты снегоотложения по мере продвижения к средней линии фронта снеготранспорта и затем после достижения максимума (иногда двойного, как на рис. 2 а) снегоотложения при дальнейшем приближении к оси дороги происходит более крутой спад высоты снегоотложения. Эта закономерность проявляется тем лучше, чем больше высота снегоотложения. При малых же значениях высот, как в зиму 1963/64 г., она выполняется плохо (рис. 2 б) или даже нарушается.

Количественной характеристикой структуры профиля снегоотложений может служить коэффициент асимметрии  $k_a$  профиля снегоотложения

$$k_a = \frac{\operatorname{tg} \alpha_{\text{п}}}{\operatorname{tg} \alpha_{\text{н}}},$$

где  $\alpha_{\text{п}}$  — угол наклона снегоотложения на его подветренной стороне;  $\alpha_{\text{н}}$  — угол наклона снегоотложения на наветренной стороне.

В заключение необходимо подчеркнуть важность для практического использования приводимых в статье количественных характеристик отложения на железных и автомобильных дорогах.

Практика требует более глубокого и всестороннего исследования отложения снега в связи с переносом снега.

Авторы приносят глубокую благодарность работникам МПС и СОЮЗДОРНИИ за их любезное предоставление материалов измерения объемов снегоотложений на железных и автомобильных дорогах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мельник Д. М. Предупреждение снежных заносов на железных дорогах. «Транспорт», М., 1966.
2. Указание по закладке снегомерных контрольных пунктов на автомобильных дорогах. Автотрансиздат. Л., 1956.
3. Михель В. М., Руднева А. В., Липовская В. И. Переносы снега при метелях и снегопады на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1969.
4. Михель В. М., Руднева А. В. Районирование территории СССР по переносу снега. Труды ГГО, вып. 210, 1967.

А. С. ДУБОВ, Н. В. СЕРОВА

## О ФАКТОРАХ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОБРАЗЦОВ МАТЕРИАЛОВ, ЭКСПОНИРУЕМЫХ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

В последнее время перед прикладной метеорологией возник ряд задач, связанных с изучением влияния атмосферных условий на различного рода строительные и промышленные материалы. Эта проблема приняла особенную актуальность в связи с расширением диапазона климатических условий, в которых эксплуатируется современная инженерная техника, и широким использованием синтетических материалов, более чувствительных к внешним условиям, чем такие традиционные материалы, как металлы с обработанными покрытиями и дерево.

Изложение основных зарубежных работ в этой области можно найти в известной монографии В. Беера [1].

Комплекс метеорологических элементов, влияющих на режим работы промышленных материалов, очень сложен и включает в себя такие параметры, как температура окружающего воздуха, влажность, концентрации тех или иных примесей, ветер, электрические заряды и пр. В настоящей статье будет рассмотрена сравнительно частная задача, а именно речь пойдет об анализе факторов, определяющих температуру поверхности тела, точнее говоря, пластин достаточно больших размеров (чтобы можно было пренебречь краевыми эффектами).

Мерой величины пластин с этой точки зрения может служить отношение толщины пластины к ее характерному горизонтальному размеру. Экспериментальные данные, которые в дальнейшем будут использоваться в настоящей статье, получены для пластин с отношением толщины к длине, равным 0,006.

Будем рассматривать стационарное состояние, т. е. будем пренебрегать производной по времени от температуры по сравнению с другими членами в уравнении теплового баланса. Поскольку для инженеров-проектировщиков важно знать максимальные темпера-

туры тела, т. е. температуры при условиях, близких к стационарным, это ограничение не приведет к заметным погрешностям.

Запишем уравнения теплового баланса для верхней и нижней поверхностей пластины соответственно:

$$Q'(1 - A) = \frac{\lambda}{h} (T_{пл}^в - T_{пл}^н) + \alpha^в (T_{пл}^в - T_в^в) + R^в, \quad (1)$$

$$\frac{\lambda}{h} (T_{пл}^в - T_{пл}^н) = \alpha^н (T_{пл}^н - T_в^н) + R^н. \quad (2)$$

Здесь  $Q'$  — коротковолновая радиация, приходящая на пластину;  $A$  — альbedo пластины;  $T_{пл}$ ,  $\alpha$  и  $R$  — температура поверхностей пластины, коэффициент турбулентного теплообмена поверхности пластины с окружающей средой, длинноволновый радиационный теплообмен между пластиной и окружающим воздухом соответственно. Индексы «в» и «н» означают верхнюю (облучаемую солнцем) и нижнюю (обратную) поверхности пластины;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности материала пластины;  $h$  — толщина пластины;  $T_в^в$ ,  $T_в^н$  — температуры слоев воздуха, примыкающих к верхней и нижней поверхностям пластины соответственно.

Уравнение (1) означает, что количество тепла от поглощенной солнечной радиации  $Q'(1-A)$  расходуется на турбулентный  $\alpha^в (T_{пл}^в - T_в^в)$  и радиационный  $R^в$  теплообмен с окружающей средой и частично проходит в глубь пластины:  $\frac{\lambda}{h} (T_{пл}^в - T_{пл}^н)$ .

Этот поток тепла согласно уравнению (2) в свою очередь тратится на турбулентный  $\alpha^н (T_{пл}^н - T_в^н)$  и радиационный ( $R^н$ ) теплообмен с окружающей средой. Таким образом, здесь предполагается, что поток тепла внутри пластины потоенен по ее толщине; это, в частности, нашло отражение и в конечно-разностной аппроксимации выражения для этого потока тепла.

Так как толщина пластины невелика, будем считать температуры воздуха выше и ниже пластины одинаковыми

$$T_в^в = T_в^н = T_в. \quad (3)$$

В действительности это не совсем так. В силу затененности воздуха под пластиной и сильным конвективным теплообменом над пластиной будет существовать некоторый перепад температур и в самой воздушной среде. Но этот перепад будет мал по сравнению с разностью температур воздух — пластина (последний в условиях максимальных температур достигает 15—20°C).

Радиационный теплообмен верхней поверхности можно представить в виде

$$R^в = R_0 + 4 \delta \sigma T_в^3 (T_{пл} - T_в), \quad (4)$$

где  $R_0$  — эффективное излучение поверхности пластины при безоблачном небе;  $\delta$  — коэффициент серости;  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана.

Величину  $R_0$  будем рассчитывать по формулам, используемым в метеорологии, для эффективного излучения подстилающей поверхности, например,

$$R_0 = \delta \sigma T_B^4 (0,39 - 0,058 \sqrt{e}), \quad (5)$$

где  $e$  — упругость водяного пара в миллиметрах.

Выражение (5) справедливо для безоблачного неба. При наличии облачности величина  $R_0$  множится на коэффициент, зависящий от формы и количества облаков [2].

Радиационный обмен нижней поверхности будем стилизовать в виде обмена двух бесконечно больших параллельных пластин без поглощающей среды [3]

$$R_n = 4 \delta \sigma T_n^3 (T_{пл} - T_n),$$

где  $T_n$  — температура почвы.

С учетом всего сказанного уравнения (1) и (2) переписутся в виде:

$$Q'(1 - A) = \frac{\lambda}{h} (T_{пл}^B - T_{пл}^H) + (\alpha^B + 4 \delta \sigma T_B^3) (T_{пл}^B - T_B) + R_0, \quad (6)$$

$$\frac{\lambda}{h} (T_{пл}^B - T_{пл}^H) = \alpha^H (T_{пл}^H - T_B) + 4 \delta \sigma T_n^3 (T_{пл}^H - T_n). \quad (7)$$

Коэффициенты турбулентной теплоотдачи  $\alpha^B$  и  $\alpha^H$ , вообще говоря, зависят от метеорологических условий, в частности, от скорости ветра и перепада температур ( $T_{пл} - T_B$ ). Так как мы решаем задачу о максимальных температурах пластины, то должны ограничиться штилевыми условиями и, таким образом, вопрос зависимости  $\alpha$  от ветра в данном случае отпадает. Отметим, что эта зависимость очень существенна, когда решается задача об охлаждении пластины где-нибудь в Антарктиде, где низкие температуры воздуха сопровождаются очень сильными ветрами. Сведения о зависимости этих коэффициентов от скорости набегающего воздушного потока для различных поверхностей можно найти в курсах теплопередач, например в [4].

В условиях штиля делается более сильной зависимость параметров  $\alpha^B$  и  $\alpha^H$  от перепада температур  $T_{пл} - T_B$ . Если учесть этот эффект, то придется решать нелинейную задачу относительно температур. Здесь мы ограничимся линейным приближением и будем считать коэффициенты  $\alpha$  постоянными величинами (для сравнительно небольших изменений перепада температур).

Возможны две постановки задачи. Первая — это когда берется образец материала с фиксированными свойствами (альбедо, теплопроводность, толщина пластин, коэффициент серости) и рассчитывается температура пластины в различных метеорологических условиях (приходящая коротковолновая радиация, температура воздуха, коэффициент турбулентной теплоотдачи).

Вторая постановка такова. Предположим, что мы поставили опыты над некоторым образцом материала в определенных метеорологических условиях (например, [5]). Эти опыты включали в себя определение температуры поверхностей пластин. Тогда при прочих заданных параметрах неизвестными в уравнениях (6) и (7) будут коэффициенты теплоотдачи. Зная их, будем решать задачу о температуре пластин из других материалов в тех же самых метеорологических условиях. Решение этой задачи позволяет ограничиться экспериментом только с одним образцом — термический режим других материалов (при условии неизменности их формы) может быть найден расчетным путем. Результаты таких расчетов будут наиболее эффективны тогда, когда зависимость коэффициента турбулентного обмена от перепада температур пластина — воздух не слишком сильная.

Решение системы (6) и (7) относительно температуры верхней и нижней поверхностей пластины имеет вид:

$$T_{\text{пл}}^{\text{в}} = T_{\text{в}} + \frac{[Q'(1-A) - R_0] \left( \frac{\lambda}{h} + \alpha^{\text{н}} + 4\delta\sigma T_{\text{п}}^3 \right) + \frac{\lambda}{h} 4\delta\sigma T_{\text{п}}^3 (T_{\text{п}} - T_{\text{в}})}{D}, \quad (8)$$

$$T_{\text{пл}}^{\text{н}} = T_{\text{в}} + \frac{[Q'(1-A) - R_0] \frac{\lambda}{h} + \left( \frac{\lambda}{h} + \alpha^{\text{в}} + 4\delta\sigma T_{\text{в}}^3 \right) 4\delta\sigma T_{\text{п}}^3 (T_{\text{п}} - T_{\text{в}})}{D}, \quad (9)$$

где

$$D = (\alpha^{\text{н}} + 4\delta\sigma T_{\text{п}}^3) \left( \frac{\lambda}{h} + \alpha^{\text{в}} + 4\delta\sigma T_{\text{в}}^3 \right) + (\alpha^{\text{в}} + 4\delta\sigma T_{\text{в}}^3) \frac{\lambda}{h}. \quad (10)$$

Таким образом, температура поверхностей экспонируемой пластины при заданных коэффициентах теплообмена  $\alpha^{\text{в}}$  и  $\alpha^{\text{н}}$  определяется интенсивностью приходящей радиации, состоянием облачности и влажности (последние определяют величину эффективного излучения  $R_0$ ), температурами воздуха и почвы, а также собственными свойствами пластины, такими, как ее теплопроводность, альбеда, толщина.

Поскольку радиационный теплообмен описывается в данной схеме весьма приближенно, мы незначительно огрубим расчеты, заменив в выражении (6) температуру почвы температурой воздуха. Тогда вторые слагаемые в числителях равенств (8) и (9) пропадут.

Рассмотрим сначала предельные случаи зависимости температур пластины от параметра  $\lambda/h$ .

а)  $\lambda/h=0$  (случай малой теплопроводности или большой толщины пластины)

$$T_{\text{пл}}^{\text{в}} = T_{\text{в}} + \frac{Q'(1-A) - R_0}{\alpha^{\text{в}} + 4\delta\sigma T_{\text{в}}^3}, \quad (11)$$

$$T_{\text{пл}}^{\text{н}} = T_{\text{в}}. \quad (12)$$

В этом случае температура нижней поверхности равна температуре воздуха, а разность температур верхней поверхность — воздух определяется только условиями теплообмена верхней поверхности.

б)  $\lambda/h = \infty$  (очень большая теплопроводность или очень малая толщина пластины)

$$T_{\text{пл}}^{\text{в}} = T_{\text{пл}}^{\text{н}} = \frac{Q'(1-A) - R_0}{\alpha^{\text{в}} + \alpha^{\text{н}} + 8\delta\sigma T_{\text{в}}^3} \quad (13)$$

В этом случае температуры обеих поверхностей равны и определяются суммарным теплообменом с обеих поверхностей.

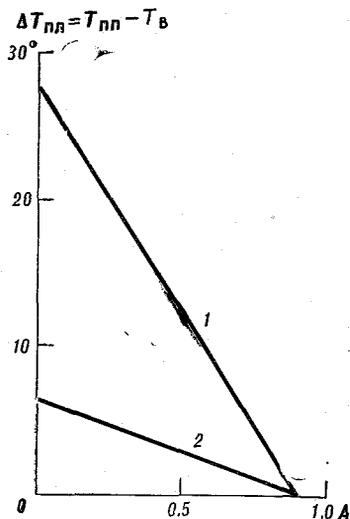


Рис. 1. Зависимость превышения температуры поверхности пластины над температурой воздуха от альbedo пластины при  $Q' = 1,0$  кал/см<sup>2</sup>·мин.,  $h = 1,0$  см,  $\lambda = 0,5 \cdot 10^{-3}$  кал/см × сек. · град.

1 —  $\Delta T$  для верхней поверхности пластины, 2 —  $\Delta T$  для нижней поверхности пластины.

Для оценки членов в соотношениях (8) и (9) в общем случае воспользуемся данными эксперимента, проведенного одним из авторов над термическим режимом образцов из пластмасс [5].

Эти данные относятся к жаркому безветренному дню в Подмоскowie. По средним данным из шести серий наблюдений для интервалов времени, когда наблюдались максимальные температуры образцов  $\partial T/\partial t = 0$ , были получены следующие величины:  $T_{\text{пл}}^{\text{в}} = 47,1^\circ$ ;  $T_{\text{пл}}^{\text{н}} = 44,2^\circ$ ;  $T_{\text{в}} = 26,2^\circ$ ;  $Q' = 1,26$  кал/см<sup>2</sup>·мин.

Свойства экспонируемой пластины из полимера характеризовались следующими параметрами:  $\lambda = 0,58 \cdot 10^{-3}$  кал/см·сек. · град.;  $h = 0,57$  см;  $A = 0,35$ ;  $\delta = 0,85$ .

Радиационные характеристики определялись с помощью радиометра системы ГГО [6].

По этим данным с помощью соотношений (6), (7) находились коэффициенты конвективного теплообмена:

$$\alpha^B = 0,022 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.} \cdot \text{град.}; \quad \alpha^H = 0,0015 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.} \cdot \text{град.}$$

Различие этих величин отражает зависимость коэффициентов от стратификации. Действительно, в слое воздуха, примыкающего к верхней поверхности пластины, наблюдаются конвективные условия (падение температуры с высотой), а в нижележащем слое воз-

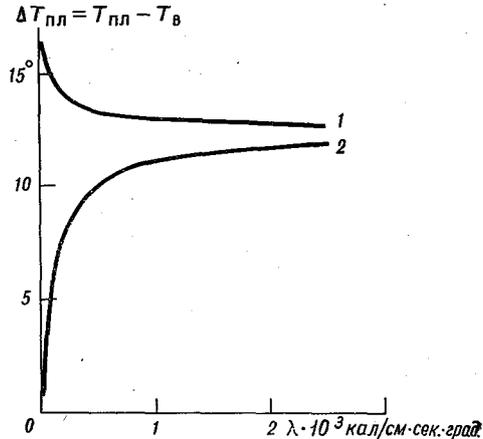


Рис. 2. Зависимость превышения температуры поверхности пластины над температурой воздуха от теплопроводности материала при  $Q' = 1,0 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$ ,  $h = 1,0 \text{ см.}$ ,  $A = 0,4$ .

Усл. обозначения см. рис. 1.

духа — инверсионные (рост температуры с высотой). Динамический фактор (скорость ветра), как уже отмечалось выше, в штительных условиях не играет заметной роли в формировании теплообмена.

По данным о температуре и влажности воздуха за указанные выше шесть серий наблюдений была рассчитана с помощью формулы (5) величина  $R_0 = 0,1 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Подставляя полученные величины  $\alpha_v$ ,  $\alpha_n$ ,  $4\delta\sigma T_v^3$ ,  $R_0$  в формулы (8) и (9), получаем значения превышений температуры поверхностей пластины над температурой воздуха в следующем виде:

$$\Delta T_{пл}^B = \frac{[Q'(1-A) - 0,1] \left(0,01 + \frac{\lambda}{h}\right)}{0,01 \frac{\lambda}{h} + 0,03 \left(0,01 + \frac{\lambda}{h}\right)}, \quad (14)$$

$$\Delta T_{пл}^H = \frac{[Q'(1-A) - 0,1] \frac{\lambda}{h}}{0,01 \frac{\lambda}{h} + 0,03 \left(0,01 + \frac{\lambda}{h}\right)}. \quad (15)$$

Результаты расчетов по формулам (14) и (15) приведены на рис. 1—3. Из этих графиков следует, что изменение альбедо более сильно сказывается на температуре верхней поверхности пластины,

чем нижней. Изменения характеристик самой пластины (теплопроводность и толщина) имеют большое значение для термического режима нижней поверхности. Последние зависимости существенны только для малых значений  $\lambda$  и  $h$ .

Приведенные расчеты служат примером анализа влияния свойств испытуемых материалов на их термический режим при фиксированных метеорологических факторах, соответствующих

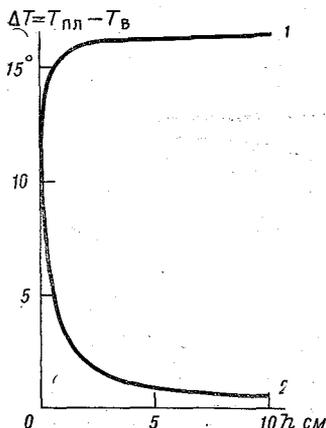


Рис. 3. Зависимость превышения температуры поверхности пластины над температурой воздуха от толщины пластины при  $Q' = 1,0$  кал/см<sup>2</sup> × мин.,  $A = 0,4$ ,  $\lambda = 0,5 \cdot 10^{-3}$  кал/см × сек. · град.

Усл. обозначения см. рис. 1.

условиям эксперимента [5]. В других условиях результаты могут оказаться количественно другими, главным образом благодаря изменению коэффициентов теплоотдачи. Для расчета в этих новых условиях потребуются проведение наблюдений, аналогичных описанным в [5].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беер В. Техническая метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1966.
2. Ефимова Н. А. К методике расчета месячных сумм эффективного излучения. Метеорология и гидрология, № 10, 1961.
3. Блох А. Г. Основы теплообмена излучением. Госэнергоиздат, М.—Л., 1962.
4. Кутателадзе С. С. Основы теории теплообмена. Машгиз, М.—Л., 1962.
5. Серова Н. В. Измерение температуры и некоторых физических свойств полимеров. См. наст. сб.
6. Малевский-Малевич С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. Труды ГГО, вып. 206, 1967.

## ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ И НЕКОТОРЫХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЛИМЕРОВ

Влияние метеорологических условий — солнечной радиации, температуры и влажности воздуха, ветра и других метеоэлементов — на физические и механические свойства экспонированных в естественных условиях изделий из различных материалов привлекает в последние годы все большее внимание исследователей. Помещенные в естественные условия полимерные материалы претерпевают внутренние физико-химические преобразования, причиной которых являются, в частности, периодические повышения температуры материала под влиянием падающей солнечной радиации. Основная цель настоящей работы заключалась в выяснении влияния ряда факторов на термический режим полимера.

Исследования, результаты которых изложены в данной статье, проводились в августе 1968 г. на специальной метеорологической площадке в Московской области. В работе принимала участие ст. техник ГГО В. А. Маякова.

В связи с коротким сроком проведения эксперимента был выбран материал наиболее сильно подвергающийся атмосферным воздействиям и солнечной радиации — полимер, состоящий из полистирола, синтетического каучука и фторопласта.

Испытуемые образцы полимера имели размеры  $55 \times 6 \times 4$  мм и помещались на специальном стенде, экспонированном на юг, под углом  $45^\circ$  к горизонту. Концы образцов зажимались в пазы деревянных планок, при этом расстояние между образцами составляло не менее 2—3 см, что обеспечивало свободное обдувание образцов воздухом.

При исследовании экспонированных на площадке образцов ставились следующие задачи:

- 1) выработка методики измерения температуры поверхности полимеров,
- 2) измерение температуры поверхности полимеров и выяснение влияния на нее некоторых метеорологических факторов,

3) определение отражательной способности и эффективного излучения поверхности полимера.

Так как поверхность полимера совершенно гладкая, а сам материал достаточно твердый, измерение температуры такой поверхности представляет определенные трудности.

### Метод измерения температуры поверхности полимеров

В качестве датчиков для измерения температуры были выбраны полупроводниковые микротермосопротивления МТ-54М конструкции Карманова, изготавливаемые в Агрофизическом научно-исследовательском институте (г. Ленинград). Термосопротивления представляют собой бусинки диаметром  $\sim 0,4$  мм, постоянная времени в спокойном воздухе — не более 10 сек., допустимый диапазон измерения температур — от  $-70$  до  $+150^\circ\text{C}$ .

Для монтажа термосопротивления в образце высверливалось сквозное отверстие диаметром  $0,7-0,8$  мм, в которое вводилось термосопротивление с таким расчетом, чтобы центр бусинки находился вровень с противоположной поверхностью образца. Далее отверстие и выведенные от термосопротивления тонкие проводнички заливались тонким слоем эпоксидной смолы, теплофизические характеристики которой в застывшем состоянии близки к характеристикам полимеров.

Полупроводниковые термосопротивления (ПТС) были вмонтированы таким способом в несколько стандартных образцов полимера. Три таких образца были помещены на испытательном стенде и зажаты, аналогично всем испытуемым образцам, между теми же деревянными планками. При этом два образца помещались так, что их термосопротивления (ПТС № 1 и 2) находились на поверхности, обращенной к солнцу, а третий образец был повернут термосопротивлением (ПТС № 3) вниз, для измерения температуры нижней поверхности образца. Показания ПТС № 1 и 2 различались очень незначительно, и в дальнейшем мы принимали за температуру верхней поверхности образца среднюю величину из показаний ПТС № 1 и 2 —  $T_{1,2}$ . Соответственно температура нижней поверхности образца обозначалась  $T_3$ .

### Основные наблюдения

Наблюдения за температурой образцов проводились с 7 по 28/VIII 1968 г. в основном в дневное время. Были проведены две круглосуточные серии измерений.

Синхронно с отсчетами температуры образцов измерялись следующие метеорологические элементы:

1) суммарная солнечная радиация на горизонтальную поверхность —  $Q$  в  $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин.}$ ,

2) суммарная солнечная радиация на плоскость испытательного стенда (под углом  $45^\circ$  к горизонту) —  $Q'$  в кал/см<sup>2</sup>·мин.

3) температура воздуха на высоте 1,5 м (средний уровень расположения образцов) —  $T_b$  в градусах Цельсия.

4) абсолютная и относительная влажность воздуха на той же высоте —  $e$  в миллибарах и  $r$  в процентах.

5) температура поверхности почвы на оголенной площадке (без травостоя) —  $T_{\text{п}}$  в градусах Цельсия.

6) скорость и направление ветра на высоте 1,5 м.

Отмечались также облачность и знак солнечного сияния.

Интервалы между сроками наблюдений в дневное время были от 30 до 90 мин. в зависимости от облачности. При малой облачности и чистом солнце (знак солнца  $\odot^2$ ) наблюдения производились, как правило, через 30 мин.

Всего было проведено 215 серий наблюдений.

Расположение образцов на стенде, обращенном к югу и наклоненном под углом  $45^\circ$  к горизонту, обуславливает особые условия освещенности образцов. Прямая солнечная радиация может попадать на стенд в августе только с 6 ч. 40 м и до 18 ч. 40 м., так как истинный полдень для данного места наступает в августе около 12 ч. 40 м. мск. Однако освещение образцов солнцем начинается значительно позже и заканчивается раньше указанных сроков из-за затенения их планками. Так, в срок наблюдения 8 ч. 00 м. образцы еще полностью находятся в тени; в срок 8 ч. 30 м. середина образцов, где вмонтированы ПТС, также еще затенена. В вечерние сроки наблюдений в 17 ч. 30 м. ПТС затенены, а в 18 ч. 00 м и образцы целиком находятся в тени. Таким образом, при расположении образцов на горизонтальном стенде время облучения их солнцем было бы большим, однако интенсивность падающей радиации в дневные часы (в часы максимума приходящей радиации) была бы значительно меньше.

Это относится, правда, лишь к интенсивности радиации на данной широте и в данное время года, когда высота солнца над горизонтом в полдень составляет около  $45^\circ$  и плоскость стенда, экспонированного на юг под углом  $45^\circ$  к горизонту, перпендикулярна к плоскости движения солнца. В другое время года и особенно в более низких широтах наклон в  $45^\circ$  уже не дает максимального нагрева образцов.

Полученные нами данные позволяют сделать некоторые предварительные выводы о тепловом режиме образцов за время наблюдений (7—28/VIII).

1. Температура верхней поверхности образцов (обращенной к солнцу)  $T_{1,2}$  в дневные часы была выше температуры воздуха  $T_b$ . Разность температур ( $T_{1,2} - T_b$ ) достигала  $8-9^\circ$ . Максимальная разность ( $9,6^\circ$ ) была в 13 час. 15/VIII. В ночное время температура верхней поверхности образца ниже температуры воздуха, но разность эта невелика ( $\sim 1^\circ$ ).

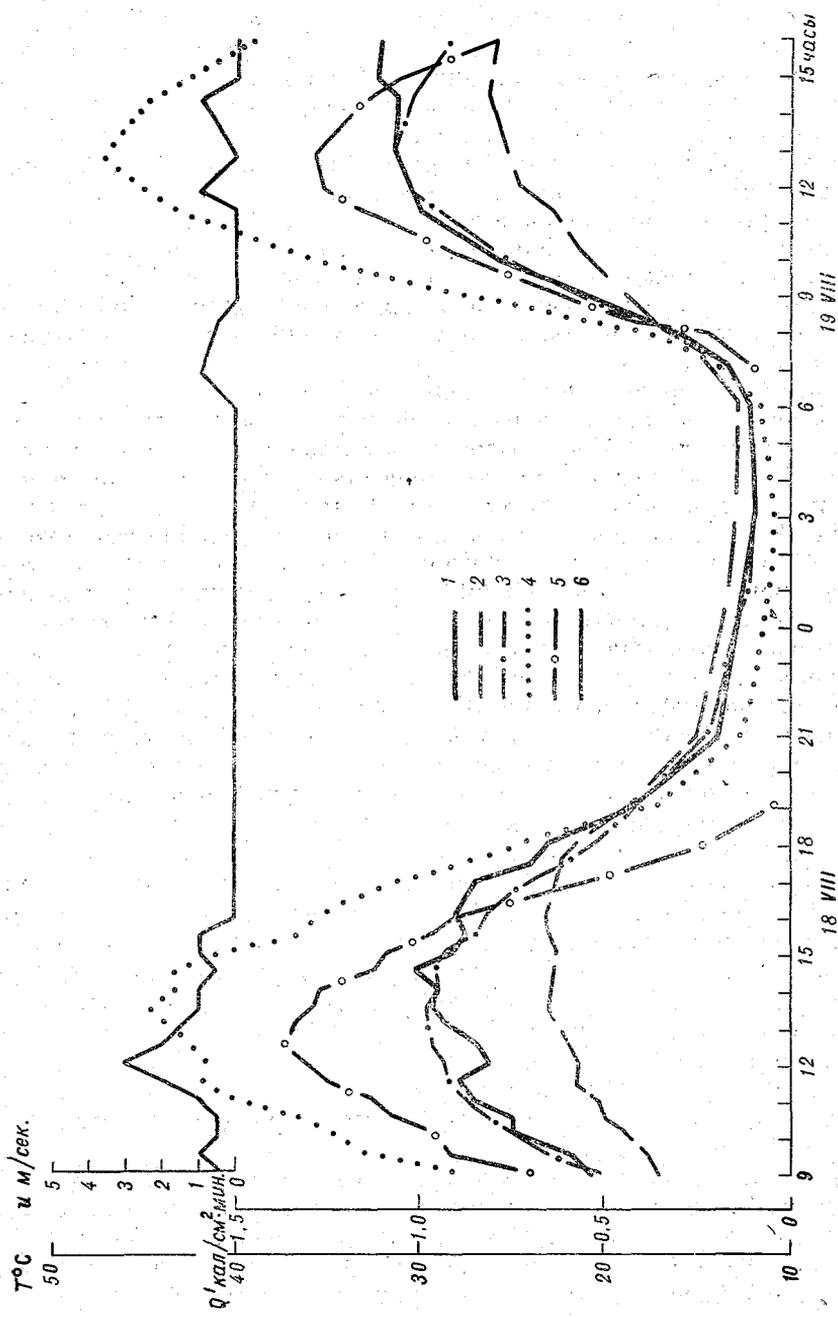


Рис. 1. Суточный ход температуры образцов и некоторых метеозамеров.

1 — температура поверхности образцов ( $T_{1,2}$ ), 2 — температура воздуха ( $T_B$ ), 3 — температура поверхности почвы ( $T_{П}$ ), 4 — температура поверхности плиты ( $T_{ПД}$ ), 5 — суммарная солнечная радиация на плоскость испытательного стенда ( $Q$ ), 6 — скорость вет.

2. Различия в температуре верхней и нижней поверхностей образцов днем при интенсивном нагреве, несмотря на малую теплопроводность материала, составляли всего 2—3°. Это объясняется как малой толщиной образца (4 мм), так и сравнительно хорошими условиями теплообмена образцов с воздухом. В утренние и вечерние часы, когда образцы затенены от прямой солнечной радиации, а также ночью разность  $T_{1,2} - T_3$ , как правило, отрицательна вследствие большего излучения верхней поверхности образца.

Основными факторами, влияющими на термический режим образцов, являются, очевидно, солнечная радиация и условия теплообмена образцов с воздухом.

В качестве иллюстрации на рис. 1 дан суточный ход температуры образцов и измеряемых одновременно некоторых метеоэлементов в ясную погоду от 9 ч. 00 м 18/VIII до 16 ч. 00 м 19/VIII.

Рисунок 1 наглядно иллюстрирует влияние характера теплообмена с окружающим воздухом на температуру материала. Колебания температуры образцов довольно четко связаны со скоростью ветра. Так, например, падение температуры образцов в 12 час. 18/VIII объяснялось, очевидно, усилением ветра в этот срок, а повышение температуры в 14 ч. 30 м. — уменьшением скорости ветра (ветер в оба срока южного направления).

### Специальные наблюдения

Для выяснения степени воздействия на испытуемый материал солнечной радиации необходимо знать некоторые его физические и оптические свойства. Такие исследования невозможно проводить с образцами из-за их малых размеров. Нужна значительно большая площадь поверхности. Для этой цели были изготовлены из того же материала 16 плиток размером 250×250 мм, толщиной 6 мм, из которых на специальной ажурной раме была составлена плита размером 1×1 м. В одну из плиток было вмонтировано термосопротивление таким же способом, как это было сделано в образцах.

Измерения температуры поверхности плиты  $T_{пл}$  проводились начиная с 18/VIII одновременно с основными наблюдениями по образцам. Оказалось, что температура поверхности плиты в дневное время на 10—15° выше температуры поверхности образцов. Это различие в температурах иллюстрирует рис. 1, на который нанесены данные температуры поверхности плиты  $T_{пл}$ . Влияние ветра на величину  $T_{пл}$  значительно меньше, чем на температуру образцов.

Для проверки правильности измерения температуры поверхности плиты между составляющими ее плитками был помещен образец с вмонтированным термосопротивлением (ПТС № 4) и в течение девяти сроков наблюдений проведено сравнение

показаний ПТС в плите и в этом образце. Различия в температурах не превышали  $0,6^\circ$ .

Поэтому мы сочли возможным принять в дальнейшем  $T_4$  за температуру верхней поверхности плиты, а плитка с ПТС 20/VIII в 11 ч. 30 м. была перевернута и  $T_{пл}$  с этого срока и до 11 ч. 30 м. 26/VIII соответствовала уже температуре нижней поверхности плиты. Таким образом оказалось возможным оценить перепад температуры в материале такой толщины (5,7 мм).

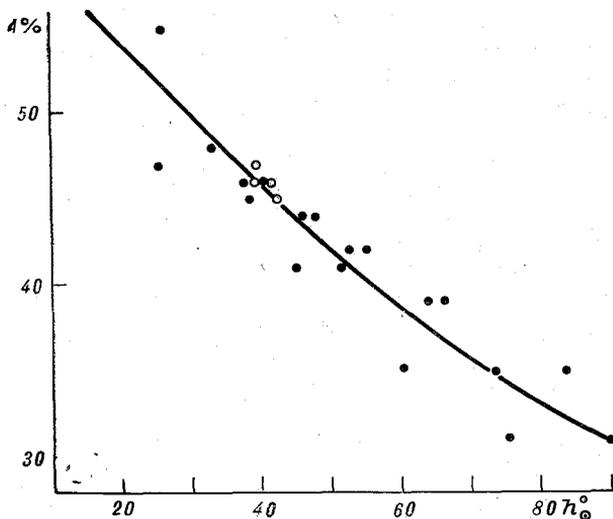


Рис. 2. Зависимость отражательной способности плиты от угла падения солнечных лучей на ее поверхность.

28/VIII в 10 ч. 00 м. плита была помещена горизонтально над поверхностью земли. Нагрев ее при этом, естественно, значительно уменьшился. Однако температура ее поверхности была все же выше температуры поверхности образцов на стенде на  $\sim 6-7^\circ$ .

С 20 по 28/VIII было проведено 23 серии измерений отражательной способности (альbedo) материала при разных углах падения солнечных лучей. Измерения производились с помощью пиранометра. В течение каждой серии делалось по три измерения попеременно приходящей суммарной солнечной радиации на поверхность плиты (угол  $45^\circ$ ) и отраженной от плиты радиации. В каждое измерение входило по четыре отсчета по пиранометру. Таким образом для расчета альbedo в каждой серии взяты средние из 12 отсчетов как суммарной, так и отраженной радиации. По этим данным построен график (рис. 2). Здесь  $A$  — альbedo плиты (отношение отраженной радиации к суммарной в процентах);  $h_{\odot}$  — угол падения солнечных лучей на поверхность плиты.

Полученные данные альbedo не претендуют на большую точность, так как размеры плиты (1×1 м) не позволяли относить пиранометр на достаточное расстояние от ее поверхности и наличие тени от прибора не могло не сказаться на результатах измерений, чем и объясняется разброс точек. Однако полученные средние величины альbedo могут быть использованы для ориентировочных

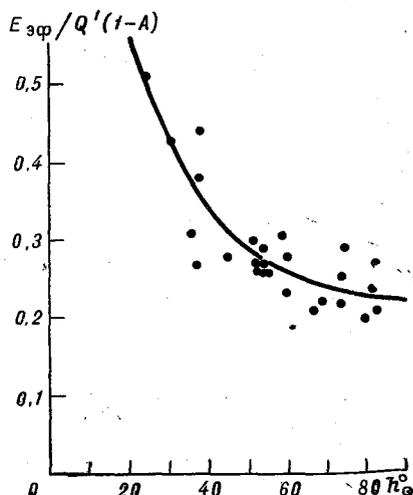


Рис. 3. Зависимость отношения  $E_{эф}/Q'(1-A)$  плиты от угла падения солнечных лучей на ее поверхность.

оценок доли коротковолновой солнечной радиации, поглощаемой плитой,  $Q'(1-A)$ .

С 18 по 26/VIII были также проведены специальные наблюдения по радиометру системы ГГО [1] за составляющими радиационного баланса плиты в длинноволновой области спектра. В разное время дня, т. е. при различном угле падения солнечных лучей и различной температуре поверхности плиты, измерялись тепловое излучение плиты  $E_{\uparrow}$  и противоизлучение атмосферы  $E_{\downarrow}$ . Проведено 27 серий этих измерений. В результате были рассчитаны величины эффективного излучения поверхности плиты ( $E_{эф} = E_{\uparrow} - E_{\downarrow}$ ) и отношение  $E_{эф}$  к  $Q'(1-A)$ . На рис. 3 дана зависимость  $E_{эф}/Q'(1-A)$  от угла  $h_{\odot}$ .

Данные синхронных наблюдений за температурой воздуха, температурой верхней и нижней поверхностей плиты, суммарной радиацией, а также полученные зависимости  $A$  и  $E_{эф}/Q'(1-A)$  от  $h_{\odot}$  позволили сделать ориентировочную оценку составляющих теплового баланса верхней поверхности плиты. Уравнение теплового баланса этой поверхности можно представить в виде

$$c_p \frac{\partial T}{\partial t} \Delta z = Q'(1-A) - E_{эф} - B - P. \quad (1)$$

Здесь  $c\rho \frac{\partial T}{\partial t} \Delta z$  — тепло, поглощенное плитой толщиной  $\Delta z$ ;  $B = \frac{\partial T}{\partial z}$  — тепло, прошедшее сквозь плиту путем теплопроводности материала;  $P$  — турбулентный обмен между верхней поверхностью плиты и воздухом.

Для расчета членов уравнения  $c\rho \frac{\partial T}{\partial t} \Delta z$  и  $B = \lambda \frac{\partial T}{\partial z}$  необходимо знать объемную теплоемкость  $c\rho$  и теплопроводность  $\lambda$  полимера. Для данного полимера  $\lambda = 0,58 \cdot 10^{-3}$  кал/см. сек. град.,  $c\rho = 0,42$  кал/см<sup>3</sup>.град.

Таблица 1

Дата	Время (мск), час. мин.	$t_{\text{ср}}^{\circ}$	$Q' (1-A)$	$E_{\text{эф}}$	$B$	$P$	$q = c\rho \frac{\partial T}{\partial t} \Delta z$	$\frac{E_{\text{эф}}}{Q' (1-A)} \cdot 100\%$	$\frac{B}{Q' (1-A)} \cdot 100\%$	$\frac{P}{Q' (1-A)} \cdot 100\%$	$\frac{q}{Q' (1-A)} \cdot 100\%$
20/VIII	14 30	62	0,70	0,18	0,15	0,38	-0,01	26	21	54	-1
	15 00	54	0,64	0,18	0,12	0,36	-0,02	28	19	56	-3
	16 05	38	0,40	0,14	0,03	0,25	-0,02	35	8	62	-5
21/VIII	15 00	54	0,71	0,20	0,20	0,33	-0,02	28	28	46	-2
	16 05	38	0,46	0,16	0,11	0,21	-0,02	35	24	46	-5
22/VIII	8 30	27	0,26	0,12	0,04	0,06	0,04	46	15	24	15
	9 00	35	0,37	0,14	0,06	0,14	0,03	38	16	38	8
	10 05	51	0,58	0,17	0,20	0,19	0,02	29	35	33	3
	11 30	73	0,84	0,20	0,18	0,45	0,01	24	21	54	1
	13 00	85	0,94	0,22	0,20	0,52	0,00	23	21	56	0
	14 30	62	0,79	0,20	0,20	0,40	-0,01	25	25	51	-1
	16 05	38	0,49	0,18	0,10	0,23	-0,02	37	20	47	-4
	23/VIII	10 10	52	0,57	0,16	0,10	0,29	0,02	28	18	51
23/VIII	11 00	65	0,75	0,19	0,16	0,38	0,02	25	21	51	3
	12 05	81	0,90	0,20	0,18	0,51	0,01	22	20	57	1
	13 05	84	0,95	0,22	0,13	0,60	0,00	23	14	63	0
	14 00	70	0,86	0,21	0,17	0,49	-0,01	24	20	57	-1
	15 00	54	0,70	0,20	0,18	0,34	-0,02	28	26	49	-3
	16 00	39	0,48	0,17	0,08	0,25	-0,02	35	17	52	-4
	24/VIII	9 05	36	0,41	0,16	0,09	0,13	0,03	39	22	32
24/VIII	16 05	38	0,46	0,16	0,08	0,24	-0,02	35	17	52	-4
	17 00	23	0,28	0,14	0,02	0,15	-0,03	50	7	53	-10
Среднее								31	20	49	0,0

Величина турбулентного обмена  $P$  вычислялась как остаточный член уравнения (1).

Результаты расчета составляющих теплового баланса верхней поверхности плиты для сроков с ясным небом (знак солнца  $\odot^2$ ) представлены в табл. 1. Здесь же даны отношения расходных частей теплового баланса к его приходной части — величине  $Q'(1-A)$  в процентах.

Все приведенные в таблице величины относятся, естественно, лишь к плите из данного материала и данной толщины 5,7 мм. Для образцов полимера в виде параллелепипедов указанных выше размеров, хотя и из того же материала, процессы теплообмена будут другими, о чем и свидетельствуют существенно различные температуры поверхности плиты и образцов.

Изложенное выше позволяет сделать прежде всего следующий вывод.

Тепловой режим изделий из полимерного материала, экспонированных в естественных условиях, зависит от:

- а) величины падающей суммарной солнечной радиации;
- б) условий теплообмена изделия с окружающей средой (прежде всего, условий обдувания ветром);
- в) формы и размеров изделий;
- г) отражательной способности (альбедо) и теплофизических характеристик материала.

Поэтому для того чтобы иметь возможность сравнивать влияние экспозиции на механические свойства различных полимеров, необходимо проводить это сравнение на образцах строго одинаковой формы и размеров. Тогда при одинаковых в данном пункте наблюдений условиях «а», «б» и «в» различия в тепловом режиме образцов будут определяться лишь свойствами материала, из которого они изготовлены, а именно отражательной способностью его поверхности и его теплофизическими характеристиками (теплопроводностью  $\lambda$  и объемной теплоемкостью  $ср$ ).

Результаты приведенных выше наблюдений позволяют сделать также некоторые частные выводы.

1. Измерение температуры поверхности образцов полимеров можно производить с достаточной точностью микротермосопротивлениями МТ-54М изложенным в данной статье методом.

2. Примерные измерения отражательной способности плиты из данного полимера указывают на сильную ее зависимость от высоты солнца. При перпендикулярном падении солнечных лучей альбедо данного полимера составляет около 30%, а при низком солнце (20—30°) плита отражает примерно 50—60% падающей радиации.

3. Расчеты составляющих теплового баланса плиты указывают на большую роль теплообмена плиты с окружающим воздухом: ~50% поглощенной коротковолновой радиации составляет турбулентный обмен; эффективное излучение поверхности плиты, обращенной к солнцу, составляет в среднем около 30%; тепло,

проходящее сквозь плиту, — около 20% поглощенной поверхностью плиты радиации.

Для уточнения характера взаимодействия изделий из полимеров с радиационными и метеорологическими факторами наблюдения такого рода должны быть продолжены.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Малевский-Малевич С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. Труды ГГО, вып. 206, 1967.

М. В. ЗАВАРИНА

## К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРИКЛАДНОЙ КЛИМАТОЛОГИИ

Без учета климатических условий различных районов нашей страны невозможно рациональное ведение сельского хозяйства, нельзя строить города, аэродромы, шоссейные и автомобильные дороги, проектировать авиатрассы, линии связи (ЛС) и электропередачи (ЛЭП), создавать оросительные системы и т. д. Следовательно, совершенно очевидна высокая экономическая эффективность от правильного использования сведений о климате. Однако дать количественную оценку этого эффекта чрезвычайно трудно. Несколько легче оценить эффект от внедрения климатологических данных в практику, если он выражается в уменьшении ущерба, наносимого той или иной отрасли народного хозяйства в результате вредного влияния метеорологических факторов. В этом случае точность оценки экономической эффективности от внедрения в практику результатов климатологических исследований зависит от того, насколько точно определяются убытки той или иной отрасли народного хозяйства в результате вредного действия метеорологических явлений, насколько неблагоприятные условия погоды сказываются на экономике страны.

Допустим, что определены общие убытки в стране за год от потери урожая сельскохозяйственных культур, вследствие засух, суховеев, излишка влаги, от града, заморозков и т. д., от простоев на автомобильных и железных дорогах из-за снежных заносов, гололеда, тумана и других явлений, от нарушения регулярности работы авиационного транспорта, от аварий на линиях связи и электропроводах и т. д. Пусть они составляют 2 млрд. руб. Можно допустить, что если эффект от правильного использования климатологических данных выразится в понижении убытков не менее чем на 10%, то это составит 200 млн. руб. ежегодно.

Оценка убытков от метеорологических условий в различных отраслях народного хозяйства затруднена вследствие того, что

не всегда удается отделить влияние факторов климата на тот или иной объект от влияния других факторов. Так, например, недород сельскохозяйственных культур возможен из-за неправильного использования агротехники при одновременном наличии вредных атмосферных явлений. Трудно также оценить, какая доля убытков может быть отнесена за счет неправильной организации работы и какая за счет неблагоприятных метеорологических условий.

В практике сельского хозяйства бывают случаи, что ненастье во время уборки урожая помешало одному из колхозов полностью убрать урожай, тогда как соседний колхоз провел уборочные работы до ненастья. Первый из них объясняет нанесенные убытки неблагоприятной погодой. Точно так же аварии на ЛС и ЛЭП иногда происходят по техническим причинам, а объясняют их влиянием атмосферных условий.

Вместе с тем часто недооценивают убытки, связанные с нарушением нормальной работы ЛС и ЛЭП из-за метеорологических условий. Действительно, легко подсчитать убытки, определяемые стоимостью восстановительных работ, которые выполнялись для ликвидации аварии от гололеда или сильного ветра на ЛЭП, но трудно учесть ущерб от того, что на некоторое время выбыли из строя промышленные предприятия, электрифицированные железные дороги, от того, что нарушилась связь между населенными пунктами.

В некоторых странах эффективность метеорологического обслуживания различных отраслей хозяйства основывают на прогнозе возможных потерь от метеорологических явлений. Так, например, в США потери авиации от неблагоприятных погодных условий в 1966 г. составили 400 млн. долл. Учитывая развитие авиации (увеличение числа авиалиний, частоты вылетов), можно полагать, что в 1970 г. эти потери составят не менее 500 млн. долл. при условии, что качество метеорологического обслуживания будет неизменным. При лучшем метеорологическом обслуживании авиации потери из-за погодных процессов можно снизить на 10—15%, что составит уменьшение убытков на 50—75 млн. долл.

Очевидно больший экономический эффект от внедрения в практику климатологических данных получится в результате снижения убытков от действия неблагоприятных метеорологических факторов, т. е. когда уменьшится число аварий, простоев на предприятиях и т. д.

Однако в ряде случаев эффект от внедрения новых климатологических нормативов получается существенным в результате снижения стоимости строительства отдельных сооружений. Так, например, строители подсчитали, что при изменении расчетной температуры воздуха (средней температуры холодной пятидневки) на 5° стоимость здания изменится на 0,5%. От уменьшения же ветровой нагрузки на промышленные здания стоимость железобетонных колонн изменяется на 8,5%, что составляет более чем 50 руб. на 1 м<sup>3</sup>.

Автором совместно с инженером ГСПИ Министерства связи Г. И. Сахаровой были произведены расчеты изменения стоимости высотных сооружений, если при проектировании их изменить величину ветровой нагрузки.

В частности, было учтено, что в результате нового районирования территории СССР по ветровым нагрузкам, карта которого опубликована в СНиП 1962 г. «Нагрузки и воздействия», на значительной части территории СССР (в широтном поясе от 55 до 65° с. ш., от западных границ ЕТС до Урала, а также в Якутии) ветровые нагрузки на высотные сооружения понизились на 10%. Расчеты показали, что в этих районах стоимость строительства радиомачты высотой 250 м, весом 100 т уменьшилась на 3600 руб., железобетонной башни высотой 180 м, весом 270 т — на 8000 руб., а телевизионной мачты высотой 235 м, весом 210 т — на 9000 руб. Если известно общее количество планируемых для строительства радио и телевизионных мачт, то легко подсчитать общий экономический эффект от внедрения новых климатических нормативов в данную отрасль народного хозяйства.

Следует заметить, что в ряде других районов СССР ветровые нагрузки на высотные сооружения увеличились, однако здесь следует ожидать уменьшения убытков от аварий, связанных с ветровыми воздействиями на высотные сооружения.

На основании данных, представленных Ленинградским отделением института «Энергосетьпроект», автором и М. М. Борисенко было подсчитано изменение стоимости различных ЛЭП при изменении разных гололедных нагрузок на провода, а также ветровых нагрузок при гололеде. Так, если толщина нормативной стенки гололеда увеличивается на 5 мм, т. е. территория строительства переходит от первого района гололедности ко второму или от второго к третьему, то увеличение расчетной гололедной нагрузки приводит к необходимости уменьшать длину пролета между опорами, что требует увеличения числа опор на единицу длины ЛЭП, а следовательно, больших затрат железобетона и металла.

Оказалось, что в этих случаях каждые 100 км ЛЭП напряжением 220 кв в среднем будут стоить дороже на 50 тыс. руб. (от 9 до 120 тыс. руб. в зависимости от расчетного района гололедности и сорта провода).

По расчетам «Энергосетьпроекта» (гл. метеоролог Р. Л. Тумаровская), при переходе от второго района гололедности к третьему строительство 100 км ЛЭП напряжением 330—500 кв удорожается в среднем на 150 тыс. руб. Несколько больше изменяется стоимость строительства ЛЭП при изменении ветровой нагрузки при наличии гололеда. В этом случае требуется увеличение веса опор.

Если при проектировании ЛЭП напряжением 220 кв. принять ветровой район на единицу выше (т. е. вместо первого второй или вместо второго третий и т.д.), то стоимость участка ЛЭП протяженностью 100 км увеличится в среднем на 160 тыс. руб. Стои-

мость линии напряжением 350—500 кв вырастает на 12—30% в зависимости от исходной расчетной скорости, что составляет 60—180 тыс. руб. на 100 км. По расчетам «Энергосетьпроекта», изменение расчетной скорости на 5 м/сек. (вместо 30 м/сек. принимается 35 м/сек), что равносильно переходу от третьего района к четвертому, 100 км линии того же напряжения удорожаются на 200—400 тыс. руб. в зависимости от района.

При понижении гололедных и ветровых нагрузок соответственно понижается стоимость ЛЭП.

Следует заметить, что согласно новым «Строительным нормам и правилам», изданным в 1966 г., в большинстве районов СССР гололедные нагрузки на провода и опоры увеличены по сравнению с нормами, действующими ранее; поэтому стоимость их возрастает. Однако это не значит, что внедрение новых климатических нормативов не приносит пользы государству. Экономический эффект от их внедрения определяется уменьшением числа аварий на ЛЭП и ЛС.

Убытки от аварий на ЛЭП и ЛС значительно превосходят те дополнительные затраты на их строительство, которые связаны с повышением гололедных нагрузок. Например, в течение зимы 1965/66 г. во многих районах СССР произошли аварии на ЛЭП, принесшие колоссальные убытки. Значительный ущерб народному хозяйству нанесен от аварий на ЛС и ЛЭП, а также на телевизионных мачтах и в последующие годы. Когда разрушается телевизионная мачта, то затраты только на ее восстановление составляют 200—300 тыс. руб.

Если допустить, что в результате проектирования воздушных линий по новым нормативам аварии на них уменьшатся на 10%, то по всей территории Советского Союза это составит сумму в несколько десятков миллионов рублей.

В заключение следует заметить, что экономическая эффективность работ в области прикладной климатологии будет больше в том случае, когда в результате их не только будут уточняться уже имеющиеся климатические показатели, но и заменяться новыми нормативами, с помощью которых лучше учитывается влияние климата на тот или иной объект.

## О ВЕЛИЧИНЕ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ, ПРИХОДЯЩЕЙ НА ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ ОГРАЖДЕНИЙ ПРИ БЕЗОБЛАЧНОМ НЕБЕ

При оценке солнечной радиации на вертикальные поверхности ограждений (стены зданий) наряду с прямой радиацией важно учитывать величину рассеянной радиации.

Приход рассеянной радиации к различно ориентированным поверхностям зависит от многих факторов: высоты и азимута солнца, азимута поверхности, облачности, альbedo подстилающей поверхности, прозрачности атмосферы. Мы не упоминаем здесь такой фактор, как закрытость горизонта и затенение окружающими предметами, поскольку рассматриваем случай отдельно стоящего здания с открытым горизонтом.

Современная теория позволяет рассчитать рассеянную радиацию безоблачного неба, но расчет рассеянной радиации в каждом конкретном случае сложен. Существуют таблицы, позволяющие получать спектральную рассеянную радиацию ограниченного участка неба на произвольно ориентированную поверхность [10], [12].

В практическом отношении большой интерес представляет определение интегрального потока рассеянной радиации на наклонные различно ориентированные поверхности, в том числе и вертикальные, от всей полусферы небосвода. При этом нужно знать не только угловое распределение рассеянной радиации, но учитывать и отраженную радиацию от земной поверхности, попадающую на наклонную или вертикальную поверхность. Эмпирического материала для установления зависимости рассеянной радиации от высоты и азимута солнца явно недостаточно. Это обстоятельство затрудняет учет рассеянной радиации при оценке радиационных факторов на тепловой и световой режим зданий.

В [3], [4] приводятся некоторые закономерности по приходу рассеянной и отраженной радиации на вертикальные поверхности на основе наблюдений за угловым распределением радиации в Крыму (Карадаг) и вблизи Ленинграда (Саблино). Рассматри-

ваются относительные величины, т. е. отношение количества рассеянной и отраженной радиации вертикальной поверхности к величине рассеянной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность.

Отмечено, что при безоблачном небе относительная величина потока рассеянной радиации (в том числе и отраженной радиации) существенно зависит не только от ориентации и высоты солнца, но и от альбедо подстилающей поверхности. Допущение изотропности рассеянной радиации приводит к большим погрешностям. При сплошной облачности можно считать, что приход рассеянной радиации к вертикальным поверхностям не зависит от азимута поверхности и приемлемо допущение изотропности, если подстилающая поверхность не покрыта снегом. При сплошной облачности и снежном покрове приход рассеянной радиации также не зависит от ориентации поверхности, но величина его значительно больше за счет отражения от снега и приближается к приходу рассеянной радиации на горизонтальную поверхность.

Полученные в [3] результаты по относительной величине рассеянной радиации вертикальных поверхностей во многом подтверждают закономерности, установленные Г. П. Богдановичем и М. С. Аверкиевым, между освещенностью вертикальной и горизонтальной поверхностей, высотой и азимутом солнца [1], [2].

Допустив пропорциональность между световым и энергетическим потоками рассеянной и отраженной радиации, как это было сделано в [5], мы применили закономерности освещенности вертикальных поверхностей для оценки режима рассеянной радиации.

В работе Г. П. Богдановича [2] обобщены наблюдения по фотометру Шмидта и Хенша, проводившиеся в безоблачные дни в течение 1932 г. в Павловске. Местом наблюдения служила вышка здания аэрологической обсерватории высотой 15 м. Чтобы обеспечить достаточно однородные открытые условия местности, при измерениях исключали направление СЗ, в котором к территории обсерватории примыкал парк. Таким образом, условия эксперимента соответствовали рассматриваемому нами случаю открытого стоящего здания.

Приведенная в [2] таблица зависимости освещенности от азимута и высоты солнца включает угловое распределение радиации (коэффициента вертикальной освещенности) при высотах солнца от 0 до 50° при растительном покрове и для условий снежного покрова при высоте солнца до 30° (максимальная высота солнца перед сходом снежного покрова на широте Павловска).

В работе [1] обобщены наблюдения по селеновому фотоэлементу и универсальному клиновому фотометру (конструкции Аверкиева), проводившиеся в течение двух лет (1937—1938 гг.) в Москве на башне здания метеорологической обсерватории Гидрометеорологического института (в центре города). Хотя башня обсерватории возвышалась над окружающими зданиями и горизонт был открыт, подстилающей поверхностью (от которой отражалась

радиация) служили элементы городской застройки — крыши зданий, примыкающий участок городского двора, кроны деревьев. Наблюдения охватывают бесснежный период с марта по октябрь и включают дни безоблачные и со сплошной облачностью нижнего яруса. Приведенные в этой работе графики показывают величину относительной освещенности вертикальной поверхности (освещенности вертикальной поверхности в единицах освещенности горизонтальной поверхности) в зависимости от азимута и высоты солнца, нижний предел высоты солнца  $10^\circ$ . При сравнении данных упомянутых работ видно, что закономерности изменения потока радиации в зависимости от высоты и азимута солнца полностью совпадают, но имеется систематическая разница в величине на 0,1—0,2 (данные Аверкиева ниже). Разницу можно частично отнести за счет различного альbedo подстилающей поверхности.

Мы использовали величины Богдановича потому, что они характеризуют и летний, и зимний периоды, кроме того, эти данные более подходят к рассматриваемому нами случаю отдельно стоящего здания с примыкающим участком естественного растительного покрова.

Для того чтобы получить относительную величину радиации при высотах солнца более  $50^\circ$ , были проанализированы кривые относительной плотности рассеянной радиации на наклонные поверхности из работы Г. Т. Мелия [6]. Наблюдения проводились при помощи пиранометра Янишевского в Тбилиси в июле — августе при высотах солнца  $63$ — $68^\circ$  для углов наклона от  $20$  до  $60^\circ$ . Сравнением с данными Богдановича и Аверкиева для этих же углов наклона экстраполяцией были получены коэффициенты для угла наклона  $90^\circ$ . Кроме того, были привлечены данные наблюдений над рассеянной и отраженной радиацией на стены зданий (с альbedo окружающей местности около 20%) в условиях Ашхабада за лето 1965 и 1966 гг., любезно предоставленные нам Ширдатовым [11], и данные по Баку [13]. Использовались также данные наблюдений вертикальной и горизонтальной освещенности в Ташкенте по селеновому фотоэлементу в Политехническом институте [9].

Данные наблюдения в южных районах страны дали возможность продлить зависимость относительной величины рассеянной радиации на вертикальные поверхности от высоты и азимута солнца до высоты солнца  $73^\circ$ .

Таким образом, проанализировав и сопоставив весь имеющийся экспериментальный материал по освещенности рассеянным светом вертикальных поверхностей при безоблачном небе и приняв допущение пропорциональности относительных величин светового потока и рассеянной радиации, мы получили сводную таблицу (табл. 1), которую и использовали в дальнейшей работе по исследованию режима рассеянной радиации, поступающей на стены зданий. (Таблица 1 б полностью взята из работы Богдановича.)

Таблица 1

## Коэффициент вертикальной освещенности в зависимости от высоты и азимута солнца

а) при растительном покрове  $A = 17 \div 20\%$ 

$h_{\odot}$ град.	A' град.									
	0	20	40	60	80	100	120	140	160	180
0	1,4	1,3	1,1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5
10	1,9	1,8	1,6	1,4	1,1	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8
20	1,8	1,7	1,6	1,4	1,2	1,0	0,9	0,9	0,9	0,8
30	1,7	1,6	1,5	1,3	1,1	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8
40	1,5	1,4	1,3	1,2	1,1	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7
50	1,4	1,3	1,2	1,1	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6
60	1,3	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6
65	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	<0,7
70	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	<0,8
73	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8

б) при снеговом покрове  $A = 60 \div 70\%$ 

$h_{\odot}$ град.	A' град.													
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	120	140	160	180
0	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8
10	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	2,0	1,9	1,7	1,6	1,4	1,3	1,2	1,1
20	3,1	3,1	3,0	3,0	2,9	2,7	2,6	2,4	2,3	2,1	1,9	1,7	1,6	1,5
30	3,3	3,3	3,2	3,2	3,1	2,9	2,8	2,7	2,5	2,4	2,1	2,0	1,8	1,7

Примечание: A' — угол между азимутом солнца и азимутом нормали к стене.

Наблюдения Богдановича, Аверкиева и других исследователей свидетельствуют о симметрии углового распределения радиации относительно вертикала солнца, и поэтому таблицы составлены для азимутов от 0 до 180°.

Для изучения закономерностей рассеянной радиации безоблачного неба использовались данные рассеянной радиации (ежечасные суммы), приходящей на горизонтальную поверхность, и коэффициенты из табл. 1. Ежечасные суммы рассеянной радиации получены с кривых суточного хода, построенных по средним месячным интенсивностям радиации в актинометрические сроки [8]. Рассеянная радиация безоблачного неба, поступающая на горизонтальную поверхность, зависит прежде всего от высоты солнца, прозрачности атмосферы и альбедо подстилающей поверхности.

В распределении радиации на территории СССР в основном проявляется широтная зависимость — в соответствии с высотой солнца рассеянная радиация возрастает с севера на юг. При этом, конечно, проявляются особенности прозрачности атмосферы, и в ряде районов увеличенная рассеянная радиация свидетельствует о большой мутности атмосферы. В табл. 2 приведена рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность, для

Таблица 2

Суммы рассеянной радиации, поступающей при безоблачном небе на горизонтальную поверхность, кал/см<sup>2</sup>

Станция	Январь		Июль	
	за сутки	максимальная за час	за сутки	максимальная за час
Архангельск . . . . .	12,3	3,0	117,9	9,0
Оймякон . . . . .	17,1	3,6	94,9	6,7
Воейково . . . . .	19,9	3,6	134,7	11,5
Охотск . . . . .	19,4	3,6	84,6	6,7
Каунас . . . . .	44,1	7,2	117,5	9,8
Омск . . . . .	36,5	6,6	129,6	10,8
Куйбышев . . . . .	41,6	7,2	131,3	11,6
Чита . . . . .	36,9	6,0	115,1	9,8
Петропавловск-Камчатский . . . . .	36,1	6,0	101,5	8,5
Киев . . . . .	42,6	7,2	142,6	12,6
Семипалатинск . . . . .	50,2	8,4	121,4	10,9
Кишинев . . . . .	58,0	9,0	140,9	12,7
Хабаровск . . . . .	46,0	7,2	106,3	9,2
Южно-Сахалинск . . . . .	51,3	8,4	104,0	9,6
Одесса . . . . .	47,7	7,8	126,9	11,4
Аральское Море . . . . .	51,5	8,4	113,3	10,2
Алма-Ата . . . . .	60,3	9,0	121,3	11,4
Сад-город (Владивосток) . . . . .	57,1	8,4	101,4	9,6

нескольких групп пунктов, расположенных примерно на одной широте, но с различными условиями прозрачности атмосферы. Из табл. 2 следует, что летом в западных районах СССР — Украина, Молдавия — рассеянная радиация больше, чем на тех же широтах в восточных областях страны. В степных районах Западной Сибири благодаря большой аэрозольной мутности приход рассеянной радиации увеличен по сравнению с тем, что получают на той же широте пункты, расположенные в Прибалтике. Зимой в связи с установлением снежного покрова условия прозрачности

улучшаются и различия в рассеянной радиации могут сглаживаться.

Учитывая вышесказанное, было выбрано 10 пунктов, расположенных на различных широтах (через 7—10°) и отражающих особенности условий прозрачности в отдельных районах страны. Для каждого часового интервала в соответствии с широтой места определялись азимут и высота солнца на 15-е число месяца и угол  $A'$  — разность между азимутом солнца и азимутом нормали к стене. Расчет производился для трех ориентаций — северной, южной и восточной. Учитывая небольшую асимметрию в суточном ходе рассеянной радиации безоблачного неба, величины радиации для восточной ориентации можно применять к западной.

В соответствии со значениями высоты солнца ( $h_{\odot}$ ) и угла  $A'$  для каждого часового интервала по табл. 1 определялся коэффициент, на который умножались величины рассеянной радиации горизонтальной поверхности для получения часовой суммы на вертикальную поверхность.

Поскольку в угловом распределении энергетической и световой интенсивности рассеянной радиации не всегда наблюдается количественное соответствие и различия между ними сглаживаются при больших высотах солнца [3], можно ожидать, что результаты наших расчетов более достоверны для южных широт в летние месяцы. Однако мы попытались оценить хотя бы приближенно величины рассеянной радиации для вертикальных поверхностей во всех широтных зонах в летний и зимний месяцы (июль, январь).

На рис. 1 представлен суточный ход часовых сумм рассеянной радиации (вместе с отраженной радиацией от земной поверхности), приходящей на вертикальные поверхности (стены здания) для нескольких характерных пунктов. Напомним еще раз, что для летнего месяца принимается альbedo подстилающей поверхности около 20%, для зимнего — около 60—70%.

**Июль.** Стена южной ориентации. Суточный ход рассеянной радиации сходен с суточным ходом для горизонтальной поверхности: максимум приходится на полуденные часы. В южных районах количество поступающей радиации совпадает по величине с рассеянной радиацией, получаемой горизонтальной поверхностью для заданного значения альbedo поверхности. При другом альbedo, например  $A \geq 30\%$ , характерном для пустыни, приход радиации на южную ориентацию будет больше, чем на горизонтальную поверхность. В северных областях (севернее 55° с. ш.) рассеянная радиация на стену южной ориентации превышает в дневные часы радиацию на горизонтальную поверхность на 15—25%.

Стена северной ориентации в утренние и вечерние часы повсеместно получает больше рассеянной радиации, чем горизонтальная поверхность и южная стена, а в районах севернее полярного круга в часы, близкие к полуночи, получает даже больше, чем восточная стена. Для кривой суточного хода характерен провал

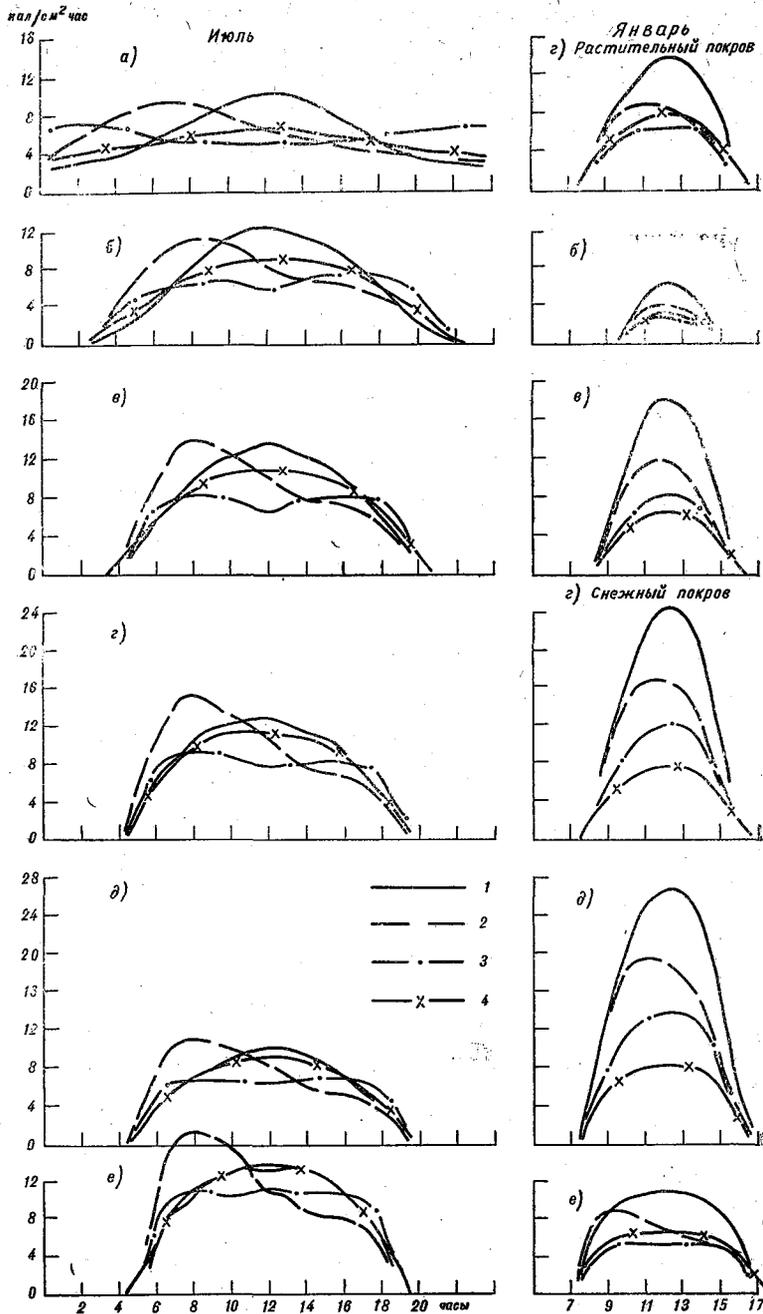


Рис. 1. Кривые суточного хода рассеянной радиации, поступающей на стены зданий разных ориентаций в январе и июле.

*a* — м. Челюскина, *б* — Архангельск, *в* — Омск, *г* — Одесса, *д* — Владивосток, *е* — Термез; 1 — южная, 2 — восточная, 3 — северная, 4 — горизонтальная поверхность.

в полуденные часы, кривая имеет два максимума — до полудня (8—9 час.) и после полдня (15—16 час.).

Для стены восточной ориентации характерен максимум в утренние часы (на севере от 6 до 7 час., на юге от 7 до 8 час. или от 8 до 9 час.), по величине равный или превосходящий максимум южной стены. Только на Крайнем Севере максимум рассеянной радиации на южную стену остается большим по сравнению с другими ориентациями.

Таблица 3

**Суточные суммы рассеянной радиации (включая и отраженную от земной поверхности) на стены зданий и на горизонтальную поверхность при безоблачном небе, кал/см<sup>2</sup>**

Станция	Январь				Июль			
	С	Ю	В(З)	горизонт	С	Ю	В(З)	горизонт
м. Челюскина . . . . .					141,9	144,5	143,8	123,2
Оленёк . . . . .	2,9	6,2	3,7	5,7	108,9	120,2	119,9	109,1
Архангельск . . . . .	11,0	23,6	14,9	12,3	109,6	136,0	127,9	117,9
Якутск . . . . .	19,7	41,7	26,9	21,2	105,1	130,1	128,1	114,7
Омск . . . . .	43,6	89,0	60,0	36,5	113,9	142,4	138,4	129,6
Куйбышев . . . . .	51,9	104,5	72,2	41,6	114,1	144,3	138,9	131,3
Кишинев* . . . . .	47,2	95,1	63,4	58,0	125,4	149,8	149,5	140,9
Одесса* . . . . .	38,7	78,1	52,2	47,7	113,5	134,1	136,5	126,9
Одесса . . . . .	59,4	130,7	95,5	47,7				
Сад-город . . . . .	87,7	160,3	119,6	57,1	92,0	104,1	105,7	101,4
Термез* . . . . .	42,6	81,5	58,0	52,3	135,8	143,4	149,1	146,0

Примечание. На станциях, отмеченных звездочкой (\*), в январе снежный покров отсутствовал.

Суточный приход рассеянной и отраженной радиации на восточную стену в июле соизмерим с суммой, поступающей на южную стену, и составляет для территории СССР 120—140 кал/см<sup>2</sup> (табл. 3). Только в муссонной области суточное количество рассеянной радиации на стены упомянутых ориентаций уменьшается до 105 кал/см<sup>2</sup>, что является отражением режима влажности в летние месяцы в этом районе.

Стена северной ориентации на большей части территории нашей страны получает рассеянной радиации при безоблачном небе меньше только на 10% по сравнению с южной и восточной, а в южных районах (южнее 42° с. ш.) разница уменьшается до 5%. На Крайнем Севере различия в приходе рассеянной радиации между ориентациями практически исчезают (например, м. Челюскин).

При сравнении с суточным приходом рассеянной радиации на горизонтальную поверхность выявляется, что стены южной и восточной ориентации в июле получают примерно на 5—10% больше, а в южных районах приход выравнивается. На вертикальную поверхность северной ориентации поступает рассеянной радиации меньше, чем на горизонтальную поверхность, на 7—10%, за исключением районов Крайнего Севера (например, м. Челюскин), где северная стена может получать не меньше, чем горизонтальная поверхность. Эти результаты количественно отличаются (на 10—20% выше) от величин, характеризующих соотношение между рассеянной радиацией на стены и на горизонтальную поверхность, приведенных в [7].

В упомянутой работе использовались кривые суточного хода для трех пунктов из работы Кругловой, построенные в соответствии с графиками Аверкиева [5]. Как отмечалось выше, сравнение графиков Аверкиева и таблиц Богдановича дает систематическое расхождение коэффициентов в 0,1—0,2. Видимо, эта разница и сказалась на конечных результатах наших расчетов.

**Январь.** При снежном покрове в потоке рассеянной радиации преобладающую роль играет отраженная радиация, поэтому суточный ход для всех ориентаций одинаков — с максимумом в полуденные часы (см. рис. 1 кривые б — г). Максимальные часовые суммы в южных районах со снежным покровом могут достигать и превышать максимум в летний месяц (например, Одесса в зимы со снежным покровом, Сад-город). В муссонной области даже средние суточные суммы на северную и восточную ориентации могут быть соизмеримы, а на южную ориентацию — и превосходить июльские суммы.

В южных районах, где снежный покров отсутствует, кривые суточного хода (см. рис. 1 кривые г — е) в январе аналогичны июльским, т. е. для южной стены максимум приурочен к полудню, а для восточной стены наблюдается утренний максимум.

Зимой, в отличие от лета, больше проявляется контраст между суточным приходом рассеянной радиации на стены, что является свидетельством сильной зависимости отраженной радиации от ориентации.

В зимние месяцы в сильной степени сказывается широтное изменение суточных сумм. Так, для стены южной ориентации суточный приход на севере едва достигает 10 кал/см<sup>2</sup>, в средних широтах (55—53° с. ш.) он уже около 100 кал/см<sup>2</sup>, а на юге Приморья — более 150 кал/см<sup>2</sup>. Суточные суммы на восточную стену на всех широтах составляют примерно  $\frac{2}{3}$ , а на северную стену около половины того, что получает южная стена.

По сравнению с горизонтальной поверхностью в январе южная и восточная стены повсеместно получают больше — южная в 2—3 раза, восточная на 20—70%. Даже на стену северной ориентации приход рассеянной (включая отраженную) радиации в средних

широтах может быть соизмерим с суммой рассеянной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

Представляет интерес рассмотреть отдельно вклад отраженной и рассеянной радиации. Сделаем это на примере данных Садагорода (Владивосток). Применив из [3] соотношения, установленные между  $A'$  и относительной величиной отраженной радиации при учете анизотропности и при допущении изотропности, можно получить следующие характеристики, приведенные в табл. 4.

Таблица 4  
Отраженная и рассеянная радиация, поступающая на вертикальные поверхности

Ст. Сад-город. Средняя сумма за часовой интервал 12—13 час.

Январь.  $A=55\%$ ,  $h_{\odot}=25^{\circ}$

	A' град.			При изотропной радиации $R_B=0.5R_{\Gamma}$
	0(Ю)	180(С)	270(В)	
$\frac{R_B}{R_{\Gamma}}\%$	83	40	54	50
$R_B$ кал/см <sup>2</sup> ·час	18	9	12	11
$D_B+R_B$ кал/см <sup>2</sup> ·час	27	14	18	
$D_B$ кал/см <sup>2</sup> ·час	9	5	6	
$\frac{R_B}{D_B+R_B}\%$	67	64	67	

Примечание.  $R_B$  — отраженная радиация, поступающая на вертикальную поверхность;  $R_{\Gamma}$  — отраженная радиация от горизонтальной поверхности,  $R_{\Gamma}=22$  кал/см<sup>2</sup>·час;  $D_B$  — рассеянная радиация, поступающая на вертикальную поверхность; данные  $R_B/R_{\Gamma}$  взяты из [3].

Из табл. 4. следует, что приход отраженной радиации на стены всех ориентаций в январе в полдень при заданных условиях высоты солнца и альбедо подстилающей поверхности примерно вдвое больше прихода рассеянной радиации.

К сожалению, сделать подобную оценку в суточном ходе или по другим станциям в зимних условиях нельзя из-за отсутствия экспериментальных данных по угловому распределению отраженной радиации при снежном покрове.

В отношении летних месяцев, когда подстилающая поверхность представляет растительный покров или оголенную почву, можно считать отраженную радиацию изотропной, как это сделано в [3]. Подтверждением допустимости изотропности являются и данные наблюдений отраженной радиации, поступающей на вертикальные поверхности в условиях песчаной пустыни [11].

Величина отраженной радиации, приходящей на стены зданий ( $R_B$ ), при принятом нами значении альbedo поверхности  $A=20\%$  указана в первой графе табл. 5. С учетом этих значений  $R_B$  и данных табл. 3 оценена доля отраженной радиации в общем приходе с рассеянной радиацией (см. табл. 5) и отдельно суточная сумма рассеянной радиации безоблачного неба (табл. 6.). Из табл. 5 следует, что в июле на всех широтах в общем приходе рассеянной и отраженной радиации на стены за сутки отраженная радиация составляет около половины на стене южной и восточной ориентации и 60—65% — на северной.

Таблица 5

Суточные суммы отраженной радиации  $R_B$   
при безоблачном небе, поступающей  
на вертикальные поверхности. Июль

Станция	$R_B=0,5R_G$ кал/см <sup>2</sup>	$\frac{R_B}{D_B+R_B}\%$		
		С	Ю	В
м. Челюскина . . . . .	70	49	48	49
Оленёк . . . . .	72	66	60	60
Архангельск . . . . .	63	57	46	49
Якутск . . . . .	67	64	52	53
Омск . . . . .	68	59	48	49
Куйбышев . . . . .	66	58	46	48
Кишинев . . . . .	61	49	41	41
Одесса . . . . .	70	62	52	52
Сад-город . . . . .	68	74	65	64
Термез . . . . .	72	53	50	48

Суточные суммы рассеянной радиации безоблачного неба на вертикальные поверхности южной и восточной ориентации близки и повсеместно составляют 0,5—0,6 от рассеянной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность. Приход рассеянной радиации на северную стену меньше и примерно равен 0,35—0,40 от прихода на горизонтальную поверхность.

Приведенные в статье оценки отраженной и рассеянной радиации безоблачного неба сделаны при многих допущениях и являются приближенными. Они безусловно должны уточняться при накоплении экспериментального материала.

Представляет интерес сравнить полученные данные с результатами теоретического расчета потоков спектральной рассеянной радиации на наклонные поверхности при разных высотах и азимутах солнца, приведенных в работе Р. В. Болотникова

и М. Г. Гельберга<sup>1</sup>. Предварительное сравнение показывает, что данные теоретического расчета для вертикальных поверхностей дают меньшие относительные величины облученности рассеянной (вместе с отраженной) радиации по сравнению с использованными нами (см. табл. 1). Более детальное сравнение может быть выполнено в дальнейшем при учете распределения энергии в спектре отраженной и рассеянной радиации при различных высотах солнца.

Таблица 6

Суточные суммы рассеянной радиации ( $D_B$ ) безоблачного неба. Июль

Станция	$D_B$ кал/см <sup>2</sup>			$D_B/D_r$ %			$D_r$ кал/см <sup>2</sup>
	С	Ю	В	С	Ю	В	
м. Челюскина . . . . .	72	74	74	58	60	60	123
Оленёк . . . . .	37	48	48	34	44	44	109
Архангельск . . . . .	46	62	64	39	53	54	118
Якутск . . . . .	38	63	61	33	55	53	115
Омск . . . . .	46	74	70	35	57	54	130
Куйбышев . . . . .	48	78	73	37	59	56	131
Кишинев . . . . .	53	83	78	40	59	55	141
Одесса . . . . .	43	64	66	34	50	52	127
Сад-город . . . . .	25	36	38	25	36	38	101
Термез . . . . .	64	71	77	44	49	53	146

Примечание.  $D_r$ —суточная сумма рассеянной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверкиев М. С. Освещенность различно ориентированных поверхностей рассеянным светом атмосферы по наблюдениям в Москве. Вест. МГУ, сер. физ.-мат. и естеств. наук, вып. 2, 1950.
2. Богданович Г. П. Освещенность рассеянным светом различно ориентированных вертикальных поверхностей при безоблачном небе. Труды Всесоюз. электротехн. ассоц., т. 4. Естественное освещение промышленных предприятий. Л.—М., 1935.
3. Кондратьев К. Я. Активометрия. Гидрометеиздат, Л., 1965.
4. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. К вопросу о приходе рассеянной и суммарной радиации на поверхность склона. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.
5. Круглова А. И. Рассеянная солнечная радиация на вертикальные поверхности ограждающих конструкций различной ориентации. Практические за-

<sup>1</sup> Болотников Р. В., Гельберг М. Г. Спектральная облученность наклонных поверхностей. Гидрометеиздат, Л., 1969.

дачи строительной теплофизики крупнопанельных зданий. Изд. НИИСФ Госстрой СССР, М., 1966.

6. Мелия Г. Т. Оценка количества рассеянной радиации, падающей на наклонную поверхность гелиоустановки в безоблачную погоду при высоте солнца, равной  $65^\circ$ . Труды ин-та энергетики АН ГрузССР, т. 16, 1962.

7. Пивоварова З. И. Облучение солнечной радиацией стен зданий в различных физико-географических районах. Труды ГГО, вып. 250, 1969.

8. Справочник по климату СССР, ч. 1. Солнечная радиация, радиационный баланс и продолжительность солнечного сияния (34 выпуска). Гидрометеиздат, Л., 1966, 1967.

9. Суханов И. С., Нуретдинов Х. Н., Васильев В. М. Особенности светового климата Узбекистана. Мат-лы Всесоюз. совещания по вопросам светового и ультрафиолетового климата и его рационального использования в современном строительстве. Изд. НИИСФ Госстрой СССР, М., 1968.

10. Фейгельсон Е. М. и др. Расчет яркости света в атмосфере при аннотропном рассеянии, ч. 1. Труды ИФА, № 1, 1958.

11. Ширдатов К. Учет солнечной радиации при проектировании жилых зданий в жарком сухом климате. (На примере Ашхабада.) Автореферат диссертации. Изд. НИИСФ Госстрой СССР, М., 1969.

12. Шифрин К. С., Пятовская Н. Г. Таблицы наклонной дальности видимости и яркости дневного неба. Гидрометеиздат, Л., 1959.

13. Яббаров Ф. А. Освещенность различно ориентированных вертикальных поверхностей при ясном небе. Мат-лы Всесоюз. совещания по вопросам светового и ультрафиолетового климата и его рационального использования в современном строительстве. Изд. НИИСФ Госстрой СССР, М., 1968.

## О СВЯЗИ НОЧНОЙ РАДИАЦИОННОЙ ИНВЕРСИИ С СУТОЧНОЙ АМПЛИТУДОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Вопросу изучения ночной радиационной инверсии посвящен ряд работ. Наиболее полно строение приземной инверсии отражено в работах [1—4]. В [3] было высказано предположение, что величина приземной инверсии составляет примерно половину суточной амплитуды температуры воздуха на уровне 2 м.

За последние годы в ГГО накоплен относительно большой материал аэростатных наблюдений в различных физико-географических пунктах, который позволяет на большем количестве данных провести оценку указанной выше зависимости.

Установление зависимости между параметрами, характеризующими инверсию, и суточной амплитудой температуры воздуха позволило получить пространственную изменчивость этих величин, что представляет интерес при решении ряда практических задач строительной климатологии. Были отобраны безадвективные случаи из суточных серий аэростатного зондирования (через 2 часа) при отсутствии облачности нижнего яруса и сплошной облачности среднего яруса. Критерием отсутствия адвекции служила разность температуры воздуха на уровне 2 м в утренние часы двух соседних суток. При разности температуры меньше  $2^{\circ}$  считалось, что адвекция отсутствует.

Следует заметить, что зависимость вида

$$\Delta t = 0,5A \quad (1)$$

имеет место для ночных инверсий, образующихся под действием радиационного излучения, для диапазона  $25 > A > 5$ , где  $\Delta t$  — величина инверсии в градусах;  $A$  — средняя месячная амплитуда температуры воздуха в градусах.

Соотношение (1) не будет выполняться, если значения  $A$  малы или процесс радиационного излучения усиливается или ослабляется действием других факторов, например адвекцией теплого или холодного воздуха, облачностью нижнего яруса и т. д.

В табл. 1 приводятся пункты наблюдений, число случаев и коэффициенты корреляции  $r$  между значениями  $\Delta t$  и  $A$ ,  $\Delta H$  и  $A$ ,  $\Delta t$  и  $\Delta H$  ( $\Delta H$  — мощность инверсии).

На рис. 1 представлена зависимость интенсивности инверсии от амплитуды температуры воздуха. Из рисунка видно, что интен-

Таблица 1  
Число наблюдений и коэффициенты корреляции  
по отдельным пунктам

Пункт	Область	Число случаев	Коэффициенты корреляции		
			$r_{\Delta t, A}$	$r_{\Delta H, A}$	$r_{\Delta t, \Delta H}$
Воейково	Ленинградская	11	0,45	—	0,54
Обнинск	Калужская	14	0,87	0,22	0,07
Вольск	Саратовская	4	0,87	0,68	0,70
Той-Тюбе	Ташкентская	19	0,89	0,37	0,33
Махталы	Южно-Казахстанская	9	0,68	0,28	0,05
Пахта-Арал	То же	11	0,74	0,45	0,73
Среднее			0,69	0,36	0,36

сивность ночной радиационной инверсии растет с увеличением суточной амплитуды температуры воздуха. По данным рис. 1 были подсчитаны коэффициенты корреляции по формуле

$$r_{x, y} = \frac{\sum [(x - \bar{x})(y - \bar{y})]}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}}, \quad (2)$$

где  $x$  и  $y$  — переменные величины,  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$  — средние значения этих величин.

Иногда величина  $r_{x, y}$  подсчитывалась по более упрощенной формуле

$$r_{x, y} = \frac{\sum xy}{N \sigma_x \sigma_y}, \quad (3)$$

где  $x$  и  $y$  — отклонения от средних значений этих величин;  $N$  — количество наблюдений;  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  — средние квадратические отклонения рядов  $x$  и  $y$ .

В табл. 2 приведены дисперсии величин  $\Delta t$  и  $\Delta H$ , рассчитанные по формуле

$$\sigma_{\Delta t} = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N - 1}}. \quad (4)$$

Зависимость между величиной ночной радиационной инверсии и суточной амплитудой температуры воздуха получилась довольно

хорошая. Средний коэффициент корреляции для всех пунктов равен 0,69. Такой сравнительно высокий коэффициент корреляции указывает на наличие устойчивой связи между величинами  $\Delta t$  и  $A$ , причем эта зависимость для стационарного состояния имеет место практически для всех рассматриваемых пунктов.

Коэффициент корреляции между мощностью приземной инверсии и суточной амплитудой температуры воздуха получился недостаточно высоким ( $r_{\Delta t, A} = 0,36$ ). Однако несмотря на некоторый разбор точек, следует отметить, что с увеличением суточной амплитуды температуры воздуха мощность инверсии также возрастает.

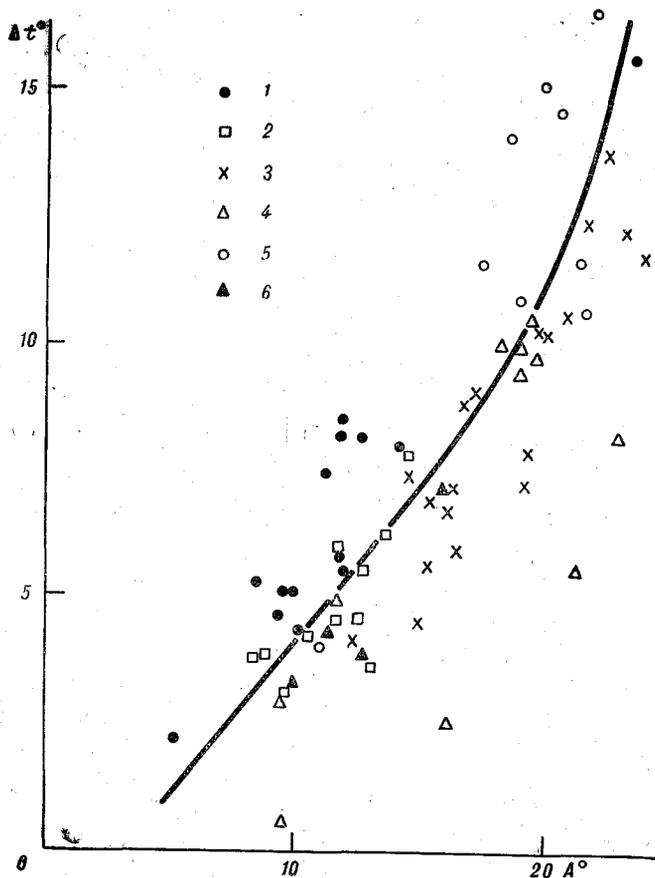


Рис. 1. Зависимость интенсивности инверсии  $\Delta t$  от суточной амплитуды температуры воздуха  $A$ .

1 — Обнинск, 2 — Воейково, 3 — Той-Тюбе, 4 — Пахта-Арал,  
5 — Махталы, 6 — Вольск.

Зависимость основных параметров приземной инверсии от суточной амплитуды температуры воздуха была нами использована для расчета величин  $\Delta H$  и  $\Delta t$  по данным сети метеостанций Европейской территории Союза (ЕТС). Эти расчеты были положены в основу построения карт (средних месячных и средних за теплый период) распределения этих характеристик по ЕТС.

Таблица 2

Средние квадратические погрешности величин  $\sigma_{\Delta t}$  и  $\sigma_{\Delta H}$

$\Delta t$ град. . . . .	4,0	6,1	8,0	10,7
$\sigma_{\Delta t}$ град. . . . .	0,73	0,95	0,80	0,74
$\sigma_{\Delta t}/\Delta t$ % . . . . .	18	15	10	7
$\Delta H$ м . . . . .	120	170	240	340
$\sigma_{\Delta H}$ м . . . . .	33	29	54	52
$\sigma_{\Delta H}/\Delta t$ % . . . . .	28	17	22	15

Изучение пространственной изменчивости величин интенсивности и мощности инверсий весьма полезно для решения ряда практических задач, в частности для оценки возможного загрязнения атмосферы в районах предполагаемого строительства промышленных предприятий.

В данной работе приводятся средние за теплый период карты распределения  $\Delta t$  и  $\Delta H$  по ЕТС. Заметим, что карты средних величин интенсивности и мощности инверсий построены впервые и на сравнительно небольшом материале, поэтому они не претендуют на большую точность, а отражают лишь общую картину изменчивости этих важных характеристик инверсии по территории. В то же время такая карта-схема может быть использована в ряде работ, например при решении вопроса о рациональном размещении сети станции на ЕТС по исследованию загрязнения атмосферы.

Анализ карты интенсивности приземной инверсии (рис. 2) показывает, что величина инверсии на ЕТС изменяется от 2,5 (ст. Кемь) до 8,4°C (ст. Кызыл-Орда). Интенсивность приземной инверсии растет в направлении с северо-запада на юго-восток и убывает на побережьях морей.

Сделана попытка получить зависимость мощности инверсии от ее интенсивности. Зависимость между этими величинами получилась слабая (коэффициент корреляции 0,36), однако отмечается увеличение мощности инверсии с ростом ее интенсивности.

Закономерность распределения  $\Delta H$  можно выразить через уравнение вида

$$\Delta H = 37 \Delta t - 34. \quad (5)$$

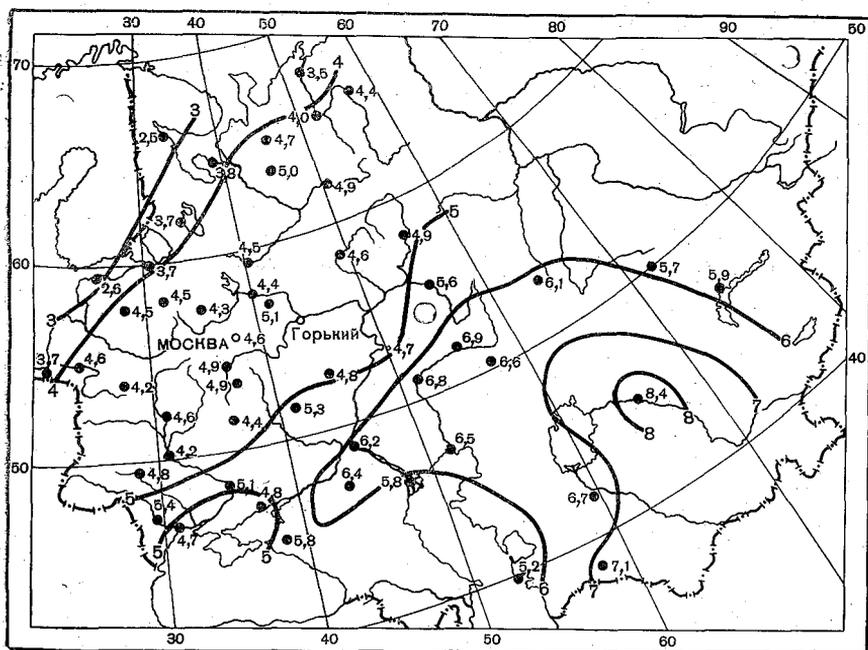


Рис. 2. Карта распределения интенсивности приземной инверсии  $\Delta t$ .

В табл. 3 представлено сравнение рассчитанных и фактических значений интенсивности и мощности инверсий по отдельным пунктам.

Как видно из табл. 3, для станций ЕТС и ст. Алма-Ата довольно хорошее согласование фактических и рассчитанных данных. Наибольшие расхождения для  $\Delta t$  получены для ст. Той-Тюбе, они составляют  $1,6^\circ$ . Для этой же станции получено и наибольшее расхождение для  $\Delta H$ , равное 77 м. Возможно, такое различие в значениях  $\Delta t$  и  $\Delta H$  для ст. Той-Тюбе обусловлено особенностями района.

Таблица 3

Сравнение рассчитанных и фактических значений интенсивности и мощности инверсий

Величина	Пункт					
	Воейково	Обнинск	Советск	Той-Тюбе	Вольск	Алма-Ата
$\Delta t$ град. рассчитанное	4,2	4,9	5,1	7,6	—	4,8
фактическое	3,8	5,9	4,8	6,0	2,8	4,7
$\Delta H$ м рассчитанное	121	147	155	247	—	144
фактическое	155	170	168	170	170	175

На рис. 3 представлено среднее распределение мощности приземной инверсии. Наименьшие значения мощности инверсии наблюдаются на Севере, Северо-Западе ЕТС ( $\Delta H=50$  м ст. Кемь) и наибольшие — на Юго-Востоке рассматриваемой территории ( $\Delta H=247$  м ст. Кзыл-Орда). На побережьях морей заметно некоторое убывание как интенсивности, так и мощности инверсии.

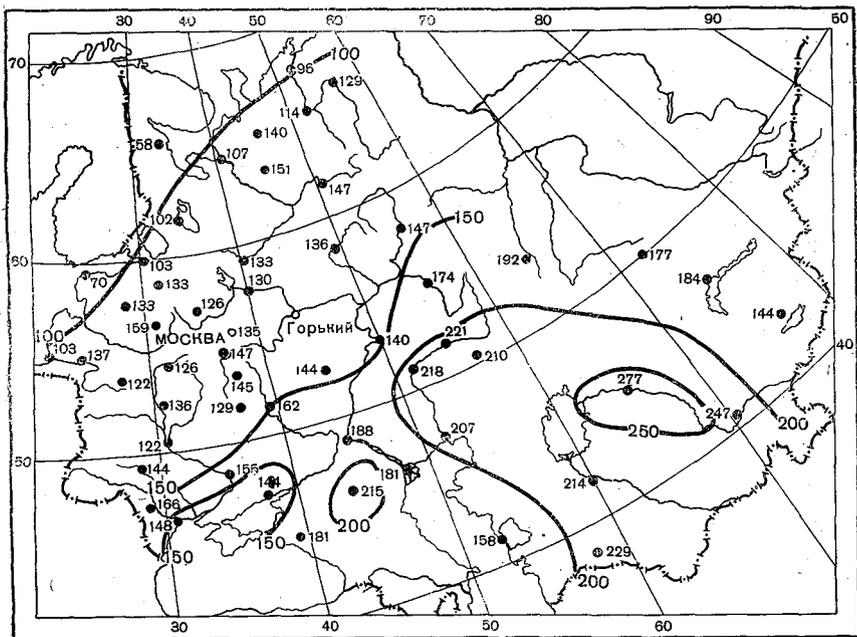


Рис. 3. Карта распределения мощности приземной инверсии  $\Delta H$ .

В общем, эти характеристики приземной инверсии подчиняются одному закону распределения по территории.

Карты распределения мощности и интенсивности инверсии представляют интерес и в том отношении, что помещенные в аэроклиматсправочниках СССР данные по интенсивности и мощности инверсий сильно отличаются от фактических значений  $\Delta t$  и  $\Delta H$ . Данные, полученные с помощью радиозондовых наблюдений, в силу специфичности этого метода сильно завышают мощность инверсии и занижают величину интенсивности инверсии. Для примера приводим сравнение этих величин по отдельным пунктам ЕТС (табл. 4).

В дальнейшем целесообразно провести сравнение рассчитанных и фактических значений  $\Delta t$  и  $\Delta H$  по материалам радиозондов А-22,

которые используются на сети станций с 1960 г. Трудность проведения таких сравнений в настоящее время состоит в несинхронности подъемов аэростата и радиозонда А-22.

Таблица 4

Сравнение интенсивности  $\Delta t$  и мощности  $\Delta H$  инверсии по данным радиозондовых и аэростатных наблюдений с мая по август

Станция	$\Delta t$ град.								$\Delta H$ м							
	радиозонд				аэростат				радиозонд				аэростат			
	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII
Нарьян-Мар	2,4	2,0	1,7	1,6	2,6	3,8	4,1	3,6	0,41	0,38	0,43	0,49	0,06	0,11	0,12	0,10
Архангельск . .	2,4	1,8	1,6	2,4	3,7	4,1	4,1	3,3	0,41	0,37	0,38	0,37	0,10	0,12	0,12	0,09
Каунас . .	2,2	1,7	1,5	1,7	4,9	5,2	4,5	3,6	0,27	0,30	0,27	0,25	0,15	0,16	0,13	0,10
Ленинград	2,2	2,0	1,7	1,8	4,1	3,8	3,8	2,9	0,34	0,33	0,34	0,31	0,12	0,11	0,11	0,07
Смоленск	1,8	1,3	1,4	1,9	4,2	4,7	4,5	3,6	0,27	0,30	0,25	0,30	0,12	0,14	0,13	0,10
Москва . .	2,1	1,8	1,4	2,1	3,6	3,9	3,8	3,1	0,34	0,34	0,33	0,36	0,10	0,11	0,11	0,08
Сыктывкар	2,0	1,7	1,7	3,2	4,8	5,0	5,1	4,8	0,37	0,36	0,35	0,34	0,14	0,15	0,16	0,14

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
2. Девятова А. В. Микроаэрологические исследования нижнего километрового слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
3. Селезнева Е. С. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеоиздат, Л., 1951.
4. Сонькин Л. Р., Матвеева Т. М. Некоторые особенности формирования температурных профилей в нижнем 500-метровом слое над Европейской территорией СССР. Труды ГГО, вып. 210, 1967.

## СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СХОДА ЛАВИН НА АВТОМОБИЛЬНОЙ ДОРОГЕ ФРУНЗЕ — ОШ

Знание синоптических условий, предшествующих и сопутствующих сходу лавин, и местных физико-географических особенностей лавиноопасного района позволит давать прогноз лавинной деятельности с большой заблаговременностью.

В настоящей работе делается попытка качественного и количественного анализа синоптических условий схода лавин различных генетических типов по классификации В. Н. Аккуратова [1].

Для этой цели были использованы данные четырех снеголавинных станций (СЛС), расположенных по трассе автомобильной дороги Фрунзе — Ош. На основании дат и времени схода 687 лавин, зарегистрированных в течение периода с 1958 по 1967 г., по ежедневным синоптическим картам за 3, 9, 15, 21 час определялись типы процессов, при которых наблюдались лавины. При этом использовалась общепринятая классификация типов синоптических процессов для Средней Азии [1] с некоторыми обобщениями и уточнениями применительно к рассматриваемой территории.

Прорывы южнокаспийского, мургабского, верхнеамударьинского циклонов объединены в один процесс, поскольку они, в большой степени отличаясь друг от друга местом формирования, мало отличаются погодными условиями в них. На территорию Киргизии эти циклоны выходят с юго-запада, поэтому они были определены как прорывы юго-западных циклонов.

В некоторых случаях, обычно весной, лавины сходили при очень размытых барических полях (малоградиентное барическое поле высокого или низкого давления). Этот тип процессов получил название малоградиентного барического поля.

В отдельный тип были выделены синоптические процессы схода лавин, когда над рассматриваемым районом устанавливалась южная периферия антициклона.

Всего выделено 10 типов процессов, которые сопутствовали сходу лавин:

- 1) прорывы юго-западных циклонов,
- 2) северо-западное холодное вторжение,
- 3) северное холодное вторжение,
- 4) волновая деятельность,
- 5) малоподвижный циклон над Средней Азией,
- 6) юго-западная периферия антициклона,
- 7) юго-восточная периферия антициклона,
- 8) южная периферия антициклона,
- 9) западное вторжение,
- 10) малоградиентное барическое поле.

Таблица 1

Повторяемость (%) типов синоптических процессов по месяцам  
за период с 1958 по 1967 г.

Месяц	Тип процесса											Число сроков (общее)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
X	5,6	15,9	9,3	2,7	1,7	21,9	1,1	15,6	18,4	7,5	0,3	1116
XI	5,9	14,8	8,1	10,7	4,7	27,3	1,0	6,7	14,2	5,8	0,8	1080
XII	10,0	11,9	7,0	11,3	3,1	29,7	0	11,9	9,3	2,9	2,9	1116
I	13,8	14,2	3,3	7,2	2,6	34,5	0	1,5	16,8	1,1	5,0	1116
II	21,6	15,6	1,8	7,0	3,8	26,4	0	8,2	11,9	1,9	1,8	1016
III	21,1	10,0	4,9	9,5	5,9	17,9	1,2	3,1	21,9	3,3	1,2	1116
IV	18,1	10,0	3,1	12,9	12,5	12,7	0,6	7,8	18,8	3,5	0	1030
V	8,6	10,7	12,9	4,0	9,1	10,9	0,7	10,5	22,4	9,4	0,8	1116
Средняя	13,0	12,9	6,4	8,2	5,4	22,8	0,5	8,2	16,6	4,4	1,6	1094
Число сроков	1136	1127	561	714	475	1990	50	715	1460	388	140	8756

В табл. 1 дана повторяемость перечисленных типов синоптических процессов с октября по май за период с 1958 по 1967 г. Для подсчета повторяемости был использован календарь типов синоптических процессов, составленный Ташкентским бюро погоды. Из табл. 1 видно, что, кроме указанных 10 типов, в рассматриваемый период имел место еще один процесс (тип 11) — широкий вынос теплового воздуха [1], при котором лавин не было, однако средняя повторяемость этого процесса невелика.

Наиболее часто встречающимся процессом (средняя повторяемость — 22,8%) является тип 6 (юго-западная периферия антициклона). Это подтверждает известный факт из работы [2], что данный процесс в холодное полугодие является преобладающим типом синоптического положения в Средней Азии. От октября к январю повторяемость этого процесса увеличивается и достигает максимума (34,5%), далее к маю повторяемость уменьшается.

При этом процессе над Средней Азией в нижних слоях атмосферы господствуют периферия отрога сибирского антициклона и наблюдается устойчивая ясная погода.

Вторым по повторяемости (16,6%) является западное вторжение (тип 9). В годовом ходе повторяемости процесса наблюдается уменьшение его от октября к декабрю. В декабре повторяемость минимальна (9,3%), а в последующие месяцы наблюдается постепенное ее увеличение. Характерной чертой западных вторжений является интенсивное предфронтальное повышение температуры воздуха и выпадение осадков.

Примерно одинакова повторяемость процессов типов 1 (прорывы юго-западных циклонов — 13,0%) и 2 (северо-западное холодное вторжение — 12,9%). Повторяемость первого из указанных процессов в холодное полугодие увеличивается и в феврале наблюдается максимум ее (21,6%), а далее к маю уменьшается. Это отражает известный факт, что циклоническая деятельность в Средней Азии в течение полугодия является нормальным элементом циркуляции [2].

Повторяемость же процессов типа 2 примерно одинакова в течение периода октябрь — февраль с небольшим вторичным минимумом в декабре, с марта по май повторяемость также одинакова, но по абсолютной величине минимальна.

Оба типа процессов обуславливают осадки, небольшое усиление ветра. Особенно интенсивные осадки наблюдаются при процессах типа 1, когда происходит регенерация циклона на холодном фронте какого-либо вторжения (западного, северо-западного или северного).

Повторяемость процессов типов 4 (волновая деятельность) и 8 (южная периферия антициклонов) одинакова и составляет 8,2% в среднем. В годовом ходе повторяемости процессов типа 4 наблюдается два максимума — в декабре (11,3%) и апреле (12,9%) — и минимум в феврале (7,0%). Изменение повторяемости процессов типа 8 в годовом ходе довольно резкое. Абсолютный минимум повторяемости этого процесса приходится на январь (1,5%).

Погодные условия, обуславливаемые этими процессами, резко противоположны. С типом 4 связана пасмурная погода с осадками продолжительностью от 2 до 7 дней. Температура воздуха в течение всего периода волновой деятельности заметно колеблется.

При установлении процессов типа 8 зимой наблюдается ясная, морозная погода, но в то же время в горах местами сохраняется облачность предыдущего вторжения, которая обуславливает выпадение небольших осадков.

Процессы типа 3 имеют среднюю повторяемость 6,4%. Они наблюдаются в среднем в 2 раза реже, чем процессы типа 2. В годовом ходе наименьшая повторяемость этих процессов в феврале (1,8%), а в октябре (9,3%) и мае (12,9%) наибольшая. Северные вторжения непременно сопровождаются похолоданиями, усилением ветров и иногда небольшими осадками.

Распределение лавин по 10 типам синоптических

Месяц	Тип														
	1			2			3			4			5		
	<i>n</i>	<i>P</i>	$2\sigma_P$												
X				3	2	5,9				6	20	4,2			
XI				3	2	8,7	1	1	15,0	6	5	6,2			
XII	13	12	5,1	14	11	4,9	8	10	6,5	12	10	5,3			
I	3	2	10,9	1	1	19,0	2	5	13,4	17	21	4,6			
II	35	16	4,5	28	18	5,0	3	16	15,3	2	3	18,8			
III	23	10	5,7	10	9	8,6				32	30	11,6	5	8	12,2
IV	32	16	3,7	6	6	8,6				20	14	4,7			
V	3	3	7,4	3	2	7,4	2	1	8,9	8	18	4,5			
Σ	109	10	5,2	68	6	6,6	16	3	13,6	103	14	5,4	5	1	24,4

Процессы типа 5 встречаются сравнительно редко (средняя повторяемость — 5,4%). Наиболее часто они наблюдаются в апреле (12,5%).

Для малоподвижных циклонов зимой, ранней весной и поздней осенью характерны смешанные осадки.

Средняя повторяемость процессов типа 10 составила 4,4%, причем в январе наименьшая (1,1%), а в октябре (7,5%) и мае (9,4%) наибольшая. Тип процессов 7 — наиболее редко встречающийся, средняя повторяемость его 0,5%. В декабре, январе, феврале этот тип процессов вовсе не отмечен. Наибольшая его повторяемость в марте (1,2%). При юго-восточной периферии антициклона над горными районами сохраняется пасмурная погода с осадками, связанная с фронтами предшествующего холодного вторжения.

В табл. 2 и 3 представлены распределения лавин по типам синоптических процессов. В каждой из таблиц, кроме числа лавин (*n*), даны вероятности (*P*) схода лавин во время прохождения различных типов процессов в отдельные месяцы и вероятности лавин различных генетических типов при тех или иных процессах. В табл. 2 вероятности были подсчитаны как отношение числа лавин (*n*) с данным процессом в определенный месяц к числу синоптических сроков с этим типом процессов за месяц. В табл. 3 вероятность схода лавин (*P*) подсчитана как отношение числа лавин (*n*) определенного генетического типа с данным процессом к числу всех синоптических сроков этого процесса за весь рассматриваемый период.

## процессов в различные месяцы

процессов																	
6			7			8			9			10			Σ		
n	P	2σ <sub>P</sub>	n	P	2σ <sub>P</sub>	n	P	2σ <sub>P</sub>	n	P	2σ <sub>P</sub>	n	P	2σ <sub>P</sub>	N	P	P̄
3	1	5,9							11	5	3,1				23	2	0,26
28	10	2,8				1	1	15,0	11	7	4,5				50	5	0,57
9	3	6,2				7	5	7,0	12	11	5,3				75	7	0,86
9	2	6,3				4	22	9,5	44	24	2,9				80	7	0,91
7	3	10,0				11	13	8,0	71	59	5,0				157	15	1,8
34	16	5,7	3	23	15,8	35	100	4,6	25	11	5,4				167	15	1,9
7	5	7,9				2	2	14,8	4	2	10,5	29	78	3,9	100	9	1,1
4	3	7,3							12	5	3,6	3	3	7,4	35	3	0,4
101	5	5,4	3	6	31,4	60	8	7,0	190	13	3,9	32	8	9,6	687		8

Средняя вероятность ( $\bar{P}$ ) схода лавин в табл. 2 была подсчитана как отношение всех лавин ( $N$ ) в определенный месяц к числу всех синоптических сроков за весь период, а в табл. 3 — как отношение всех лавин ( $N$ ) определенного генетического типа также к числу всех синоптических сроков всего периода.

Для оценки устойчивости ( $P - \bar{P}$ ) были подсчитаны средние квадратические отклонения ( $\sigma_{\bar{P}}$ ) в процентах по известной формуле теории вероятностей [3]

$$\sigma_{\bar{P}} = \sqrt{\frac{\bar{P}q}{n}}$$

где  $\bar{P}$  — средняя вероятность в процентах схода лавин в месяц (см. табл. 2) и данного генетического типа (см. табл. 3) независимо от процессов (%);  $q = 1 - \bar{P}$ ;  $n$  — число лавин с каким-либо процессом в определенный месяц и число лавин различных генетических типов с каким-либо процессом.

При  $P - \bar{P} < 2\sigma_{\bar{P}}$  можно говорить о существенности различий вероятностей  $P$  и  $\bar{P}$ .

Вероятность  $P$  характеризует лавиноопасность различных синоптических процессов.

Из табл. 2 видно, что лавиноопасность каждого месяца возрастает от октября к февралю — марту от 2 до 15%, а затем уменьшается до 3% в мае. Это вполне естественно, так как в октябре — ноябре происходит накопление снега в лавиносборах. По мере накопления снега с каждым месяцем увеличивается лавиноопасность.

Распределение лавин различных генетических

Тип лавины	Тип														
	1			2			3			4			5		
	$n$	$P$	$2\sigma_{\bar{P}}$												
Свежевыпавшего снега . .	58	5	5,4	64	6	5,1	12	2	11,8	75	10	4,7	4	1	20,4
Метелевого снега . .	4	0,4	5,6	3	0,2	6,3	2	0,4	7,7	1	0,1	10,9			
Температурного сокращения										14	2	5,7			
Сублимационного дифтореза	3	0,2	6,3							4	0,6	5,6	1	0,2	10,9
Смешанные	10	0,7	4,5							3	0,5	8,1			
Мокрые . .	34	3	3,8	1	0,1	22,2	2	0,4	16,6	6	1,0	9,0			

Наиболее лавиноопасными являются февраль и март. В эти месяцы чаще всего высота снежного покрова достигает максимума в рассматриваемом районе и наступает «зрелость снежной толщи», т. е. появление в ней мощного горизонта глубинного инея, по которой происходит подвижка снега.

В октябре наиболее лавиноопасными являются процессы типа 4, вероятность схода лавин при них составляет 20%. Так же лавиноопасны процессы типа 9, но вероятность схода лавин при них всего 5%. Указанные вероятности значительно выше  $\bar{P}$ . В этот месяц лавины могут сходить и при других типах синоптических процессов, но оценить степень отклонения вероятности ( $P$ ) схода лавин в течение этих процессов от средней затруднительно, так как  $P - \bar{P} < 2\sigma_{\bar{P}}$ , т. е. отличие  $P$  от  $\bar{P}$  не может быть еще определено статистически.

В ноябре лавиноопасность процессов типа 6 и 9 наибольшая. Вероятности схода лавин с этими процессами составляют соответственно 10 и 7%.

С декабря по март число процессов, в течение которых наблюдаются лавины, увеличивается, но лавиноопасность каждого процесса различна.

В декабре с вероятностью 10—12% (причем эта вероятность значительно выше  $\bar{P}$ ) можно ожидать схода лавин при процессах типов 1, 2, 3, 4 и 9. При процессах типов 6 и 8 можно ожидать схода

## типов по 10 типам синоптических процессов

процессов															Σ	
6			7			8			9			10			N	$\bar{P}$
n	P	$2\sigma_{\bar{P}}$	n	P	$2\sigma_{\bar{P}}$	n	P	$2\sigma_{\bar{P}}$	n	P	$2\sigma_{\bar{P}}$	n	P	$2\sigma_{\bar{P}}$		
						6	1	16,7	162	11	3,2				381	4,4
3	0,2	6,3				9	1	3,7	4	0,3	5,6				26	0,3
60	3	2,8	1	2	21,2	26	4	8,7							101	1,15
14	1	2,9	2	4	7,7	3	0,4	6,3							27	0,3
12	1	4,1				9	1	4,8	10	1	4,5				44	0,5
12	1	6,4				7	1	8,3	14	1	5,9	32	8	3,9	108	1,23

лавин, но оценить степень отклонения от средних условий трудно, так как  $P - \bar{P} < 2\sigma_{\bar{P}}$ .

В январе вероятность схода лавин при процессах типов 4, 8 и 9 составляет 21—24%.

В феврале сход лавин связан в основном с интенсивными снегопадами и ростом горизонта глубинного инея [4]. Вероятность схода лавин при процессах типов 1, 2, 3 составляет 16—18% в феврале, несколько меньше (13%) — при типе 8. Наиболее лавиноопасными в этот месяц являются процессы типа 9, вероятность схода лавин при них составляет 59%.

Только в марте наблюдались лавины при процессах типов 5 и 7, но лавиноопасность их неодинакова. В первом случае она составляет 23% и существенно выше средней, а во втором — 8%, но оценить степень отличия этой величины от средней трудно ( $P - \bar{P} < 2\sigma_{\bar{P}}$ ). Наиболее велика вероятность схода лавин при процессах типа 8 (100%). Значительна она и при процессах типов 4 (30%), 6 (16%).

В апреле наиболее лавиноопасны процессы типа 10. Вероятность схода лавин при них 78%. Значительна вероятность лавин в этот месяц и при процессах типов 1 (16%) и 4 (14%).

В мае велика лавиноопасность процессов типов 4 и 9.

Из табл. 3 видно, что вероятности схода лавин различных генетических типов при тех или иных процессах в большинстве случаев

незначительно отклоняются от  $\bar{P}$  (за исключением схода лавин свежевыпавшего снега при процессах типов 4 и 9 и мокрых лавин при процессах типа 10).

Лавины свежевыпавшего снега чаще всего сходили при процессах типов 9, 4, 2 и 1 ( $P$  соответственно равно 11, 10, 6 и 5%).

Лавины температурного сокращения в большинстве случаев зарегистрированы при антициклоническом положении над рассматриваемой территорией. Наиболее часто лавины этого типа сходили при процессах типа 6.

Лавин сублимационного диафтореза, так же как и метелевого снега, было зарегистрировано очень мало, поэтому полученное распределение их по типам процессов носит в большей степени случайный характер.

Как известно, сход мокрых лавин в большей степени зависит от местных факторов, чем от синоптических условий [4]. Решающее значение приобретает экспозиция лавиноопасных склонов. Этот тип лавин наблюдался почти при всех синоптических процессах, но чаще всего при процессах типа 10.

## ВЫВОДЫ

1. В целом по дороге лавиноопасность с октября по февраль увеличивается, а с марта к маю резко уменьшается. Февраль, март являются наиболее лавиноопасными месяцами (вероятность схода лавин — 15%). Лавиноопасность синоптических процессов в различные месяцы различна и зависит от повторяемости самих процессов.

2. Наиболее лавиноопасными являются западное вторжение и волновая деятельность. Наибольшие вероятности схода лавин при этих процессах, 13—14%, но в отдельные месяцы они могут колебаться от 5 до 59%.

3. Лавины температурного сокращения чаще всего сходили при установлении над данным районом южной или юго-западной периферии антициклона.

4. Мокрые лавины наблюдались при восьми типах синоптических процессов. Сход лавин этого типа в большей степени зависит от экспозиции лавиноопасных склонов, чем от синоптических условий.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аккуратов В. Н. Генетическая классификация лавин. Труды Эльбрусской экспедиции, т. 1 (4). Нальчик, 1959.
2. Бугаев В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1957.
3. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. «Наука», М., 1969.
4. Максимов Н. В., Щербаков М. П., Вернер Е. Ф. Лавины и борьба с ними на территории Киргизии. Изд-во «Кыргызстан», Фрунзе, 1965.

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Г. Глухов. К определению количества влаги, оседающей на элементах высотных сооружений в процессе гололедообразования	3
М. М. Борисенко, В. Г. Глухов. О порывистости ветра при гололедно-изморозевых явлениях в пограничном слое атмосферы	9
М. В. Заварина. К расчету гололедных нагрузок	21
М. В. Заварина. Удельный вес гололедно-изморозевых отложений	30
И. М. Белоус. Влияние физико-географических и метеорологических условий на плотность гололедно-изморозевых отложений	45
Ц. А. Швер, М. Л. Гауль. Гололедно-изморозевые отложения на территории СССР за сезоны 1965/66 и 1966/67 гг.	51
В. М. Михель. К методике климатологической обработки наблюдений за формами облаков	58
М. В. Заварина. О расчетных скоростях ветра	67
М. М. Борисенко. О сдвигах скорости ветра с высотой в нижних слоях атмосферы	73
А. А. Шкадова. Изменчивость максимальной глубины проникновения температуры 0° в почву	81
Л. Б. Гарцман, М. В. Заварина. Графические и аналитические методы расчета вероятностей редких метеорологических явлений	88
В. М. Михель, А. В. Руднева. О снегоотложениях на железных и автомобильных дорогах	96
А. С. Дубов, Н. В. Серова. О факторах, определяющих термический режим образцов материалов, экспонируемых в естественных условиях	104
И. В. Серова. Измерение температуры поверхности и некоторых физических свойств полимеров	111
М. В. Заварина. К вопросу оценки экономической эффективности исследований по прикладной климатологии	121
З. И. Пивоварова, З. А. Шеффер. О величине рассеянной радиации, приходящей на вертикальные поверхности ограждений при безоблачном небе	125
Н. А. Лазарева, Т. А. Курпакова. О связи ночной радиационной инверсии с суточной амплитудой температуры воздуха	138
О. Н. Токоев. Синоптические условия схода лавин на автомобильной дороге Фрунзе — Ош	145

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 265

### Прикладная климатология

Редактор В. И. Кузьменко  
Технический редактор И. К. Пелипенко  
Корректор Г. С. Макарова

Сдано в набор 24/VIII 1970 г. Подписано к печати 17/XI 1970 г. 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. л. 5. Печ. л. 10. Уч.-изд. л. 10,26. Тираж 750 экз. М-12535. Индекс МЛ-302. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23. Заказ 787. Цена 72 коп.

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.

К определению количества влаги, оседающей на элементах высотных сооружений в процессе гололедообразования. Глухов В. Г. Труды ГГО, 1970, вып. 265, стр. 3—8.

По материалам 6-летних измерений на Обнинской мачте рассчитано количество влаги, переносимой в процессе гололедообразования через осевое сечение обледенелого провода.

Процент оседающей влаги, или коэффициент «захвата», определен как отношение веса образовавшегося отложения к количеству перенесенной за время процесса влаги.

Показано, что в 76% случаев на проводе оседает не более 15% переносимой влаги. Процент оседающей влаги закономерно уменьшается с увеличением скорости ветра.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 6.

О порывистости ветра при гололедно-изморозевых явлениях в пограничном слое атмосферы. Борисенко М. М., Глухов В. Г. Труды ГГО, 1970, вып. 265, стр. 9—20.

Рассмотрена зависимость коэффициента порывистости ветра от его скорости и от вертикального градиента температуры в 300-м слое. Методом дисперсионного анализа установлено, что при скоростях ветра более 8 м/сек. коэффициенты порывистости в слое 169—301 м определяются главным образом температурным градиентом, в то время как влияние скорости ветра не прослеживается.

Коэффициенты порывистости, полученные для различных градаций температурного градиента и скорости ветра, были использованы для расчета динамической составляющей ветровой нагрузки при отложениях льда весом не менее 0,5 кг/пог. м. Оказалось, что динамическая нагрузка на обледенелые элементы высотных сооружений составляет в среднем 60% величины статической ветровой нагрузки.

В слое до высоты 300 м зависимость коэффициента порывистости ветра от числа малых промежутков времени внутри интервала осреднения скорости достаточно хорошо аппроксимируется логарифмической функцией.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 17.