

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
Г 52

ПРОВЕРЕНО
1960г.

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 86

МЕТОДИКА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией
канд. геогр. наук
З. И. ПИВОВАРОВОЙ

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
УЧЕБНОГО ЦЕНТРА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1958

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит научные статьи по методике метеорологических, актинометрических и градиентных наблюдений и их обработке.

Сборник предназначен для специалистов метеорологов, работающих в управлениях гидрометслужбы и на сети гидрометеорологических станций.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|--|------|
| Т. С. Трифонова. К вопросу об изменчивости плотности снежного покрова | 3 |
| И. А. Берлин. К вопросу об исследовании суточного хода относительной влажности воздуха. | 10 |
| Н. Я. Каулин и М. П. Чижевская. Погрешность измерений температуры поверхности почвы ртутными почвенными термометрами | 17 |
| И. Е. Воробьев. Сравнение визуальной оценки количества облачности с оценкой, производимой с помощью сетки | 22 |
| З. И. Пивоварова и Б. И. Гуляев. Актинометрические наблюдения в лесу | 25 |
| И. А. Покровская. О зависимости от температуры переводных множителей термоэлектрических актинометров и пиранометров | 38 |
| Л. В. Дубровин. Количественный метод критического контроля градиентных наблюдений за скоростью ветра в приземном слое (от 0 до 2 м). | 42 |
| Н. П. Фатеев. К развитию электрических и радиационных методов измерения температуры поверхности почвы. | 49 |

Редактор *Т. В. Ушакова.*

Техн. редактор *Н. В. Волков*

Корректор *Б. А. Минц.*

Слано в набор 22/III 1958 г. Подписано к печати 9/VI 1958 г.
Бумага 70 × 108¹/₁₆. Бум. л. 1,75. Печ. л. 4,8. Уч.-изд. л. 4,66.
Тираж 1200 экз. М-18607. Индекс МЛ-384.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 144. Цена 3 руб. 25 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Плотность снежного покрова является характеристикой, необходимой прежде всего для расчетов запаса воды в снежном покрове. Точность определения запаса воды в том или другом районе в большой степени зависит от точности определения средней величины плотности снежного покрова.

В настоящее время на гидрометеорологических станциях и постах средняя величина плотности снежного покрова в районе наблюдательного пункта определяется путем производства снегомерных съемок по замкнутому треугольнику. В пересеченной местности в отдельных случаях снегосъемки проводятся по маршрутной линии. Получаемые при этом средние величины плотности часто имеют значительные погрешности.

Известно, что изменчивость плотности снежного покрова на участках снегосъемок значительно меньше, чем изменчивость высоты снега. Так, например, из работы В. Н. Паршина следует, что средний коэффициент вариации на участках снегосъемок в бассейне р. Оки составляет для высоты снежного покрова $C_{vh} = 0,26$, а для плотности $C_{vp} = 0,09$. Однако погрешности в определении средней плотности по данным снегосъемок получаются большие, чем при определении средней высоты. Очевидно, при определении средней плотности на участке снегосъемки, помимо ошибки, получаемой за счет ошибки измерения плотности плотномером, существенную погрешность вносит несоответствие средней величины плотности на месте съемки действительной средней плотности в районе станции (или поста). Для оценки величины погрешности автор статьи использовал материалы опытных снегосъемок, проведенных в 1956 г. в период устойчивого залегания снежного покрова на агрометстанциях (расположенных в различных областях) Солянка (Красноярский край), Омск (Омская обл.), Чишмы (Башкирская АССР), Елшанка (Оренбургская обл.), Горький (Горьковская обл.).

На указанных станциях проводились одновременно сплошные снегосъемки на площади 4—6 км², снегосъемки по треугольнику с периметром 1000 м и по незамкнутому маршруту протяженностью 3 км. На ст. Горький был разбит треугольник с периметром 3 км. Измерения плотности во всех случаях производились через 100 м. Результаты опытных наблюдений представлены в табл. 1.

Наиболее точные величины как средней высоты, так и средней плотности снежного покрова получаются при проведении сплошной снегосъемки на большой площади исследуемого района.

Из приведенной табл. 1 видно, что средние плотности, полученные на различных станциях при снегосъемках по треугольнику, в 8 случаях из 10 отличаются от средней плотности при сплошной снегосъемке не

более чем на $\pm 0,02$ и в 2 случаях отклонение превышает $\pm 0,02$ (Солянка 17/III и Елшанка 7/III — отклонение 0,03).

По незамкнутому маршруту в 9 случаях из 10 отклонения средней плотности от таковой при сплошной снегосъемке не превышает $\pm 0,02$, и только на ст. Горький 1/III отклонение составляет 0,04.

Таблица 1

| Название станции | Дата снего- съемки | Сплошная снегосъемка | | Незамкну- тый маршрут | | Треугольник | |
|-----------------------------------|-----------------------|-------------------------|---------------------------|--------------------------|----------------------|--------------------|----------------------|
| | | число измерений | средняя плот- ность | число измерений | средняя плотность | число измерений | средняя плотность |
| | | | средняя высота | | | | |
| Солянка (Красноярское УГМС) | 29/II—3/III | 301 | 0,20/28 | 30 | 0,20 | 10 | 0,20 |
| То же | 16—17/III | 296 | 0,24/24 | 31 | 0,26 | 11 | 0,27 |
| Омск (Омское УГМС) | 22/II | 377 | 0,26/22 | 20 | 0,27 | 10 | 0,27 |
| Чишмы (Уральское УГМС) | 5—9/III | 233 | 0,25/51 | 17 | 0,26 | 10 | 0,24 |
| То же | 20/III | 256 | 0,28/50 | 13 | 0,26 | 10 | 0,28 |
| Елшанка (Приволжское УГМС) | 7/III | 290 | 0,29/37 | 21 | 0,28 | 9 | 0,26 |
| То же | 15/III | 290 | 0,30/41 | 21 | 0,30 | 10 | 0,29 |
| | 23/III | 288 | 0,28/40 | 21 | 0,26 | 10 | 0,28 |
| Горький (Верхне-Волжское УГМС) | 27/II—1/III | 232 | 0,27/54 | 17 | 0,23 | 29 | 0,28 |
| То же | 19—21/III | 232 | 0,28/45 | 17 | 0,29 | 31 | 0,30 |

Для того чтобы оценить, что представляют из себя отклонения в измерении плотности 0,01—0,04, необходимо коснуться допусков, применяемых при обработке наблюдений над плотностью снежного покрова.

В настоящее время ориентировочным допуском при определении надежности величины плотности служит степень искажения величины запаса воды вследствие недостатков наблюдений над плотностью, а именно: при искажении запаса воды более чем на 20% ($> 10—15$ мм) данные отмечаются курсивом. При погрешностях, искажающих запас воды более чем на 30% ($> 20—25$ мм), наблюдения бракуются.

Известно, что ошибка 0,01 в определении плотности влечет за собой искажение запаса воды на величину $\Delta P = h \times 0,01 \times 10$. На основании этой формулы была подсчитана величина погрешности запаса воды в зависимости от погрешности в определении плотности при различной высоте и плотности снежного покрова (табл. 2).

По табл. 2, зная величину погрешности в определении плотности снежного покрова, можно найти погрешность в запасе воды (в миллиметрах — левая часть таблицы и в процентах — правая часть) при любом сочетании высоты и плотности снежного покрова.

Пользуясь табл. 2, по материалам опытных наблюдений были определены погрешности в запасе воды, которые получились по данным снегосъемок по треугольнику и по незамкнутому маршруту. Наибольшая погрешность в запасе воды получилась на ст. Горький 27/II—1/III при производстве снегосъемки по незамкнутому маршруту и составляет 15% (при отклонении средней плотности на 0,04); на ст. Солянка 16—17/III при снегосъемке по треугольнику погрешность в запасе воды составляла 12% (при отклонении плотности на 0,03) и на ст. Елшанка 7/III при снегосъемке также по треугольнику получилась погрешность 10% (при отклонении 0,03). Во всех остальных случаях погрешность составляет менее 10% и отклонения плотности не превышают 0,02.

Полученные результаты представлены в табл. 3.

Исходя из существующих допусков, можно принять допустимой погрешность в определении среднего запаса воды за счет недостатков в определении плотности 10%.

Из табл. 2 следует, что допустимая величина погрешности в определении плотности снежного покрова является дифференциальной в зависимости от высоты и плотности снежного покрова. (Допустимая величина погрешности в табл. 2 отделена жирной чертой).

Таблица 2

Величина погрешности запаса воды (в мм и %) в зависимости от величины погрешности в определении плотности при различной высоте и плотности снежного покрова¹

| Величина погрешности в определении плотности снежного покрова | Высота снежного покрова (h см) | | | | | | | | | |
|---|--------------------------------|----|------|----|------|----|------|----|------|----|
| | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | 45 | 50 |
| | миллиметры | | | | | | | | | |
| 0,01 | 0,5 | 1 | 1,5 | 2 | 2,5 | 3 | 3,5 | 4 | 4,5 | 5 |
| 0,02 | 1,0 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 0,03 | 1,5 | 3 | 4,5 | 6 | 7,5 | 9 | 10,5 | 12 | 13,5 | 15 |
| 0,04 | 2,0 | 4 | 6 | 8 | 10 | 12 | 14,0 | 16 | 18 | 20 |
| 0,05 | 2,5 | 5 | 7,5 | 10 | 12,5 | 15 | 17,5 | 20 | 22,5 | 25 |
| 0,06 | 3,0 | 6 | 9 | 12 | 15 | 18 | 21,0 | 24 | 27,0 | 30 |
| 0,07 | 3,5 | 7 | 10,5 | 14 | 17,5 | 21 | 24,5 | 28 | 31,5 | 35 |
| 0,08 | 4,0 | 8 | 12 | 16 | 20 | 24 | 28,0 | 32 | 36,0 | 40 |
| 0,09 | 4,5 | 9 | 13,5 | 18 | 22,5 | 27 | 31,5 | 36 | 40,5 | 45 |
| 0,10 | 5,0 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35,0 | 40 | 45,0 | 50 |

| Плотность снежного покрова | | | | | | | Величина погрешности в определении плотности снежного покрова |
|----------------------------|------|------|------|------|------|------|---|
| 0,10 | 0,15 | 0,20 | 0,25 | 0,30 | 0,35 | 0,40 | |
| проценты | | | | | | | |
| 10 | 6,6 | 5 | 4 | 3,3 | 2,8 | 2,5 | 0,01 |
| 20 | 13,3 | 10 | 8 | 6,6 | 5,7 | 5,0 | 0,02 |
| 30 | 20 | 15 | 12 | 10,0 | 8,6 | 7,5 | 0,03 |
| 40 | 26,6 | 20 | 16 | 13,3 | 11,4 | 10,0 | 0,04 |
| 50 | 33,3 | 25 | 20 | 16,6 | 14,3 | 12,5 | 0,05 |
| 60 | 40 | 30 | 24 | 20,0 | 17,1 | 15,0 | 0,06 |
| 70 | 46,6 | 35 | 28 | 23,3 | 20,0 | 17,5 | 0,07 |
| 80 | 53,3 | 40 | 32 | 26,6 | 22,8 | 20,0 | 0,08 |
| 90 | 60 | 45 | 36 | 30,0 | 25,7 | 22,5 | 0,09 |
| 100 | 66,6 | 50 | 40 | 33,3 | 28,5 | 25,0 | 0,10 |

¹ Расчет произведен по формулам:

1)
$$\Delta P = 10 \times (\Delta d) \times h,$$

2)
$$\frac{\Delta P}{P} 100\% = \frac{\Delta d}{d} 100\%.$$

На материале опытных данных была сделана попытка, во-первых, определить изменчивость плотности снежного покрова в пределах участка для снегомерных съемок и, во-вторых, оценить, насколько правильно отражают данные снегомерных съемок по треугольнику и по незамкнутому

Таблица 3:

| Название станции | Дата съемки | Разность $d_{\text{спл}} - d_{\text{марш}}$ | Погрешность в запасе воды (%) | Разность $d_{\text{спл}} - d_{\text{треуг}}$ | Погрешность в запасе воды (%) |
|------------------|-------------|---|-------------------------------|--|-------------------------------|
| Солянка | 29/II—3/III | 0,00 | 0 | 0,00 | 0 |
| " | 16—17/III | 0,02 | 8 | 0,03 | 12 |
| Омск | 22/II | 0,01 | 4 | 0,01 | 4 |
| Чишмы | 5—9/III | 0,01 | 4 | 0,01 | 4 |
| " | 20/III | 0,02 | 6 | 0,00 | 0 |
| Елшанка | 7/III | 0,01 | 3 | 0,03 | 10 |
| " | 15/III | 0,00 | 0 | 0,01 | 3 |
| " | 23/III | 0,02 | 7 | 0,00 | 0 |
| Горький | 27/II—1/III | 0,04 | 15 | 0,01 | 3 |
| " | 19—21/III | 0,01 | 3 | 0,02 | 6 |

Таблица 4:

Повторяемость отклонения единичного измерения от среднего значения плотности в % от числа измерений

| Название станции, дата | Число измерений | 0,00—0,02 | 0,03—0,05 | 0,06—0,10 | >0,10 | Снегосъемка |
|------------------------|-----------------|-----------|-----------|-----------|-------|--|
| Елшанка 7/III | 290 | 45 | 34 | 20 | 1 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 21 | 19 | 43 | 38 | 0 | |
| | 9 | 78 | 22 | 0 | 0 | |
| Елшанка 15/III | 290 | 52 | 31 | 15 | 2 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 21 | 33 | 57 | 10 | 0 | |
| | 10 | 40 | 20 | 20 | 20 | |
| Елшанка 23/III | 288 | 42 | 34 | 22 | 2 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 21 | 42 | 29 | 24 | 5 | |
| | 10 | 60 | 30 | 10 | 0 | |
| Солянка 29/II—3/III | 301 | 89 | 9 | 2 | 0 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 30 | 80 | 20 | 0 | 0 | |
| | 10 | 80 | 20 | 0 | 0 | |
| Солянка 16—17/III | 296 | 54 | 36 | 9 | 1 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 31 | 51 | 39 | 10 | 0 | |
| | 11 | 46 | 45 | 9 | 0 | |
| Чишмы 20/III | 256 | 59 | 28 | 11 | 2 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 13 | 77 | 7 | 8 | 8 | |
| | 10 | 80 | 20 | 0 | 0 | |
| Чишмы 5—9/III | 233 | 47 | 37 | 16 | 0 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 17 | 65 | 29 | 6 | 0 | |
| | 10 | 70 | 20 | 10 | 0 | |
| Горький 27/II—1/III | 232 | 47 | 34 | 15 | 4 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 17 | 35 | 30 | 35 | 0 | |
| | 29 | 58 | 17 | 21 | 4 | |
| Горький 19—21/III | 232 | 56 | 29 | 14 | 1 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 17 | 53 | 47 | 0 | 0 | |
| | 31 | 80 | 17 | 3 | 0 | |
| Омск 22/II | 377 | 41 | 34 | 22 | 3 | Сплошная снегосъемка Незамкнутый маршрут Треугольник |
| | 20 | 40 | 25 | 35 | 0 | |
| | 10 | 40 | 40 | 10 | 0 | |

Средняя при сплошной снегосъемке в %

| 53,0 | 31,0 | 14,4 | 1,6 |

маршруту изменчивость плотности по сравнению с данными сплошной снегосьемки.

Для этой цели по данным опытных наблюдений были вычислены отклонения единичного измерения плотности при различных видах снегосьемки от среднего значения плотности, полученного при сплошной снегосьемке. Была подсчитана повторяемость различной величины отклонения в процентах от числа измерений плотности отдельно для каждой снегосьемки. Эти данные приведены в табл. 4.

В среднем на указанных станциях в 98% случаев отклонения единичного измерения плотности от среднего значения на участке сплошной снегосьемки не превышают 0,10 и только около 2% случаев отклонения превышают 0,10.

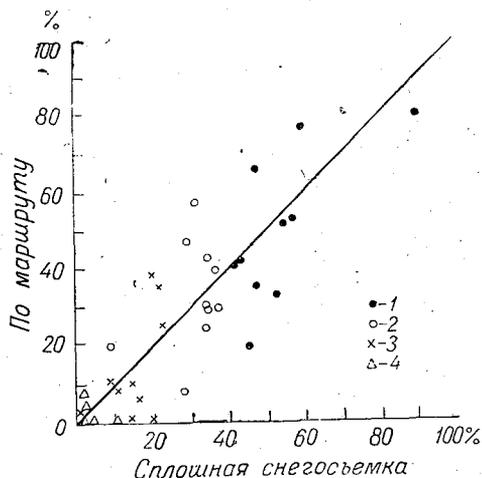


Рис. 1. Корреляционный график повторяемости отклонений единичного измерения плотности от среднего значения на участке сплошной снегосьемки и по маршруту.

1 — 0,00—0,02, 2 — 0,03—0,05, 3 — 0,06—0,10, 4 — > 0,10.

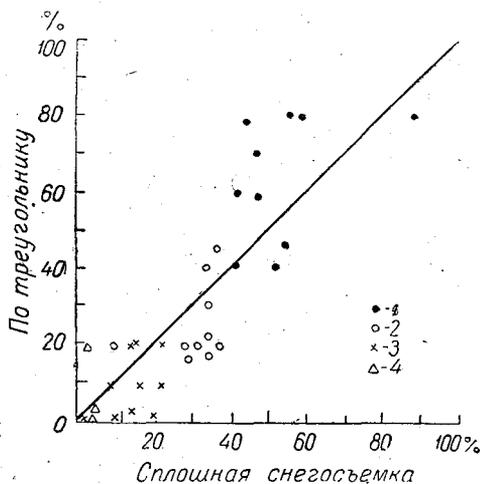


Рис. 2. Корреляционный график повторяемости отклонений единичного измерения плотности от среднего значения на участке сплошной снегосьемки и по треугольнику.

Условные обозначения см. рис. 1.

На отклонения 0,00—0,05 приходится 84% случаев, 53% случаев приходится на отклонения 0,00—0,02. Исключение составляют данные ст. Солянка 29/II—3/III, где 89% случаев приходится на отклонения 0,00—0,02.

Что же касается данных снегосьемки по треугольнику и по незамкнутому маршруту, то, как видно из табл. 4, подобного соотношения в отклонениях не наблюдается. Это свидетельствует о том, что данные снегосьемки как по треугольнику, так и по незамкнутому маршруту в большинстве случаев не отражают действительный характер изменчивости плотности снежного покрова.

В связи с тем, что число измерений плотности как на треугольнике, так и на маршруте мало, отдельные случаи измерения плотности с большим отклонением от среднего значения имеют большой вес и, следовательно, могут вносить большую погрешность в среднюю величину плотности. Так, на ст. Елшанка 15/III при снегосьемке по треугольнику отклонение более 0,10 составляет 20% случаев (хотя это составляет всего 2 случая из 10 измерений), тогда как при сплошной снегосьемке 6 случаев отклонения более 0,10 составляют только 2%.

На рис. 1 представлен корреляционный график повторяемости отклонений единичного измерения плотности от среднего значения при

сплошной снегосъемке и по маршруту; на рис. 2 — при сплошной снегосъемке и по треугольнику. На оси ординат отложена повторяемость отклонений при снегосъемках по треугольнику (рис. 2) и по маршруту (рис. 1), а на оси абсцисс — повторяемость отклонений при сплошной снегосъемке.

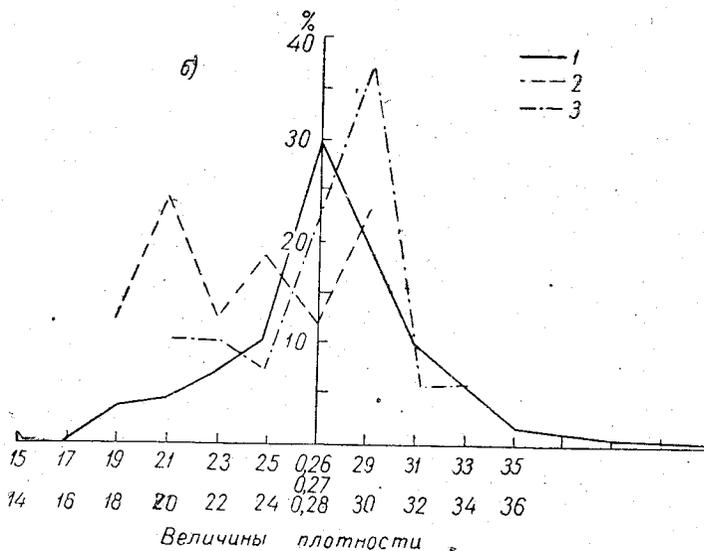
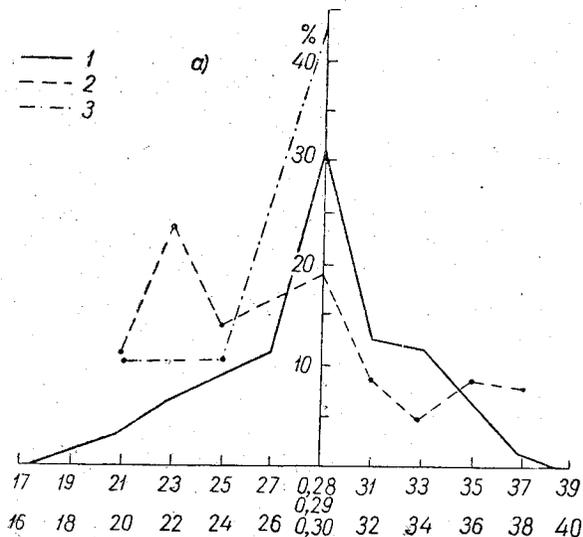


Рис. 3. Повторяемость различной величины плотности в процентах от числа измерений,

а — Елшанка, 7III.

1 — сплошная снегосъемка, ср. пл. 0,29; 2 — по маршруту, ср. пл. 0,28; 3 — по треугольнику, ср. пл. 0,26.

б — Горький, 29II.

1 — сплошная снегосъемка, ср. пл. 0,27; 2 — по маршруту, ср. пл. 0,23; 3 — по треугольнику, ср. пл. 0,28.

Как видно из графиков, в целом для всех градаций отклонений корреляция получается довольно грубая. Если же брать повторяемость отклонений по отдельным градациям (0,00—0,02; 0,03—0,05; 0,06—0,10; >0,10), то в пределах одной градации вообще никакой зави-

симости не получается как для треугольника, так и для маршрута (точки на графике располагаются по вертикальной линии).

Так, если при сплошных снего съемках повторяемость отклонений 0,03—0,05 составляет 35%, то по данным треугольника и маршрута повторяемость этих отклонений может колебаться соответственно в пределах от 15 до 45% и от 25 до 55%. То же получается и для повторяемости отклонений других градаций.

На рис. 3 представлены графики повторяемости различной величины плотности (в процентах от числа измерений) для станций Елшанка и Горький, полученные при сплошных снего съемках, при снего съемках по треугольнику и по незамкнутому маршруту. На оси ординат отложены повторяемости различной величины плотности в процентах от числа измерений, на оси абсцисс — величины плотности.

Как видно из графиков, кривые распределения повторяемостей, построенные по данным треугольника и маршрута, ничего общего не имеют с кривыми, построенными по материалам сплошной снего съемки.

Если повторяемость различной величины плотности при сплошной снего съемке уменьшается в обе стороны от среднего значения плотности, то по данным треугольника и маршрута этого часто не получается. Следовательно, плотности, полученные при снего съемках как по треугольнику, так и по маршруту, часто не дают правильного представления об изменчивости плотности снежного покрова в районе станции.

Выводы, полученные нами на материале одного года наблюдений, являются предварительными и требуют дальнейшего уточнения. Но даже из предварительных выводов следует, что решение вопроса о получении надежных данных по плотности снежного покрова следует искать в правильном выборе участка и расположении на нем промерной линии. При выборе участка и промерной линии на нем необходимо учитывать процентное соотношение различных форм рельефа и растительности, характерных для района каждого наблюдательного пункта.

К ВОПРОСУ ОБ ИССЛЕДОВАНИИ СУТОЧНОГО ХОДА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Исследование суточного хода относительной влажности воздуха представляет большой интерес, так как влажность воздуха в сочетании с температурой характеризует испаряемость.

В климатических описаниях и справочниках по зарубежным странам данные по относительной влажности воздуха обычно приводятся только в виде средних значений за сутки. В климатологических справочниках Советского Союза данные относительной влажности печатаются по отдельным срокам наблюдений (за 7, 13 и 21 час, а для ограниченного числа станций — за 1, 7, 13 и 19 часов), но в климатических атласах обычно помещаются карты только за 13 часов. Последнее обусловлено тем, что печатать карты влажности за все сроки не представляется возможным, а на практике чаще всего используют данные за 13 часов, так как именно в дневные часы испарение бывает наиболее интенсивным. Но для изучения климата какого-либо района важно знать значения этого элемента не только днем, но и в другие часы суток. Так, например, известно, что при одних и тех же значениях влажности в дневной срок в тех областях, где имеется большая суточная амплитуда влажности, климат будет менее засушлив, чем в областях с малой суточной амплитудой влажности. Известно также, что при суховеях увеличение влажности в ночные часы уменьшает вредное влияние этого явления, в тех же случаях, когда относительная влажность и ночью остается низкой, вредный эффект суховея будет особенно велик. В настоящее время по исследованию суточного хода влажности сделано очень мало. В этой области имеются лишь обобщения по отдельным районам.

В данной работе сделана попытка осветить некоторые характерные особенности суточного хода относительной влажности воздуха на территории СССР. В качестве основного материала использованы средние многолетние характеристики влажности воздуха за отдельные сроки наблюдений, так как провести анализ данных за каждый час пока не представляется возможным из-за отсутствия обработанных материалов самописцев за более или менее длительный период. Насколько данные срочных наблюдений могут характеризовать суточный ход влажности, можно судить по приведенным ниже разностям значений максимальной и минимальной влажности, определенной по гигрографу, и данными наблюдений за 7 и 13 часов (табл. 1).

Сопоставляя минимальные величины с данными за 13 часов, можно видеть, что на всех станциях различия между ними вообще невелики в течение всего года. Разности же между значениями максимума и данными за 7 часов малы лишь в холодный период, в теплый же период они весьма значительны. Особенно велики эти разности в начале лета.

Разности между суточными амплитудами влажности по данным самописцев и значениями влажности по срочным наблюдениям

| Название станции | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------------------|--|---|----|-----|----|----|----|-----|------|----|---|----|-----|
| Ленинград, город | Разность между максимальной влажностью и данными за 7 час. | 1 | 0 | 0 | 2 | 8 | 10 | 10 | 7 | 2 | 0 | 0 | 1 |
| Уптар | То же | 0 | 0 | 0 | 6 | 13 | 14 | 8 | 7 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| Свердловск | " | 0 | 0 | 0 | 4 | 9 | 12 | 8 | 5 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Ленинград, город | Разность между минимальной влажностью и данными за 13 час. | 0 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| Уптар | То же | 1 | 0 | 1 | 0 | 2 | 2 | 0 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 |
| Свердловск | " | 1 | 3 | 3 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 |

Последнее, по-видимому, объясняется тем, что максимальная относительная влажность обычно наблюдается перед восходом солнца, а так как в первой половине лета восход солнца наступает рано, то к 7 часам влажность уже обычно уменьшается. Максимальная влажность в это время года отмечается большей частью около 4—5 часов. Во второй половине лета, когда восход солнца наступает позже, влажность за 7 часов уже более близка к максимальным величинам. Таким образом, разности данных срочных наблюдений для большей части года приблизительно могут характеризовать суточную амплитуду влажности воздуха. Значительно преуменьшена она будет лишь в первой половине лета.

Значения разностей влажности за 7 и 13 часов были вычислены для 550 станций Советского Союза. Хотя суточная амплитуда влажности сильно зависит от местных условий, на территории СССР оказалось все же возможным наметить определенные закономерности в характере изменения влажности от 7 к 13 часам.

Из представленных карт разностей значений влажности за 7 и 13 часов в январе и июле можно сделать следующие выводы (рис. 1 и 2).

В январе изменения влажности в течение суток вообще невелики, особенно на севере. По направлению к югу суточный ход влажности возрастает.

Увеличение суточной амплитуды относительной влажности воздуха в январе в основном в направлении с севера на юг объясняется увеличением суточной амплитуды температуры воздуха в этом направлении.

В июле большая часть территории СССР характеризуется резко выраженным суточным ходом влажности. Летом, как и зимой, суточная амплитуда влажности увеличивается в направлении с севера на юг в связи с увеличением в этом направлении суточной амплитуды температуры. Но изолинии разностей в июле по сравнению с январем характеризуются значительно более сложной конфигурацией. Именно летом четко вырисовывается большое влияние водных бассейнов на суточную амплитуду влажности, которое зимой на большей части территории СССР было почти незаметно.

По мере удаления от берега водоема в глубь материка суточная амплитуда влажности заметно уменьшается даже на севере территории. Так, на о. Моржовец в июле изменения влажности от 7 к 13 часам

составляют всего 7%, а на ст. Мезень, расположенной в некотором удалении от берега, они достигают 16%.

Особенно велико влияние водоемов на относительную влажность воздуха на юге СССР. Оно четко прослеживается при сопоставлении

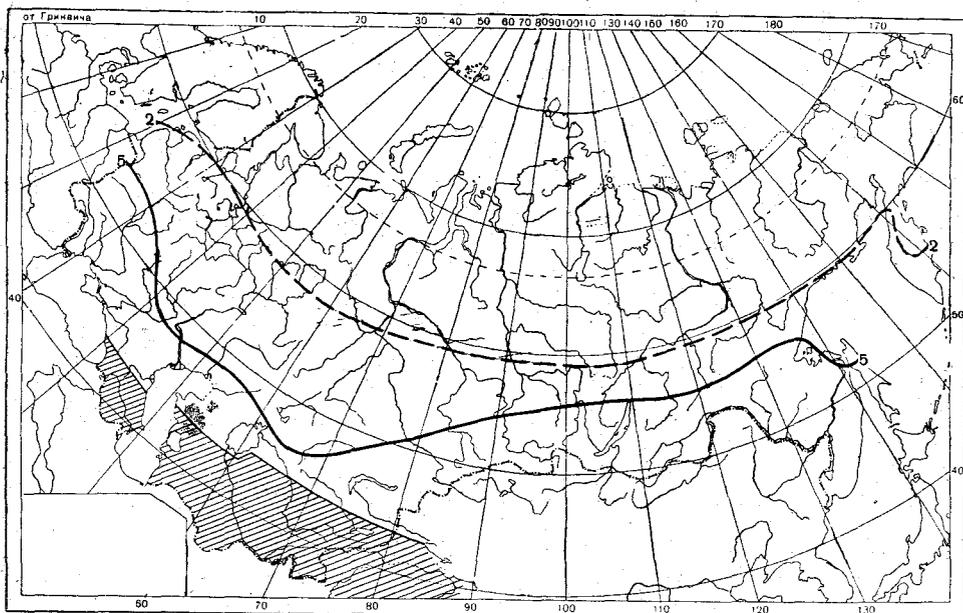


Рис. 1. Разности относительной влажности за 7 и 13 часов (%). Январь.

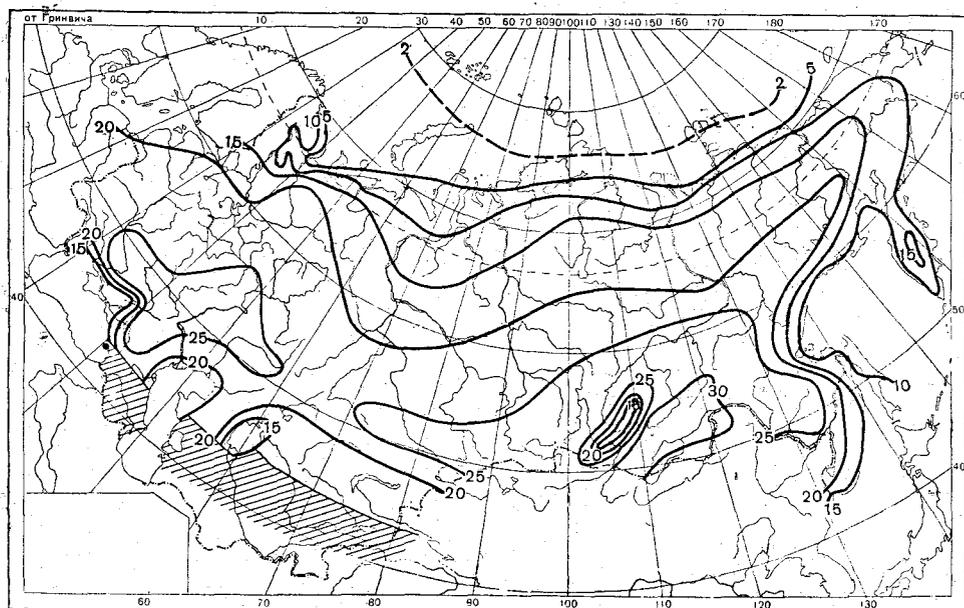


Рис. 2. Разности относительной влажности за 7 и 13 часов (%). Июль.

данных влажности на станциях, расположенных в южной части Аральского моря и на Байкале. Незначительное влияние северной части Арала на ход влажности (станции Аральское море и Саксаульская) объясняется мелководьем Аральского моря в этих широтах (табл. 2).

Характерным является годовой год суточной амплитуды относительной влажности воздуха на ст. Рыбачье, расположенной на восточном берегу глубоководного горного оз. Иссык-Куль. В теплый период суточная амплитуда влажности здесь очень невелика и нередко днем влажность бывает даже больше, чем утром. Особенно резко обратный суточный ход влажности выражен в те дни, когда наблюдается интенсивное развитие бризовой циркуляции.

Таблица 2

| Название станции | φ | λ | H (м) | Разности относительной влажности воздуха 7—13 часов | | | | | | | | | | | |
|------------------|--------|--------|-------|---|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|
| | | | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| Моржовец | 66°45' | 42°27' | 19 | 0 | 1 | 3 | 3 | 4 | 5 | 7 | 6 | 3 | 3 | 1 | 1 |
| Мезень | 65 50 | 44 16 | 23 | 1 | 3 | 12 | 15 | 13 | 14 | 16 | 19 | 17 | 8 | 2 | 1 |
| Аральское море | 46 50 | 61 41 | 57 | 5 | 5 | 13 | 22 | 16 | 13 | 8 | 15 | 20 | 24 | 17 | 6 |
| Саксаульская | 47 05 | 61 09 | 75 | 4 | 3 | 11 | 25 | 21 | 16 | 16 | 20 | 23 | 28 | 19 | 7 |
| Муйнак | 43 45 | 59 02 | 56 | 4 | 12 | 20 | 12 | 17 | 24 | 13 | 18 | 17 | 19 | 20 | 11 |
| Кунград | 43 05 | 58 56 | 63 | 12 | 22 | 36 | 37 | 27 | 27 | 26 | 36 | 40 | 40 | 36 | 19 |
| Нижне-Ангарск | 55 47 | 109 33 | 461 | 6 | 10 | 15 | 13 | 14 | 14 | 11 | 12 | 11 | 10 | 5 | 5 |
| Ульканы | 55 54 | 107 49 | 487 | 7 | 16 | 30 | 26 | 22 | 27 | 28 | 28 | 28 | 20 | 9 | 4 |
| Рыбачье | 42 27 | 76 11 | 1620 | 12 | 12 | 18 | -1 | 6 | -2 | 1 | 10 | 14 | 22 | 20 | 12 |

В районе Средней Азии проведение изолиний оказалось крайне затруднительным. Изменение разностей влажности от утреннего к дневному сроку зависит, даже на равнине, не только от суточной амплитуды температуры воздуха. Суточный ход влажности на равнинах в Средней Азии в сильной степени зависит от характера растительности. Так, например, на ст. Репетек, расположенной в типично пустынных условиях, в июле влажность от 7 часов утра к 13 часам падает на 12%, в то время как на ст. Чарджоу, находящейся в оазисе, соответственные изменения влажности от утреннего срока наблюдений к дневному составляют уже 24%.

Следует отметить, что летом для пустынь Средней Азии характерным является некоторое уменьшение разностей влажности, что связано с общей сухостью этих районов.

В горных районах Средней Азии характер суточного хода влажности в сильной степени зависит от формы рельефа. На станциях, расположенных на горных плато и в долинах, суточный ход влажности выражен очень резко (табл. 3, станции Мургаб, Чаткал). На склонах и вершинах гор (табл. 3, станции Байтык, Норус, Арасан, Каменское плато, Мын-Джилки) суточный ход влажности, наоборот, очень невелик, что связано с наличием здесь восходящих и нисходящих потоков воздуха.

Характерно, что на склонах гор хорошо прослеживается влияние высоты над уровнем моря на суточный ход влажности, чего нельзя подметить для станций, расположенных в плоских и вогнутых формах рельефа. Как видно из приведенных данных (табл. 3, станции Или, Алма-Ата, Каменским плато, Мын-Джилки), на северном склоне Заилийского Алатау суточная амплитуда влажности по мере увеличения высоты над уровнем моря резко убывает. На станциях, находящихся на больших высотах, наблюдается даже обратный суточный ход влажности.

Большой интерес представляет проследить, как изменяются значения разностей относительной влажности воздуха от 7 к 13 часам в течение года. На приведенных графиках годового хода указанных разностей для ряда станций, расположенных в различных районах Советского Союза (рис. 3), четко вырисовываются следующие закономерности:

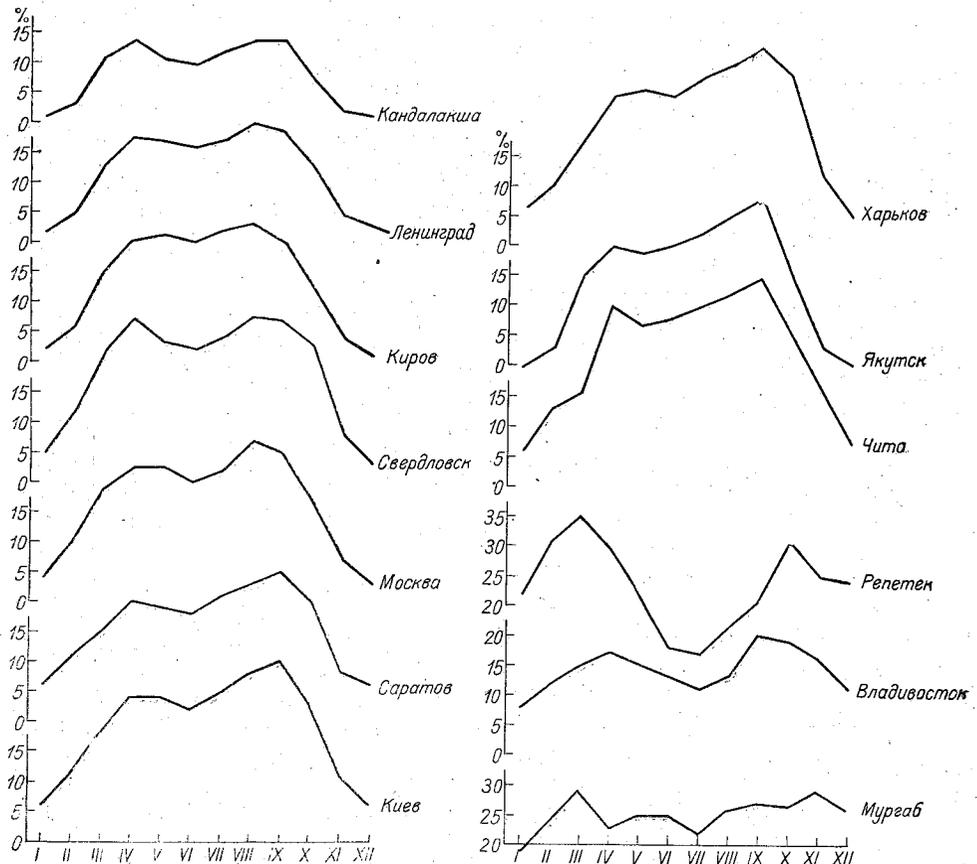


Рис. 3. Годовой ход разностей относительной влажности за 7 и 13 часов.

Таблица 3

Разности относительной влажности воздуха за 7 и 13 часов

| Название станции | φ | λ | H (м) | I | VII |
|------------------|-----------|-----------|---------|----|-----|
| Мургаб | 38°10' | 73°58' | 3640 | 19 | 22 |
| Чаткал | 41 54 | 71 19 | 1938 | 18 | 33 |
| Байтык | 42 40 | 74 30 | 1590 | 9 | 4 |
| Норус | 42 40 | 74 51 | 1631 | 3 | 7 |
| Арасан | 42 37 | 74 54 | 1800 | 3 | 3 |
| Или | 43 52 | 77 12 | 453 | 21 | 28 |
| Алма-Ата | 43 14 | 76 56 | 848 | 7 | 15 |
| Каменское плато | 43 12 | 76 56 | 1350 | 3 | -1 |
| Мын-Джилки | 43 05 | 77 04 | 3036 | 4 | -10 |

ности. Почти повсеместно наибольшие суточные амплитуды отмечаются весной (в марте или апреле) и осенью (на севере Советского Союза в августе, на юге в сентябре и октябре, а местами даже в ноябре), причем для большей части станций максимум осенью выражен более резко, чем весной. Увеличение разностей осенью в основном происходит за счет увеличения влажности в утренние часы, днем же при переходе от лета к осени влажность изменяется очень мало, а в некоторых районах относительная влажность в 13 часов осенью имеет даже наименьшее значение в году.

Весьма интересно было бы построить карты разностей влажности между данными за дневной и вечерний сроки наблюдений, но, к сожалению, это оказалось невозможным в связи с тем, что на одних станциях печатаются данные за 3 срока наблюдений (7, 13 и 21 час), на других — за 4 срока (1, 7, 13 и 19 часов). Вполне понятно, что объединить данные за 19 часов с данными за 21 час нельзя. Как видно из приведенных данных самописцев на станциях Павловск и Свердловск (табл. 4), в теплый период относительная влажность в 21 час значительно больше, чем в 19 часов.

Таблица 4

| Название станции | Разности относительной влажности за 21 и 19 часов | | | | | | | | | | | |
|------------------|---|----|-----|----|----|----|-----|------|----|---|----|-----|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| Павловск, обс. | 0 | 1 | 3 | 9 | 12 | 14 | 13 | 8 | 5 | 1 | 1 | 0 |
| Свердловск | 1 | 4 | 6 | 8 | 9 | 10 | 11 | 10 | 6 | 2 | 1 | 0 |

Но некоторые выводы о распределении разностей относительной влажности воздуха за 19 и 13 часов и за 21 и 13 часов на основании имеющихся материалов все же можно сделать.

В холодный период на большей части территории СССР влажность и в 19 и в 21 час имеет почти те же значения, что и в 7 часов. В теплый период вечером в 21 час влажность обычно меньше, чем утром, в связи с чем значения разностей влажности за 21 и 13 часов довольно сильно отличаются от разностей за 7 и 13 часов. Характерно, что от 13 к 19 часам влажность изменяется очень мало, различия данных за 19 и 13-часовые сроки наблюдений обычно не превышают 10%. Особенно они малы в пустынях Средней Азии.

Выводы

1. В настоящей работе сделана попытка проанализировать закономерности суточного хода относительной влажности воздуха на территории СССР. Полученные результаты нельзя считать исчерпывающими, вопрос о закономерностях суточного хода влажности требует дальнейших исследований. В частности, необходимо более детально изучить влияние местных особенностей ландшафта на суточный ход влажности.

2. Построенные карты разностей влажности за 7 и 13 часов могут приближенно характеризовать суточную амплитуду влажности. Для периода с августа по апрель для большей части Советского Союза разности влажности за 7 и 13 часов почти не отличаются от действительной

суточной амплитуды влажности, определенной по самописцам. Для периода с мая по июль разности влажности за 7 и 13 часов могут отличаться от суточной амплитуды влажности на 10—15%.

3. Наименьшие суточные амплитуды влажности наблюдаются на Крайнем Севере Советского Союза. На побережье и островах Северного Ледовитого океана и зимой и летом они составляют 2—5%. Зимой суточные амплитуды влажности невелики и на юге СССР (до 10—15%), в то время как летом в южных широтах они могут превышать 30%.

4. В течение года наибольшие суточные амплитуды влажности почти повсеместно наблюдаются весной и осенью.

5. В холодный период для изучения изменения влажности от вечернего срока наблюдений к дневному можно приблизительно использовать карты разностей влажности за 7 и 13 часов в связи с тем, что значения влажности за 7 часов почти не отличаются от значений за 19 и 21 час.

ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ РТУТНЫМИ ТЕРМОМЕТРАМИ

В поисках наиболее рационального способа измерения температуры поверхности почвы ртутными термометрами Вильд, Лейст, Абельс, Шенрок и Небольсин испытали различные варианты установок ртутных термометров. В результате исследований они пришли к выводу, что наиболее рационально устанавливать термометры наполовину погруженными в почву.

Однако даже при таком способе измерения температура поверхности почвы измеряется с существенными погрешностями. Показания каждого термометра зависят от качества изготовления, массы термометра, характера воспринимающей поверхности и т. п. Ртутный термометр показывает температуру не поверхности почвы, а среднюю температуру слоя, в котором он установлен, и где, как правило, наблюдаются наибольшие температурные градиенты. Поэтому показания ртутного термометра будут отличаться от действительной температуры поверхности почвы.

Ввиду несовершенства вышеуказанного метода в последнее время для измерения температуры поверхности почвы стали применять термометры сопротивления, термодпары и радиационные термометры (термосетка Чудновского, термоэлектрическая установка Айзенштата, радиационный термометр Гаевского, Логиновой и т. д.). Эти термометры имеют преимущества перед ртутными (особенно бесконтактный радиационный термометр). Они показывают, что ртутные термометры в солнечные дни часто занижают температуру поверхности почвы на 7—10°. Однако эти термометры сложны в работе и поэтому распространение на сети станций не получили.

Нашей задачей являлось определение погрешностей измерения температуры поверхности почвы существующим методом.

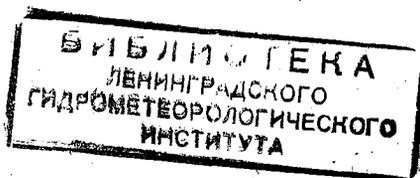
С этой целью в 1951 г. на метстанции Воейково на оголенной площадке размером 9×12 м были установлены четыре комплекта термометров, в каждый из которых входили срочный, минимальный и максимальный термометры. Термометры были установлены согласно наставлению, а именно: резервуар наполовину погружен в почву.

Отсчеты температуры поверхности почвы производились синхронно. Средняя из четырех отсчетов принималась нами за «истинную» температуру поверхности почвы, и от нее находились отклонения единичных измерений.

Наряду с отсчетами по термометрам велись наблюдения за облачностью, наличием солнечного сияния и скоростью ветра.

Все полученные материалы наблюдений были разбиты по типам погоды.

1. Ясно, тихо (облачность 0—2, ветер 0—2 м/сек).
2. Ясно с ветром (облачность 0—2, ветер > 2 м/сек).



3. Пасмурно, тихо (облачность 8—10, ветер 0—2 м/сек).
4. Пасмурно с ветром (облачность 8—10, ветер >2 м/сек).
5. Переменная облачность.

В табл. 1 приводится повторяемость единичных отклонений показаний срочных термометров на поверхности почвы от их средних значений, от типов погоды и времени суток. Из таблицы видно, что наибольшая однородность в показаниях термометров наблюдалась в условиях пасмурной, тихой погоды (тип 3). Во все сроки наблюдений и по всем сериям отклонения не выходили за пределы $0^{\circ},5$ и около 50% отклонений не превышали $\pm 0^{\circ},1$, а 75% отклонений не превышали $\pm 0^{\circ},3$.

В условиях пасмурной и ветреной погоды (тип 4) отклонения увеличиваются и величина единичных отклонений доходит до $\pm 1^{\circ},0$. Но все же и в этом случае 90% всех отклонений лежит в пределах $\pm 0^{\circ},5$.

Во всех случаях ясной погоды (тип 1, 2) отклонения в показаниях отдельных термометров больше, чем в пасмурную погоду. Они в основном лежат в пределах $\pm 1^{\circ},0$, а 10—15% отклонений достигают $\pm 1^{\circ},5$, причем максимальные значения приходится на полуденные часы.

При переменной облачности (тип 5) в утренние и вечерние часы величина единичных отклонений не превышает $\pm 1^{\circ},0$, в дневные часы она может доходить до $\pm 2^{\circ},0$.

Учитывая, что ветер слабо влияет на величину погрешности измерения, можно сделать вывод, что при пасмурной погоде погрешности единичных измерений лежат в пределах $\pm 0^{\circ},5$; при ясной погоде погрешности в $\pm 0^{\circ},5$ составляют всего только 60—80%, в $\pm 1^{\circ},0$ —20—30%, в $\pm 2^{\circ},0$ —10—15%. Этот вывод подтверждается данными максимального и минимального термометров (табл. 2).

Таблица 1

Срочный термометр

| Время | 8 час. | | | | | 13 час. | | | | | 19 час. | | | | |
|-----------------------|-------------|---------|---------|---------|------|---------|---------|---------|---------|------|---------|---------|---------|---------|------|
| | Погрешность | | | | | | | | | | | | | | |
| | 0,0—0,5 | 0,6—1,0 | 1,1—1,5 | 1,6—2,0 | >2,0 | 0,0—0,5 | 0,6—1,0 | 1,1—1,5 | 1,6—2,0 | >2,0 | 0,0—0,5 | 0,6—1,0 | 1,1—1,5 | 1,6—2,0 | >2,0 |
| Ясно, тихо | 72 | 26 | 2 | | | 42 | 33 | 25 | | | 81 | 19 | | | |
| Ясно с ветром | 70 | 20 | 5 | 5 | | 72 | 23 | 5 | | | 85 | 10 | 5 | | |
| Пасмурно, тихо | 100 | | | | | 100 | | | | | 100 | | | | |
| Пасмурно с ветром | 91 | 9 | | | | 91 | 9 | | | | 89 | 9 | 2 | | |
| Переменная облачность | 94 | 6 | | | | 62 | 22 | | | | 82 | 18 | | | |

Таблица 2

| Типы погоды | Минимальный термометр | | | Максимальный термометр | | |
|-----------------------|-----------------------|---------|---------|------------------------|---------|------|
| | погрешность | | | | | |
| | 0,0—0,2 | 0,3—0,5 | 0,6—1,0 | 0,0—0,5 | 0,6—1,0 | >1,0 |
| Ясно, тихо | 74 | 20 | 6 | 50 | 30 | 15 |
| Ясно с ветром | 75 | 25 | | 66 | 21 | 11 |
| Пасмурно, тихо | 80 | 20 | | 69 | 20 | 11 |
| Пасмурно с ветром | 80 | 20 | | 80 | 6 | 4 |
| Переменная облачность | 75 | 25 | | 58 | 27 | 15 |

Единичные отклонения при минимальных температурах все укладываются в $\pm 0^{\circ},5$, при максимальных температурах они превышают $\pm 1^{\circ},0$, а в отдельных случаях достигают $\pm 3^{\circ},0$.

Данные, приведенные в табл. 1, показывают, что величины единичных отклонений в пасмурные дни постоянны в течение дня, в ясные дни они имеют резко выраженный суточный ход: меньше в утренние часы, увеличиваются в полуденные и снова уменьшаются в вечерние.

Увеличение погрешности в полуденные часы связано с интенсивностью солнечной радиации, когда возникают как в почве, так и в воздухе большие и разные по знаку градиенты.

Средняя погрешность единичного измерения температуры поверхности почвы существующим методом представлена в табл. 3.

Таблица 3

Средняя погрешность единичного измерения температуры поверхности почвы

| Тип погоды | 8 час. | 13 час. | 19 час. | Максимум | Минимум |
|-----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Ясно | $\pm 0,4$ | $\pm 0,6$ | $\pm 0,3$ | $\pm 0,6$ | $\pm 0,1$ |
| Пасмурно | $\pm 0,2$ | $- 0,2$ | $\pm 0,4$ | $\pm 0,4$ | $\pm 0,1$ |
| Переменная облачность | $\pm 0,3$ | $\pm 0,6$ | $\pm 0,6$ | $\pm 0,4$ | $\pm 0,1$ |

В условиях пасмурной, а также в утренние часы в условиях ясной погоды и переменной облачности средняя погрешность единичного отсчета не превышает $\pm 0^{\circ},4$. В дневные часы в ясную погоду и при переменной облачности средняя погрешность единичного отсчета увеличивается.

Летом 1955г. по предложению Н. П. Русина исследование погрешности измерения температуры поверхности почвы было продолжено. При этом была поставлена задача определить величину погрешности в зависимости от числа повторностей одновременных измерений.

Из предыдущих наблюдений было ясно, что максимальная погрешность существующего метода наблюдается в условиях ясной солнечной погоды (типы 1 и 2), поэтому исследования проводились именно при этих условиях.

В ясные дни, когда температура воздуха оставалась однородной, производились отсчеты сразу по десяти напочвенным термометрам. Термометры устанавливались, как и раньше, на оголенной площадке наполовину погруженными в почву. Отсчеты производились сериями в течение часа через каждые 3 мин. (200 отсчетов в час). Из этих 200 отсчетов в околополуденные часы вычислялись средние арифметические за час; в утренние и вечерние часы средние значения температуры находились графическим путем, чтобы исключить влияние суточного хода. Затем находилось отклонение от среднего каждого единичного отсчета и его квадратичная погрешность.

$$\sigma_1 = \frac{\sqrt{\Delta t_1^2 + \Delta t_2^2 + \dots + \Delta t_n^2}}{n_1}$$

Далее путем группировок находились средние квадратичные отклонения из 2, 3, 5, 10, 20, 40 и 100 отсчетов по формулам

$$\sigma_2 = \frac{\sqrt{\left(\frac{\Delta t_1 + \Delta t_2}{2}\right)^2 + \left(\frac{\Delta t_3 + \Delta t_4}{2}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\Delta t_{n-1} + \Delta t_n}{2}\right)^2}}{n_2 - 1}$$

$$\sigma_3 = \frac{\sqrt{\left(\frac{\Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3}{3}\right)^2 + \left(\frac{\Delta t_4 + \Delta t_5 + \Delta t_6}{3}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\Delta t_{n-2} + \Delta t_{n-1} + \Delta t_n}{3}\right)^2}}{n_3 - 1}$$

Отложив по оси абсцисс число отсчетов, а по оси ординат соответствующие им квадратичные отклонения, мы получили кривые погрешностей измерения температуры поверхности почвы (рис. 1).

Приведенные данные подтвердили суточный ход погрешностей. Они, как было установлено ранее, оказываются небольшими в утренние часы, увеличиваются к полудню и снова уменьшаются в вечерние часы. Величина погрешностей зависит от увеличения числа отсчетов.

Увеличение числа отсчетов в пределах от 2 до 20 резко уменьшает величину погрешности. Дальнейшее же увеличение числа отсчетов на величину погрешности почти не влияет.

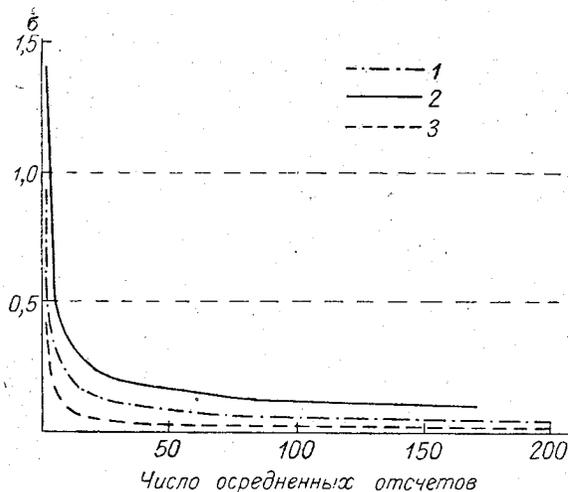


Рис. 1. Погрешность измерения температуры поверхности почвы в зависимости от числа отсчетов.

1 — за 1 час (7—8 часов); 2 — за 1 час (13—14 часов); 3 — за 1 час (19—20 часов).

Из рис. 1 видно, что при существующем методе измерения температуры поверхности почвы измерение температуры поверхности почвы с погрешностью в $\pm 0,1$ можно достигнуть в утренние и вечерние часы лишь при 20 и более одновременных отсчетах, а в полуденные часы с такой погрешностью температуру измерять невозможно. Измерять температуру поверхности почвы с погрешностью в $\pm 0,5$ в утренние и вечерние часы можно при 3—4 повторностях, в полуденные — при 5—6. С погрешностью в $\pm 1,0$ температуру можно измерять уже при 2—3 повторностях в утренние и вечерние часы и при 3—4 в полуденные. При единичном отсчете погрешность достигает $\pm 1,5—2,0$, причем отсчет может быть и совершенно случайным.

Мы рассмотрели самый невыгодный случай измерения температуры поверхности почвы.

В среднем же можно считать, что мы можем измерять температуру поверхности почвы с погрешностью в $\pm 1,0$ при двух повторностях наблюдения. Единичный отсчет такой точности не обеспечивает.

Для увеличения точности измерения температуры поверхности почвы ртутными термометрами целесообразно проводить измерения по двум термометрам. Такая практика уже введена в градиентные наблюдения, где нужна большая точность для вычисления потоков тепла в почву.

Вывод

Температура поверхности почвы при наиболее неблагоприятных условиях (ясная погода) в среднем может быть измерена с точностью $\pm 1^{\circ}\text{C}$ при двух повторностях наблюдения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Небольсин С. И. Об измерении температуры поверхности слоя почвы. Метеорологический Вестник, № 3. 1926.
2. Шенрок А. М. К методике наблюдений над температурой почвы для сельскохозяйственных целей. Труды по с.-х. метеорологии, вып. XXV. 1938.
3. Абельс Г. Ф. Об измерении температуры поверхности земли. Метеорологический Вестник, № 10. 1925.
4. Фомин Н. П. К вопросу о методике измерения температуры поверхности почвы. Журнал «Геофизика», т. III. № 4(10). 1933.
5. Гаевский В. Л. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО. вып. 26(88). 1951.
6. Зубенок Л. И. К методике измерения температуры поверхности почвы. Труды ГГО. вып. 6(68). 1947.

СРАВНЕНИЕ ВИЗУАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ КОЛИЧЕСТВА ОБЛАЧНОСТИ С ОЦЕНКОЙ, ПРОИЗВОДИМОЙ С ПОМОЩЬЮ СЕТКИ

В 1954 г. на метеорологической станции Воейково в течение трех месяцев проводились сравнительные определения количества облачности двумя способами: обычным визуальным и с помощью сферической сетки.

Сетка представляла собой кольцо (основание) диаметром 2 м, к которому была прикреплена проволочная сфера, состоящая из 20 равновеликих ячеек с радиусом, равным 1 м. Сетка покоилась на трех столбах, и ее основание приходилось на уровне плоскости, идущей от глаз наблюдателя к горизонту.

Порядок определения был следующим. Вначале определение количества облачности производилось обычным визуальным способом, после чего наблюдатель становился под сетку в центре кольца и подсчитывал количество ячеек, закрытых облачностью при малой закрытости неба облаками, или количество ячеек, приходящееся на открытую часть небосвода при облачности, превышающей 5 баллов. Следует отметить, что при незначительной облачности, разбросанной по всему небосводу, определение количества облачности с помощью сетки без соответствующего навыка — довольно кропотливое дело.

Ниже приводится таблица сопоставления данных количества облачности, полученных с помощью сетки, с данными количества облачности, полученными обычным визуальным способом.

К сожалению, сравнительных определений было проведено недостаточно, и они не охватили все формы облачности.

Как можно видеть из табл. 1, 37% из общего числа одновременных определений дали расхождение в $\pm 1-2$ балла (макс. 4 балла).

В основном из всего числа случаев с расхождениями величины количества облачности, полученные обычным визуальным способом, оказались завышенными по сравнению с полученными с помощью сетки.

Расхождения в результате определений, полученных этими двумя способами, в основном следует отнести за счет погрешности, которую дает обычный визуальный способ. В некоторых случаях определение с помощью сетки также неточно, поскольку элемент визуальности при этом методе определения не исключен полностью. Он имел место, когда одна или несколько ячеек сетки не целиком закрывались облачностью.

Анализ данных, приведенных в таблице, показывает, что наибольшее число случаев расхождения наблюдалось:

- а) при наличии количества облачности
 - от 3 до 7 баллов, когда наблюдались или одни C_u , или одни A_s , или одновременно различные формы облаков,
 - от 0 до 2 баллов, когда наблюдались S_c ,
 - от 8 до 10 баллов, когда наблюдались C_i ;
- б) при кучевообразных формах облаков.

Таблица I

| | Ci | | | | Ac | | | | Sc | | | | |
|--|-----------------------------------|-----|------|----|-----|-----|------|----|-----|-----|------|----|----|
| | при количестве облачности (баллы) | | | | | | | | | | | | |
| | 0-2 | 3-7 | 8-10 | Σ | 0-2 | 3-7 | 8-10 | Σ | 0-2 | 3-7 | 8-10 | Σ | |
| Число сравнительных определений | 5 | 3 | 1 | 9 | 4 | 4 | 2 | 10 | 3 | 4 | 4 | 11 | |
| Число случаев с расхождением между определением по сетке и обычным визуальным способом | 1 б. | -1 | - | -1 | -2 | -1 | -4 | - | -5 | +1 | -1 | - | +1 |
| | 2 б. | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | -1 | -1 |
| | >2 б. | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | Σ | -1 | - | -1 | -2 | -1 | -4 | - | -5 | +1 | -1 | -1 | +1 |
| Число определений с расхождением в 1,2 и >2 баллов (%) | 20 | - | 100 | 22 | 25 | 100 | - | 50 | 67 | 25 | 25 | 36 | |

| | Cu | | | | При одновременном наличии ряда форм облаков | | | | Σ | |
|--|-----------------------------------|-----|------|----|---|-----|------|----|-----|-----|
| | при количестве облачности (баллы) | | | | | | | | | |
| | 0-2 | 3-7 | 8-10 | Σ | 0-2 | 3-7 | 8-10 | Σ | | |
| Число сравнительных определений | 21 | 23 | 6 | 50 | 7 | 15 | 21 | 43 | 123 | |
| Число случаев с расхождением между определением по сетке и обычным визуальным способом | 1 б. | -5 | +4 | +1 | +5 | +1 | +1 | +1 | +3 | +9 |
| | 2 б. | - | -7 | -2 | -14 | - | -2 | -3 | -5 | -28 |
| | >2 б. | - | -2 | - | -2 | - | +1 | +1 | +2 | +2 |
| | Σ | - | -1 | - | -1 | - | -1 | - | -1 | -4 |
| Число определений с расхождением в 1,2 и >2 баллов (%) | Σ | - | +4 | +1 | +5 | +1 | +2 | +2 | +5 | +11 |
| | Σ | -5 | -10 | -2 | -17 | - | -4 | -3 | -7 | -34 |
| | 24 | 61 | 50 | 44 | 14 | 40 | 24 | 28 | 37 | |

Следовательно, при использовании и сопоставлении средних величин количества облачности смежных гидрометстанций, расположенных в районах, где преобладает кучевообразная облачность, а также в основном наблюдается частичное покрытие неба облаками, допуск на погрешность определения должен приниматься большим, чем допуск для районов, где наблюдается преобладание слоистой облачности и близкое к полному покрытию неба облаками. Различным допуск должен быть и в зависимости от сезона.

Погрешности в определении количества облачности обычным визуальным способом, приведенные в табл. 1, и величины допусков, принятые при критическом просмотре количества облачности, согласно «Методическим указаниям УГМС», № 8, 1952 г. при сравнении хорошо согласуются между собой.

Следует указать, что расценивать величину погрешности количества облачности в 1 балл (минимальная величина оценки, принятая на сети) так же, как погрешность температуры воздуха в $0,1^\circ$ (минимальная величина оценки, принятая на сети), как это делается многими, нельзя. Погрешность в 1 балл даже к конечной максимальной величине количества облачности, т. е. к 10 баллам, составляет 10%, в то время как погрешность температуры воздуха в $0,1^\circ$ к конечной максимальной величине будет ничтожно мала.

Погрешность в оценке количества облачности в 1 балл сказывается также на точности подсчета числа дней с ясной и пасмурной погодой.

Пример.

1. Число ясных дней при оценке с помощью сетки 10.

Число ясных дней при оценке обычным визуальным способом 8.

2. Число дней с пасмурной погодой при оценке с помощью сетки 8.

Число дней с пасмурной погодой при оценке обычным визуальным способом 12.

Из приведенных величин видно, что для числа ясных дней разность равна —2 дням с занижением при визуальной оценке и для числа дней с пасмурной погодой —4 дням с завышением при визуальной оценке.

АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ЛЕСУ

Для полного учета радиационного режима района или области недостаточно данных актинометрических наблюдений, проводимых на метеорологической площадке той или иной станции. С этой целью рекомендуется, кроме наблюдений на метеорологической площадке, проводить эпизодически измерения составляющих радиационного баланса на ряде сравнительных площадок. Сравнительные площадки должны выбираться с учетом основных видов деятельной поверхности, преобладающей в данном районе. Для станций, расположенных в лесной зоне, очевидно, представляют интерес площадки среди леса. В литературе имеется сравнительно мало данных о радиационном режиме леса и еще меньше сведений о методике наблюдений и установках приборов в лесу.

В настоящей статье описывается установка для актинометрических измерений в лесу (под пологом леса и над лесом) и приводятся результаты наблюдений суммарной радиации, радиационного баланса и альбедо на одной из сравнительных площадок метеорологической станции Воейково ($\varphi = 59^{\circ}57'$, $\lambda = 30^{\circ}42'$) в 1953 г.

1. Место наблюдений, применяемые приборы и методика наблюдений

Сравнительная площадка была выбрана на участке среди молодого лиственного леса, расположенного в заболоченной низине, в двух километрах от метеорологической станции Воейково. Лес на участке представлен главным образом березой с примесью ивы, ольховидной крушины и осины; высота деревьев равна 6—7 м, толщина стволов — 4—7 см. Полог леса сомкнутый; подлесок, травяной и моховой покров отсутствовали. Основания крон деревьев располагались на высоте 3 м и выше над поверхностью земли. Наблюдения были начаты 3/VI, закончились 14/X и, таким образом, охватили вторую половину вегетационного периода (период полного листа и листопад). Листопад начался во второй декаде августа, достиг наибольшей интенсивности во второй половине октября. Пожелтение листьев началось в конце августа. Поверхность почвы до листопада была покрыта слоем прошлогоднего листового опада, с началом листопада поверхность покрылась свежими листьями, потемневшими в конце октября.

Измерения проводились по термоэлектрическому балансомеру и спаренному альбедомеру. Указанные приборы были смонтированы на общем самонивелирующемся штативе и соединены с гальванометром ГСА-1 через переключатель. В основу самонивелирующего штатива был взят карданный подвес от походного альбедометра. Трубка одного походного альбедометра 1 (рис. 1) была удлинена, и на свободный конец ее навинчена головка от второго походного альбедометра 2. В середине

трубки посредством кольца 3 зажималась рукоятка балансомера 4. К противоположной стороне кольца прикреплялся для противовеса подвижной грузик. Наблюдения проводились на установке, состоящей из 10-метровой металлической мачты (описание мачты дано в «Методических указаниях ГГО», № 16, 1954 г.). В верхний конец мачты был вставлен штырь 5 диаметром 54 мм. На штырь насаживалась деревянная рейка длиной 2 м, шириной 70 мм, толщиной 50 мм. На концах рейки в пазах укреплялись ролики, несущие трос. Рейка свободно вращалась

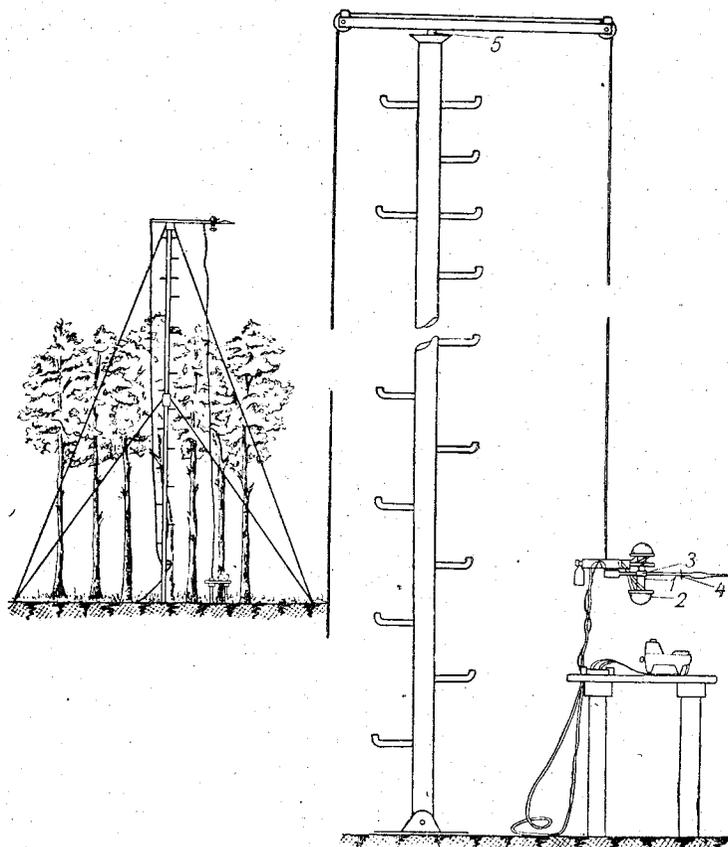


Рис. 1. Общий вид установки в лесу.

в горизонтальной плоскости и устанавливалась в любом положении; радиус описываемой рейкой окружности составлял 1,5 м. На одном конце троса (длина троса 19 м, диаметр 5 мм) укреплялись приборы, для чего конец троса пропускался в отверстие в рукоятке штатива и снизу закреплялся шпилькой. На свободный конец рукоятки штатива в качестве противовеса надевался груз (мешок с песком). Другой конец троса оканчивался петелькой и закреплялся за подножку мачты.

Приборы поднимались на тросе до упора с рейкой, при этом свободная часть троса наматывалась на кольцо. Поворот рейки в положении приборов над лесом осуществлялся с земли с помощью того же троса. Рейка с приборами устанавливалась в трех точках над лесом: на юг, на восток и на запад. Из-за растяжек общий угол поворота рейки составлял несколько меньше 180° . При наблюдениях под кронами деревьев трос с приборами оттягивался и приборы закреплялись на штырях, вбитых в стволы деревьев, на высоте 1,5 м последовательно в трех точках. Точки

располагались в 3—4 м от мачты. В 3 м от мачты был установлен столик для гальванометра и переключателя. Провода длиной 15 м соединяли приборы со штепсельным переключателем.

Точки для наблюдений под кронами выбирались с учетом различного затенения кронами деревьев поверхности почвы. Точка 1 располагалась к западу от мачты, затенение кронами здесь было наименьшее (отношение площади, занятой бликами и тенями, около $1/5$). Точка 2 располагалась к югу от мачты, где затенение кронами поверхности почвы больше, чем в точках 1 и 3. Точка 3 располагалась к востоку от мачты. Затенение кронами определялось в период полного листа в июне в ясный день в околополуденные часы.

Для производства наблюдений выбирались дни с утойчивой радиацией. Всего проведено 13 круглосуточных серий наблюдений, из них большая часть приходилась на дни с облачностью среднего и верхнего ярусов. В начале работы наблюдения производились через два часа днем и ночью, в дальнейшем число сроков наблюдений в темную часть суток было сокращено, учитывая постоянство радиационного баланса ночью. Наблюдения велись, как уже указывалось выше, над суммарной, отраженной радиацией и радиационным балансом. Кроме того, в сроки наблюдений определялась температура поверхности почвы, температура и влажность воздуха (по аспирационному психрометру) на высоте 1,5 м.

С сентября наблюдения проводились и над лесом: температура и влажность измерялись на уровне крон, скорость ветра — на высоте 3 м над кронами. В последних случаях приборы поднимались на мачту наблюдателем и укреплялись на кронштейнах. Порядок наблюдений был следующий. С приходом на площадку устанавливались приборы, определялась облачность (облачность определялась с открытого места — с соседней поляны), отсчитывалась температура поверхности почвы по срочному термометру и температура сухого и смоченного термометров по психрометру. Затем производились последовательно в трех точках отсчеты по приборам под кронами: альбедометр «вверх», альбедометр «вниз», балансомер. По каждому прибору делалось 3 отсчета. После этого приборы поднимались на мачту и производились отсчеты по приборам в той же последовательности в трех точках над лесом. Во избежание попадания влаги на приемные пластинки балансомера в дни, когда на деревьях была сильная роса, балансомер во время подъема на мачту закрывался крышкой. Вначале в производстве описанных наблюдений участвовали два наблюдателя, затем эту работу выполнял один наблюдатель.

Обработка наблюдений производилась согласно принятой методике [1]. При вычислении суммарной радиации мы не учитывали поправочный множитель F_h на зависимость чувствительности альбедометра от высоты солнца, так как установка приемной поверхности прибора, поднятого над кронами, по определенному азимуту и затенение его экраном неосуществимы. Неучет указанного поправочного множителя внес погрешность в определение суммарной радиации менее 5% (согласно данным поверочного свидетельства альбедометра). Учитывая, что ошибки при определении поправочного множителя F_h могут быть такого же порядка, мы считаем сделанное допущение при обработке суммарной радиации возможным.

При вычислении радиационного баланса над кронами деревьев нами учитывалась зависимость чувствительности балансомера от скорости ветра (поправочный множитель Φ_u). Как уже указывалось выше, измерение скорости ветра проводилось с сентября. Для учета поправочного множителя Φ_u к показаниям балансомера в летние месяцы мы использовали данные скорости ветра по анеморумбографу метеорологической

станции Воейково. Для этого был составлен график связи скорости ветра по анемометру, установленному на уровне балансомера (3 м над кронами), и по анеморумбографу (высота 12 м).

При наблюдении радиационного баланса под кронами деревьев измерение скорости ветра проводилось только в июне, в дальнейшем мы отказались от этого как вследствие незначительной скорости ветра внутри леса (максимальные скорости под кронами не превышали 1 м/сек.), так и вследствие небольших значений радиационного баланса под кронами.

II. Суммарная радиация и радиационный баланс под пологом леса.

В распределении суммарной радиации и радиационного баланса под пологом леса наблюдается известная неравномерность, поэтому для получения надежного материала необходимо проводить измерения в возможно большем числе пунктов. Естественно, что число пунктов наблюдений будет разным для леса с различной сомкнутостью крон.

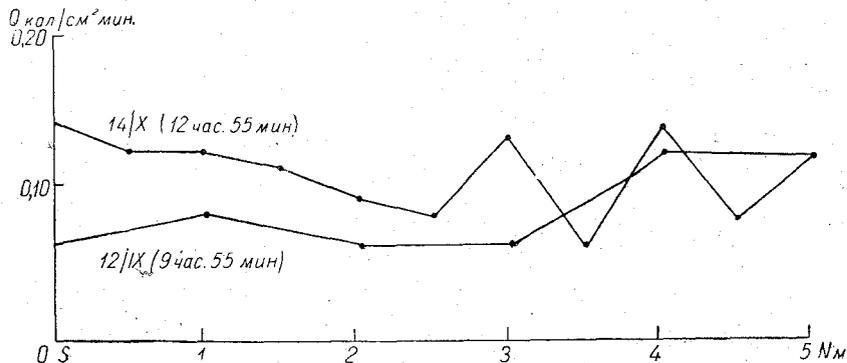


Рис. 2. Распределение радиации внутри леса на высоте 1,5 м над поверхностью земли (разрез по горизонтали к северу от мачты).

Нами были взяты три точки (пункта) наблюдения, и, как уже указывалось выше, точки выбирались в местах с различным затенением, создаваемым кронами. Полученные величины суммарной радиации и радиационного баланса в трех точках осреднялись, и средние принимались за характеристики радиационного баланса под пологом леса. Отклонение интенсивности суммарной радиации и радиационного баланса в отдельных точках от средней величины составляет 0% в сроки наблюдений с отметкой диска солнца \square , 15—30% в сроки с отметкой диска солнца \odot^2 и \odot . Максимальные отклонения в отдельных случаях достигают 70—100%. Чтобы выяснить, насколько изменяется величина отклонения от средней при увеличении числа пунктов наблюдений, нами были проведены измерения в 6 точках (12/X) и в 11 точках (14/X). Отметка солнечного диска в обоих случаях была \odot .

Распределение суммарной радиации под пологом леса на уровне 1,5 м в указанные дни приведено на рис. 2. Отклонение значения суммарной радиации в отдельных точках от средней величины в этих случаях составляет 20%. Средние, вычисленные по 3 и 11 точкам, имеют максимальное расхождение 0,03 кал/см² мин., что составляет 25% от средней интенсивности, вычисленной по измерениям в 11 точках. Таким образом, при наблюдениях на данном участке измерения в 3 точках дали значения радиации, близкие к вычисленным из измерений в 6 и в 11 точках. Следует заметить, что при сомкнутости полога леса, которая имела место на этом участке, блики почти отсутствовали. За период наблюде-

ний было отмечено лишь два случая бликов при измерениях в точке 1. Это обстоятельство также позволяет считать, что принятое нами осреднение по трем точкам дает величины радиации, близкие к действительным. Значения суммарной радиации, радиационного баланса и альbedo в лесу и над лесом приведены в приложении.

Количество проникающей под полог леса радиации зависит от строения крон и степени их сомкнутости. В околополуденные часы под полог молодого березового леса в стадии полной листвы проникает 5—8% от радиации над кронами. С началом листопада «прозрачность» лесного полога увеличивается; в октябре после окончания листопада радиация в лесу составляет 20% от радиации над лесом. На рис. 3 представлено изменение во времени прозрачности лесного полога (отношение Q' к Q).

Уменьшение прозрачности от июня к августу можно объяснить снижением полуденных высот солнца при одной и той же полноте листвы. Для сравнения можно привести данные М. И. Сахарова [2] для осинника липнякового. Прочрачность этого леса до распускания листьев 0,39, в период полного листа 0,10. Увеличение прозрачности для леса без листвы такого же порядка, как и на нашем участке (т. е. в 4 раза).

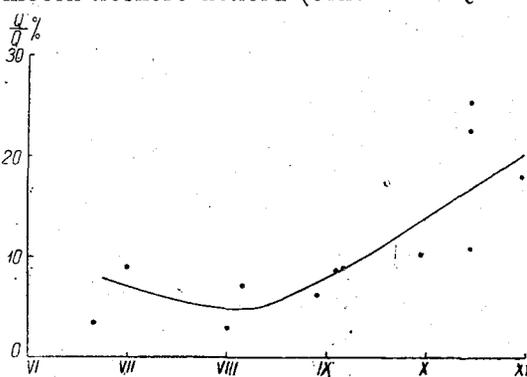


Рис. 3. Прозрачность лесного полога в околополуденные сроки.

Т. А. Голубова приводит данные по проникновению радиации под кроны в лесных полосах [3, 4]. В околополуденные часы в лесных полосах с подлеском в период полного листа проникает 9—12% от радиации на поле. Бóльшая, чем в нашем случае, прозрачность лесного полога в приведенном примере говорит о меньшей сомкнутости и полноте крон. Об этом же свидетельствует и сопоставление приводимых в работе [4] величин проникающей радиации в периоды: без листьев 75% и полного листа 12%. В абсолютных единицах суммарная радиация под пологом леса на нашем участке составляет 0,03—0,08 кал/см² мин. Длина дня в лесу, если взять за основу появление и исчезновение радиации в 0,01 кал/см² мин., сокращена на 1—2 часа по сравнению с открытым местом.

В связи с рассмотрением суммарной радиации под пологом леса определим количество радиации, поглощенной кронами. Последняя может быть найдена из выражения

$$Q_{\text{погл}} = Q - AQ - pQ, \quad (1)$$

где $Q_{\text{погл}}$ — суммарная радиация, поглощенная кронами, Q — суммарная радиация над лесом, A — альbedo леса, p — прозрачность лесного полога $p = \frac{Q'}{Q}$, где

Q' — суммарная радиация под пологом леса).

Следует заметить, что в данном выражении не учтен еще один член — радиация, отраженная от поверхности почвы в лесу и от стволов деревьев. Мы пренебрегли этой величиной, поскольку отраженная радиация под пологом леса по абсолютной величине не превышает 0,02 кал/см² мин.

Принимая прозрачность лесного полога в летнее время равной 0,08

и альbedo леса 0,17, получим, что летом в период полной листвы кронами поглощается 75% от суммарной радиации. Интересно отметить, что близкое соотношение получилось и для осеннего периода, когда прозрачность лесного полога составляла 0,20 и альbedo леса 0,10.

Радиационный баланс под пологом леса в период полной листвы составляет 5—10% и в период опада листьев —20—30% от радиационного баланса над лесом. В абсолютных единицах радиационный баланс в лесу в дневные часы составляет 0,02—0,06 кал/см² мин. Ночной радиационный баланс под пологом леса составлял 0,00—0,01 кал/см² мин. Имея наблюдения через два часа, мы можем по кривой суточного хода радиационного баланса получить время перехода его через нулевое значение. В дни с облачностью верхнего яруса в период листвы радиационный баланс под пологом леса переходит через нуль примерно за 1—1,5 часа до захода солнца, над лесом радиационный баланс становится отрицательным раньше — за 1,5—2 часа до захода солнца.

В период опада листьев радиационный баланс переходит через нулевое значение под пологом леса и над лесом приблизительно одновременно — за 0,5—1 час до захода солнца.

В вечерние часы, когда баланс коротковолновой радиации (разность суммарной и отраженной радиации) значительно уменьшается, баланс длинноволновой радиации (разность между излучением атмосферы и деятельного слоя — полога леса) уменьшается не столь значительно. В результате такого соотношения составляющих радиационный баланс еще при наличии приходящей коротковолновой радиации становится отрицательным. Причем над пологом леса этот переход совершается раньше в силу большого отрицательного баланса длинноволновой радиации. В осенние месяцы в связи с опадом листвы заметно увеличение баланса длинноволновой радиации под пологом леса по сравнению с периодом полной листвы, что и сближает моменты перехода радиационного баланса через нуль под пологом и над лесом. Время перехода радиационного баланса в утренние часы после восхода солнца при имеющемся у нас количестве материала за эти часы суток установить не удалось.

Баланс длинноволновой радиации под пологом леса во все часы суток составлял 0,00, —0,01 кал/см² мин. в период полной листвы и заметно увеличился после опада листьев (—0,03—0,05 кал/см² мин.). Величина баланса длинноволновой радиации над лесом в дневные часы составляла —0,10, —0,20 кал/см² мин., в ночные часы при безоблачном небе —0,07, —0,09 кал/см² мин.

В табл. 1 приведены суточные суммы радиации, вычисленные по кривым суточного хода планиметрированием. В летние дни при облачности верхнего яруса на 1 см² поверхности почвы под полог леса за сутки поступало 30—50 кал. при суммарной радиации под пологом леса на ту же площадь 500 кал. В дни с облачностью нижнего яруса под полог леса за сутки на 1 см² поступает около 20 кал; при радиации над пологом леса 200—250 кал.

Осенью после опада листьев, несмотря на общее уменьшение радиации (уменьшение высоты солнца и длины дня), суммы радиации под пологом леса достигают той же величины, что и летом (увеличивается прозрачность лесного полога).

Из этой же таблицы видно соотношение величин суммарной радиации и радиационного баланса под пологом леса и над лесом. Дневной радиационный баланс над лесом составляет 55—65% от суммарной радиации. Радиационный баланс под пологом леса составляет больший процент от поступающей туда суммарной радиации по причине значительного уменьшения под пологом леса отрицательной составляющей — баланса длинноволновой радиации.

Суммы радиации за сутки

| Число | Над кронами | | | | Под кронами | | | |
|---------|-------------|-----------------|---------------------|----------------|-------------|------------------|-----------------------|-----------------|
| | Q | $B_{\text{дн}}$ | $B_{\text{дн}}/Q\%$ | $B_{\text{н}}$ | Q' | $B'_{\text{дн}}$ | $B'_{\text{дн}}/Q'\%$ | $B'_{\text{н}}$ |
| 19/VI | 551 | 258 | 26 | -24 | 58 | 42 | 72 | -4 |
| 23/VI | 465 | 272 | 58 | -25 | 32 | 25 | 78 | -5 |
| 30/VI | 579 | 415 | 72 | -35 | 34 | 30 | 91 | 0 |
| 31/VII | 512 | 317 | 62 | — | 25 | 20 | 80 | — |
| 7/VIII | 235 | 155 | 66 | — | 20 | 12 | 60 | — |
| 14/VIII | 265 | 170 | 64 | — | 19 | 11 | 58 | — |
| 25/VIII | 460 | 290 | 63 | — | 30 | 27 | 90 | — |
| 2/IX | 440 | 275 | 63 | — | 35 | 17 | 50 | — |
| 12/IX | 420 | 235 | 56 | — | 35 | 17 | 50 | — |
| 22/IX | 115 | 67 | 58 | — | 30 | 15 | 50 | — |
| 29/IX | 310 | 160 | 52 | — | 45 | 32 | 71 | — |
| 14/X | 335 | 76 | 23 | — | 70 | 25 | 36 | — |

Примечание. $B_{\text{дн}}$ — радиационный баланс за день.

$B_{\text{н}}$ — радиационный баланс за ночь.

Для выяснения характера вертикального распределения радиации в лесу было произведено несколько наблюдений на различных высотах над землей.

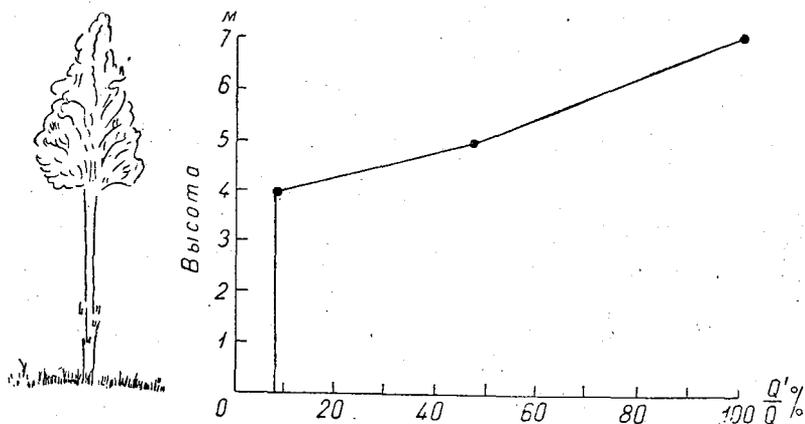


Рис. 4. Распределение суммарной радиации в лесу (молодой березняк).

Измерения проводились в 4 точках: на высоте 1,5 м, у основания крон (под кронами) — 4 м от поверхности земли, в наиболее густой части крон — 5 м от поверхности земли и над кронами — 7 м от поверхности земли. Указанные наблюдения проводились в околополуденные часы при высотах солнца 35—45° в июле и августе.

Согласно нашим данным, которые следует рассматривать как приближенные, примерно половина суммарной радиации (47%) проникает до уровня $\frac{2}{3}$ крон. Наибольшее ослабление радиации происходит в нижней наиболее густой части крон, где задерживается около 40% радиации. У основания крон проникающая радиация составляла 8% от радиации над лесом, это соотношение оставалось неизменным и до уровня 1,5 м, и практически до земной поверхности, поскольку подлесок отсутствовал (рис. 4).

П. П. Кузьмин проводил исследования по проникновению радиации в хвойном лесу [5]. Согласно его данным, при высоте солнца 40° в хвойном лесу (ельник — черничник без подлеска) около половины радиации проникает на уровень середины крон (основание крон 5 м от поверхности земли, высота деревьев 13—15 м): Под кроны проникало 20% радиации. Наибольшее ослабление радиации происходило, таким образом, в верхней половине крон. Хотя наши данные относятся к молодому лиственному лесу, сравнение показывает, что распределение радиации по вертикали и удельный вес отдельных частей крон в ослаблении радиации в лиственном и хвойном лесу будет различным.

III. Альbedo леса

Для выяснения хода альbedo леса от месяца к месяцу были использованы данные околополуденных сроков наблюдений с отметкой диска солнца \odot^2 и \odot (рис. 5). Утренние и вечерние сроки не принима-

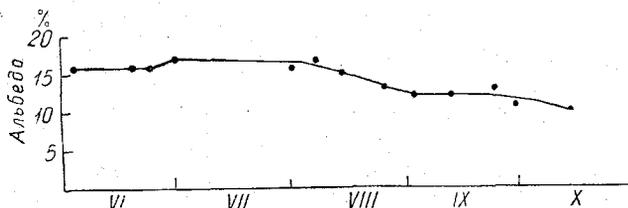


Рис. 5. Альbedo лиственного леса (молодой березняк).

лись во внимание, так как при малых высотах солнца возрастает угловая и спектральная погрешность альбедометра. Как видно на рис. 5, альbedo леса в июне и июле характеризуется постоянством; его величина в полдень 17—16%. Заметное падение альbedo начинается с середины августа и продолжается в сентябре, когда альbedo уменьшается до 12%. Это уменьшение является следствием начавшегося слабого пожелтения листьев и листопада. Опад основной массы листвы, наблюдавшийся в октябре, снизил альbedo до 10%.

Для сравнения приведем данные измерений альbedo лиственного леса с самолета Л. И. Зубенок [6], произведенные в Ленинградской области в августе и октябре 1948 г. Эти измерения дали и в августе и в октябре 14—15%. За этот же период в 1953 г. альbedo леса на нашем участке изменилось на 3—4%. Причина несовпадения «сезонного» хода альbedo леса в данном случае лежит в различии наступления отдельных фаз вегетации. Если 11/X 1948 г. наблюдаемый участок леса характеризовался еще как осенний желтый лес, то 14/X 1953 г. на нашем участке листва на деревьях уже не сохранилась.

Альbedo деятельной поверхности в лесу, по нашим наблюдениям, составляет 10—20%. Вследствие малых интенсивностей радиации вычисление его связано с большой ошибкой, поэтому обнаружить дневные и сезонные изменения альbedo не было возможности.

Выводы

1. Разработанная установка для актинометрических наблюдений под пологом и над пологом леса проста и удобна в обращении и обеспечивает измерения в большом количестве точек как над кронами, так и под кронами. Установка может быть смонтирована на станции при наличии дополнительного комплекта актинометрических приборов.

2. Суммарная радиация под пологом молодого березняка в период полного листа составляет 5—8%, в период после опада листьев 20% от радиации над лесом. Радиационный баланс под пологом леса в этот же период составляет соответственно 5—10% и 20—30% от баланса над лесом.

3. В период полного листа кронами поглощается 75% от суммарной радиации, поступающей сверху к кронам.

4. Альbedo молодого березняка в период полного листа (июнь — июль) составляет 16—17%, в период опада листьев (сентябрь — октябрь) 12—10%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методические указания гидрометеорологическим станциям, № 4. Гидрометеиздат. 1954.
2. Сахаров М. И. Радиация и альbedo в лесных фитоценозах. Метеорология и гидрология, № 5—6. 1940.
3. Голубова Т. А. О радиационном режиме внутри лесной полосы. Труды ГГО, вып. 36(98). 1952.
4. Голубова Т. А. Радиационный режим под пологом крон лесных полос. Труды ГГО, вып. 44(106). 1954.
5. Кузьмин П. П. Радиационный баланс полога леса в период снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 16(70). 1949.
6. Зубенко Л. И. Измерение альbedo некоторых растительных покровов с самолета. Труды ГГО, вып. 18(80). 1949.

Данные наблюдений в лесу

| Число | Время (час. мин.) | η | Суммарная радиация | | | Радиационный баланс | | | Альbedo | | Температура воздуха (град.) | | Абсолютная влажность | | Скорость ветра над кронами (м/сек.) | Облачность, диск солнца | |
|-------|----------------------|--------|--------------------|----------|----------|---------------------|----------|----------|----------|----------|-----------------------------|------|----------------------|------|-------------------------------------|-------------------------|-----------------|
| | | | над кро- | нам, Q | под кро- | нам, Q | над кро- | нам, B | под кро- | нам, B | над кро- | нам | над кро- | нам | | | |
| 3/VI | 6 18 | 16,8 | 0,04 | 0,56 | 7 | 0,07 | 0,64 | 11 | 16 | 14,0 | 17,6 | 12,4 | 3/0 | 3/0 | 3/0 | Cl ² | |
| | 8 56 | 40,7 | 0,08 | 0,94 | 9 | 0,07 | 0,20 | 35 | 15 | 16,4 | 22,2 | 12,7 | 1/0 | 1/0 | 1/0 | Cl ² | |
| | 9 48 | 45,5 | 0,09 | 1,12 | 8 | 0,06 | 0,23 | 27 | 14 | 18,6 | 24,2 | 12,7 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | Cl ² | |
| | 10 28 | 49,0 | 0,07 | 1,19 | 6 | 0,06 | 0,06 | 50 | 14 | 17,4 | 25,1 | 13,8 | 3/0 | 3/0 | 3/0 | Cl ² | |
| | 12 25 | 51,7 | 0,10 | 0,96 | 10 | 0,00 | -0,05 | — | 16 | 20,0 | 26,4 | 8,6 | 3/0 | 3/0 | 3/0 | Cl ² | |
| | 14 26 | 44,7 | 0,08 | 1,02 | 8 | 0,00 | -0,07 | — | 16 | 20,2 | 27,2 | 9,3 | 10/0 | 10/0 | 10/0 | Cl ² | |
| | 16 26 | 30,6 | 0,07 | 0,82 | 9 | 0,00 | -0,05 | — | 22 | 19,6 | 26,6 | 10,6 | 7/5 | 7/5 | 7/5 | Cl ² | |
| | 18 25 | 16,0 | 0,06 | 0,33 | 19 | 0,01 | 0,03 | 7 | 17 | 19,3 | 25,4 | 10,9 | 6 | 7/0 | 7/0 | 7/0 | Cl ² |
| | 20 26 | 3,1 | 0,01 | 0,03 | — | — | — | — | — | 17,6 | 21,7 | 13,3 | 3 | 8/8 | 8/8 | 8/8 | Sc, Cb, Cu |
| | 22 26 | — | 0,00 | 0,01 | — | — | — | — | — | 16,0 | 18,7 | 13,7 | 4 | 7/7 | 7/7 | 7/7 | Sc |
| | 4/VI | 0 24 | — | — | — | — | — | — | — | — | 14,3 | 14,8 | 13,2 | 9/9 | 9/9 | 9/9 | Sc |
| | | 2 24 | — | — | — | — | — | — | — | — | 13,3 | 14,4 | 13,2 | 1/1 | 1/1 | 1/1 | Sc |
| 4 25 | | 8,6 | 0,00 | 0,14 | — | — | — | — | — | 13,3 | 15,0 | 14,1 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | — | |
| 19/VI | 12 30 | 53,2 | 0,07 | 1,22 | 6 | 0,07 | 0,64 | 11 | 14 | 21,5 | 25,2 | 18,3 | 9/4 | 9/4 | 9/4 | Cl, Cu ² | |
| | 14 30 | 45,3 | 0,06 | 0,43 | 14 | 0,07 | 0,20 | 35 | 17 | 20,5 | 24,4 | 17,4 | 9/2 | 9/2 | 9/2 | Cl, Cu ² | |
| | 16 30 | 31,3 | 0,07 | 0,43 | 17 | 0,06 | 0,23 | 27 | 19 | 20,0 | 23,8 | 17,5 | 10/0 | 10/0 | 10/0 | Cl ² | |
| | 18 30 | 16,5 | 0,03 | 0,19 | 15 | 0,03 | 0,06 | 50 | 21 | 19,8 | 22,2 | 18,0 | 10/0 | 10/0 | 10/0 | Cl, As | |
| | 20 30 | 4,0 | 0,00 | 0,04 | — | 0,00 | -0,05 | — | — | 19,0 | 19,1 | 19,9 | 9/3 | 9/3 | 9/3 | Cl, Cu | |
| | 22 30 | — | — | — | — | 0,00 | -0,07 | — | — | — | 14,4 | 15,3 | 15,3 | 10/3 | 10/3 | 10/3 | Cl, Cu |
| 20/VI | 0 25 | — | — | — | — | 0,00 | -0,08 | — | — | 15,5 | — | — | 10/2 | 10/2 | 10/2 | Cl, Cu | |
| | 2 30 | — | 0,00 | 0,01 | — | -0,01 | -0,06 | 17 | — | 13,5 | 11,9 | 13,2 | 9/2 | 9/2 | 9/2 | Cl, Cu | |
| | 4 30 | 9,8 | 0,02 | 0,24 | 10 | 0,02 | 0,14 | 14 | 25 | 14,6 | 16,2 | 16,8 | 10/0 | 10/0 | 10/0 | Cl ² | |
| | 6 30 | 24,0 | 0,03 | 0,43 | 7 | 0,02 | 0,17 | 12 | 19 | 15,7 | 19,1 | 16,7 | 9/0 | 9/0 | 9/0 | Cl | |
| 23/VI | 6 30 | 24,0 | 0,02 | 0,20 | 10 | 0,01 | 0,14 | 7 | 15 | 15,5 | 17,8 | 16,9 | 9/0 | 9/0 | 9/0 | As, Ac ² | |
| | 8 30 | 38,5 | 0,04 | 0,79 | 5 | 0,03 | 0,57 | 5 | 18 | 17,8 | 21,1 | 20,8 | 8/0 | 8/0 | 8/0 | Ac, Cl ² | |

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|-------|------|------|------|------|-------|-------|----|----|------|------|------|------|----------|-------------------------------------|
| 24/VI | 10 30 | 50,5 | 0,06 | 0,87 | 7 | 0,05 | 0,58 | 8 | 17 | 16 | 19,0 | 23,6 | 18,0 | 1,5 | 5/3 Cu, Cl ⊙ ² |
| | 12 30 | 55,1 | 0,10 | 1,18 | 8 | 0,05 | 0,82 | 6 | 10 | 16 | 18,8 | 25,0 | 16,3 | 1,5 | 6/6 Cu ⊙, ⊙ ² |
| | 14 30 | 45,3 | 0,03 | 0,20 | 15 | 0,02 | 0,09 | 22 | — | 15 | 19,1 | 23,4 | 15,5 | 1,5 | 8/5 Cu, Ac ⊙ ² |
| | 16 30 | 31,4 | 0,02 | 0,15 | 13 | 0,02 | 0,06 | 33 | — | 20 | 17,5 | 20,1 | 15,8 | 2,5 | 9/7 Cu, Cl ⊙ |
| | 18 30 | 16,5 | 0,03 | 0,19 | 15 | 0,02 | 0,05 | 40 | — | 32 | 17,5 | 19,9 | 18,1 | 1,5 | 10/4 As, Cl, Sc ⊙ |
| | 20 30 | — | 0,00 | 0,02 | — | 0,00 | -0,01 | — | — | — | — | 17,1 | 18,9 | 1 | 10/8 Ac, Cb |
| | 22 30 | — | — | — | — | -0,01 | -0,06 | 17 | — | — | 14,0 | 16,1 | 17,1 | 1,5 | 10/6 Sc, As •° |
| | 0 25 | — | — | — | — | -0,01 | -0,08 | 12 | — | — | 14,8 | 11,7 | 13,0 | 2 | 10,6 Sc, Cl |
| | 2 30 | — | — | — | — | -0,01 | -0,07 | 14 | — | — | 13,0 | 10,1 | 12,2 | 1 | 10/0 Ac, Cl |
| | 4 30 | — | 0,00 | 0,09 | — | 0,00 | 0,04 | — | — | 22 | 13,4 | 13,0 | 14,6 | 1,5 | 10/10 — |
| 30/VI | 6 30 | 24,0 | 0,02 | 0,51 | — | 0,02 | 0,23 | 9 | — | 18 | 14,5 | 17,7 | 18,0 | 1 | 3,0 Cl ⊙ ² |
| | 8 30 | 24,0 | 0,02 | 0,55 | 4 | 0,01 | 0,32 | 3 | — | 18 | 10,4 | 12,4 | 10,2 | 1 | 5/3 Cu, Cl ⊙ |
| | 10 30 | 38,5 | 0,04 | 0,88 | 4 | 0,03 | 0,66 | 4 | — | 16 | 12,0 | 15,0 | 10,6 | 1 | 3,1 Cl, Cu ⊙ ² |
| | 12 30 | 50,5 | 0,04 | 1,14 | 4 | 0,04 | 0,85 | 5 | — | 16 | 13,0 | 16,9 | 11,2 | 1 | 8/0 Cl ⊙ |
| | 14 30 | 55,1 | 0,05 | 0,75 | 7 | 0,05 | 0,42 | 12 | 20 | 21 | 15,6 | 18,2 | 11,2 | 1,5 | 10/7 Cl, Cu ⊙, ⊙° |
| | 16 30 | 45,4 | 0,08 | 0,95 | 7 | 0,07 | 0,74 | 10 | 12 | 20 | 15,5 | 19,2 | 12,2 | 3 | 10/3 Cl, Cu ⊙ |
| | 18 30 | 31,4 | 0,04 | 0,14 | 21 | 0,02 | 0,03 | 67 | — | 14 | 15,0 | 16,5 | 13,6 | 1 | 9/4 Cl, Cu ⊙ |
| | 20 30 | 16,4 | 0,04 | 0,26 | 16 | 0,03 | 0,05 | 60 | — | 34 | 15,3 | — | — | 2,5 | 1/1 Cu ⊙ ² |
| | 22 30 | — | 0,00 | 0,04 | — | 0,00 | -0,07 | — | — | 50 | 14,5 | 13,2 | 13,5 | 1,5 | 0/0 |
| | — | — | — | — | — | 0,00 | -0,10 | — | — | — | 13,2 | 14,6 | 13,7 | 2,5 | 1/1 Cu |
| 1/VII | 0 30 | — | — | — | — | 0,00 | -0,08 | — | — | — | 13,0 | 14,1 | 13,5 | 2,5 | 3/3 Sc |
| | 2 30 | — | — | — | — | 0,00 | -0,04 | — | — | — | 13,5 | 14,0 | 15,0 | 1,5 | 8/8 Sc |
| | 4 30 | 9,8 | 0,00 | 0,10 | — | 0,00 | -0,05 | — | — | 40 | 12,5 | 11,6 | 13,5 | 1,5 | 0/0 ⊙ ² |
| | 6 30 | 24,0 | 0,03 | 0,52 | 6 | 0,02 | 0,29 | 7 | — | 17 | 13,5 | 15,0 | 12,2 | 1 | 0/0 ⊙ ² |
| | 7 25 | 25,3 | 0,02 | 0,58 | 4 | 0,01 | 0,09 | 11 | — | 16 | 13,3 | 14,5 | — | 1 | 7/0 Cl ⊙ |
| | 8 15 | 31,7 | 0,02 | 0,65 | 3 | 0,02 | 0,38 | 5 | — | 15 | 14,6 | 15,5 | — | 1 | 9/0 Cl |
| 31/VII | 9 55 | 42,9 | 0,03 | 1,00 | 3 | 0,03 | 0,79 | 4 | — | 14 | 15,4 | 17,0 | — | 1 | 6,6 Cu |
| | 11 04 | 47,7 | 0,03 | 1,01 | 3 | 0,04 | 0,72 | 6 | — | 14 | 17,0 | 20,4 | — | 1 | 5/5 Cu ⊙ ² |
| | 13 02 | 47,5 | 0,02 | 0,82 | 2 | 0,04 | 0,58 | 7 | — | 16 | 18,5 | 21,2 | — | 1 | 9/3 Cl, Ac, Cu ⊙ ² |
| | 14 20 | 42,3 | 0,04 | 0,27 | 17 | 0,04 | 0,20 | 20 | — | 18 | 20,3 | 22,1 | — | 1,5 | 9/9 Cu |
| | 16 15 | 29,1 | 0,03 | 0,42 | 7 | 0,03 | 0,21 | 14 | — | 19 | 18,0 | 20,5 | — | 1,5 | 10/3 Cl, Cs, Cu ⊙ ² , ⊙° |
| | 18 02 | 16,7 | 0,02 | 0,25 | 8 | 0,02 | 0,11 | 18 | — | 24 | 17,8 | 20,0 | — | 2,5 | 10/0 Cl ⊙ |
| | 19 58 | 3,2 | 0,00 | 0,02 | — | 0,00 | -0,04 | — | — | — | 17,0 | 17,7 | — | 2,5 | 10/0 Ac |
| | 21 33 | — | — | — | — | 0,00 | -0,02 | — | — | — | — | — | — | 2,5 | 10/0 Ac |
| | 5 30 | — | 0,00 | 0,11 | — | 0,00 | 0,08 | — | — | 18 | 11,0 | 9,6 | — | 1,5 | 10/10 — |
| | 6 30 | 19,8 | 0,02 | 0,19 | 10 | 0,01 | 0,14 | 7 | — | 16 | 11,5 | 10,8 | — | 1 | 10/10 — |
| 7 44 | 26,5 | 0,01 | 0,18 | 6 | 0,01 | 0,14 | 7 | — | 17 | 12,3 | 11,7 | — | 1 | 10/10 St | |

| Число | Время (час. мин.) | η | Суммарная радиация | | Радиационный баланс | | | Альbedo | | Температура почвы в лесу (град.) | Температура воздуха (град.) | | Абсолютная влажность | | Скорость ветра над кроной (м/сек.) | Облачность, диск солнца |
|----------|----------------------|--------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------------------|-----------------------------|-----------------|----------------------------------|----------------------|------------------------------------|-------------------------|
| | | | над кро- ной, Q | под кро- ной, Q | над кро- ной, B | под кро- ной, B | над кро- ной, B | под кро- ной, B | над кро- ной, A | | под кро- ной, A | над кро- ной | под кро- ной | над кро- ной | | |
| 7. VIII | 9 38 | 39,2 | 0,02 | 0,44 | 5 | 0,02 | 0,34 | 6 | 18 | 14,2 | 14,8 | 1 | 10/10 Sc | | | |
| | 10 40 | 43,8 | 0,03 | 0,41 | 7 | 0,02 | 0,27 | 7 | 15 | 14,4 | 15,8 | 1 | 10/2 Ac, Cu, \square , \odot | | | |
| | 12 34 | 45,0 | 0,03 | 0,48 | 6 | 0,02 | 0,37 | 5 | 17 | 15,8 | 16,6 | 1,5 | 10/3 Ac, Cu | | | |
| | 14 13 | 41,0 | 0,03 | 0,37 | 8 | 0,02 | 0,22 | 9 | 19 | 15,3 | 15,8 | 2 | 10/2 As, Ac, Cu | | | |
| | 15 39 | 32,3 | 0,02 | 0,21 | 10 | 0,01 | 0,12 | 8 | 19 | 15,3 | 16,1 | 2 | 10/10 Sc | | | |
| 14. VIII | 9 40 | 37,6 | 0,01 | 0,12 | 9 | 0,01 | 0,09 | 11 | 17 | 15,4 | 16,5 | 2,5 | 10/10 Sc | | | |
| | 10 30 | 41,3 | 0,03 | 0,22 | 14 | 0,03 | 0,16 | 19 | 18 | 16,0 | 17,2 | 3,0 | 10/10 Sc | | | |
| | 12 35 | 44,0 | 0,02 | 0,41 | 5 | 0,02 | 0,35 | 7 | 17 | 16,8 | 17,9 | 3,0 | 10/10 Sc | | | |
| | 14 38 | 41,4 | 0,04 | 0,93 | 4 | 0,03 | 0,54 | 6 | 14 | 17,3 | 19,0 | 3,5 | 8/1 Ac, Cl, Cu \odot^2 | | | |
| | 15 37 | 35,0 | 0,03 | 0,73 | 4 | 0,02 | 0,46 | 4 | 15 | 19,4 | 19,7 | 3,0 | 9/3 Cl, Cc, Cu \odot^2 | | | |
| | 17 33 | 16,6 | 0,02 | 0,22 | 9 | 0,01 | 0,09 | 11 | 18 | 17,3 | 19,0 | 3,0 | 8/0 Ac, Cl \odot | | | |
| | 18 33 | 9,4 | 0,00 | 0,06 | — | 0,00 | 0,01 | — | 17 | 16,5 | 17,4 | 2,5 | 10/10 Sc | | | |
| | 20 31 | — | — | — | — | -0,01 | -0,07 | 14 | — | 14,8 | 14,4 | 2,0 | 5/0 Ac | | | |
| | 25. VIII | 5 40 | — | 0,00 | 0,10 | — | 0,00 | -0,04 | — | 30 | 10,8 | 10,3 | 1 | 3/0 Cl, Ac \odot^2 | | |
| | | 6 30 | 14,0 | 0,01 | 0,30 | 3 | 0,00 | 0,12 | — | 13 | 12,0 | 12,5 | 1 | 9/0 Cl | | |
| 8 40 | | 27,9 | 0,02 | 0,66 | 3 | 0,02 | 0,51 | 4 | 14 | 14,8 | 16,6 | 2 | 10/0 Cl, Ac \odot | | | |
| 9 30 | | 33,9 | 0,03 | 0,58 | 5 | 0,03 | 0,49 | 6 | 12 | 15,1 | 17,6 | 2 | 10/0 Cl, Ac \odot | | | |
| 10 45 | | 39,0 | 0,04 | 0,84 | 5 | 0,02 | 0,67 | 3 | 11 | — | — | 2 | 10/0 Cl | | | |
| 12 30 | | 40,1 | 0,06 | 0,89 | 7 | 0,06 | 0,65 | 9 | 11 | 19,3 | 20,3 | 1 | 5,0 Cl | | | |
| 14 30 | | 33,3 | 0,05 | 0,68 | 7 | 0,04 | 0,37 | 11 | 13 | 19,4 | 21,1 | 1 | 3,3 Cu \odot^2 | | | |
| 15 35 | | 27,6 | 0,04 | 0,53 | 8 | 0,03 | 0,32 | 9 | 15 | 19,8 | 20,7 | 1 | 2,2 Cu \odot^2 | | | |
| 17 35 | | 13,3 | 0,02 | 0,20 | 10 | 0,01 | 0,05 | 20 | 30 | 17,6 | 17,8 | 1 | 0/0 | | | |
| 18 35 | | 6,4 | 0,01 | 0,04 | 25 | 0,00 | -0,06 | — | 25 | 16,1 | 15,0 | 1 | 2/0 Cl \odot , \odot | | | |
| 19 30 | — | 0,00 | 0,01 | — | -0,02 | -0,07 | 29 | — | 13,9 | 11,8 | 1,5 | 0,0 | | | | |
| 2. IX | 10 20 | 35,0 | 0,04 | 0,77 | 5 | 0,03 | 0,57 | 5 | 12 | 13,1 | 15,5 | 2 | 7,7 Cu \odot^2 | | | |
| | 12 35 | 37,3 | 0,06 | 0,83 | 7 | 0,04 | 0,52 | 8 | 12 | 15,7 | 17,1 | 2,5 | 3,3 Cu \odot^2 | | | |
| | 13 25 | 35,6 | 0,05 | 0,84 | 6 | 0,04 | 0,57 | 7 | 11 | 16,0 | 17,7 | 2,5 | 2/2 Cu \odot^2 | | | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|--|---|--|--|---|---|---|------------------------------------|--|--|--|--|---|---|--|---|--|
| 12/IX | 14 32 15 34 16 29 18 35 19 23 | 30,8 24,6 18,3 2,6 | 0,06 0,07 0,04 0,01 | 0,72 0,57 0,40 0,02 | 9 12 10 50 | 0,03 0,04 0,02 0,00 -0,01 | 0,43 0,22 0,14 0,07 -0,08 | 7 18 14 12 | - 20 17 11 | 12 12 14 17 | 15,8 16,3 15,3 13,3 10,3 | 18,0 17,6 16,8 12,7 8,3 | 17,9 17,9 17,1 14,0 10,5 | 8,9 9,1 11,5 12,8 10,5 | 9,4 10,7 11,5 12,5 11,9 | 2,5 2,5 2 2 2 | 1/1 Cu ⊙ ² 1/1 Cu ⊙ ² 1/1 Cu ⊙ ² 0/0 Cu ⊙ ² 2/0 Cl |
| 12/IX | 6 47 8 39 9 41 10 42 12 40 13 43 15 37 17 40 18 40 | 9,8 2,6 28,6 32,5 33,5 31,0 20,8 6,3 | 0,02 0,03 0,04 0,04 0,03 0,08 0,05 0,02 0,00 | 0,14 0,51 0,73 0,90 0,79 0,76 0,62 0,07 0,00 | 14 6 5 4 4 10 8 28 | 0,00 0,01 0,04 0,04 0,02 0,04 0,04 0,00 -0,01 | 0,06 0,28 0,41 0,53 0,51 0,56 0,31 0,04 -0,07 | 4 10 8 4 7 13 14 | - 16 19 22 19 16 13 | 12 11 13 12 13 18 | 3,8 7,0 8,5 9,5 10,8 11,1 11,8 10,5 9,3 8,3 | 1,2 8,3 10,4 11,6 11,1 12,6 12,0 9,4 8,2 | 5,0 10,0 11,4 12,6 12,6 12,0 9,2 8,4 | 6,4 9,3 8,5 7,6 7,0 6,5 6,6 8,7 8,0 | 8,3 8,5 8,5 8,2 6,9 7,2 8,9 8,2 | 0 2,8 - 2,5 3,7 1,8 2 | 0/0 Cu ⊙ ² 7/0 Cl ⊙ ² 10/0 Cl ⊙ ² 8/3 Cl ⊙ ² 10/3 Cl ⊙ ² 10/0 Cl ⊙ ² 10/3 Cl ⊙ ² 10/0 Cs, Ac ⊙ ² 10/0 Ac, Cs |
| 22/IX | 9 55 10 50 13 25 14 45 15 45 17 55 18 40 | 25,0 28,8 28,4 22,7 16,2 1,2 | 0,05 0,05 0,05 0,04 0,05 0,00 | 0,25 0,20 0,14 0,24 0,18 0,00 | 20 25 35 17 28 | 0,02 0,03 0,03 0,02 0,03 0,00 0,00 | 0,16 0,13 0,09 0,17 0,11 0,00 -0,01 | 12 23 33 12 27 | - - - 12 | 13 14 14 12 14 | 7,3 7,7 7,6 8,0 8,3 7,1 6,6 | 6,1 6,6 6,8 7,4 7,8 7,2 7,2 | 6,1 6,6 6,8 7,6 8,0 7,2 7,4 | 6,9 7,2 7,2 6,4 5,7 6,8 7,0 6,8 | 4,9 3,9 4,5 4,5 2,9 3,5 5,1 | 10/0 As ⊙ 10/0 As ⊙ 10/0 As ⊙ 10/0 As, Ac ⊙ 10/0 Ac, As ⊙ 10/10 Sc 10/10 Sc | |
| 29/IX | 8 50 9 50 10 55 13 00 14 45 15 50 17 45 18 25 | 22,2 26,1 26,4 19,6 13,4 | 0,05 0,07 0,07 0,10 0,12 0,05 0,00 | 0,39 0,62 0,74 0,70 0,28 0,09 0,01 | 13 11 10 14 43 55 | 0,02 0,04 0,03 0,13 0,09 0,04 -0,02 -0,01 -0,10 | 0,19 0,36 0,44 0,50 0,18 0,02 -0,07 | 10 11 7 26 50 | 10 13 13 11 12 13 17 | 8,6 3,4 3,3 4,8 5,0 4,8 3,6 3,0 | 7,3 9,6 11,5 14,6 15,0 13,9 13,3 13,8 10,8 10,2 | 8,6 13,5 16,0 13,9 13,3 11,5 10,2 | 3,2 3,4 3,3 4,8 5,0 4,8 3,6 3,0 | - - - - 9,2 9,4 9,8 9,8 | 10/0 Cl ⊙ 10/0 Cl ⊙ 5/0 Cl ⊙ 4/0 Cl ⊙ ² 10/0 Ac ⊙ 7/0 Ac ⊙ 10/0 Ac 10/0 Ac, Cl | | |
| 14/X | 9 10 9 53 10 48 13 00 13 55 16 05 16 55 | 14,2 17,1 20,2 20,7 18,1 6,4 1,1 | 0,06 0,07 0,10 0,03 0,10 0,05 0,01 | 0,34 0,30 0,49 0,37 0,43 0,11 0,02 | 18 23 20 8 23 45 50 | 0,01 0,04 0,06 0,10 0,06 0,00 -0,03 | 0,14 0,13 0,24 0,27 0,22 0,04 -0,08 | 7 31 25 37 50 | 11 12 - 12 13 | 10 10 9 10 10 18 | 4,8 6,0 7,3 11,3 13,3 10,7 8,8 | 6,6 7,4 9,4 13,9 14,6 14,2 12,2 | 7,2 8,1 10,0 13,9 14,7 14,4 12,0 | 9,0 8,8 9,1 10,0 10,2 9,6 9,4 | 3,0 3,0 3,0 3,0 3,0 3,0 3,0 | 8/0 Cl ⊙ 8/0 Cl ⊙ 6/0 Cl ⊙ 8/0 Cl ⊙ 10/0 Cl ⊙ 10/0 Cl ⊙ 5/0 Cl ⊙ | |

О ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ ПЕРЕВОДНЫХ МНОЖИТЕЛЕЙ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ АКТИНОМЕТРОВ И ПИРАНОМЕТРОВ

В трудах ГГО была опубликована работа [1] по исследованию температурных коэффициентов сетевых актинометрических приборов. Температурные коэффициенты определялись при исследовании приборов в лабораторных условиях. Рекомендован способ для вычисления изменения переводного множителя приборов с изменением температуры по известным параметрам приборов и их температурным коэффициентам.

Впоследствии зависимость переводного множителя актинометрических приборов от температуры определялась также в естественных условиях. Для исследования были взяты 4 термоэлектрических актинометра, 3 пиранометра и 2 гальванометра, изготовленных мастерской ГГО, для которых в лабораторных условиях были определены температурные коэффициенты. Переводные множители актинометрических приборов в паре с гальванометром в естественных условиях определялись в Воейково и во время экспедиции в район Дубовской стоковой станции (Ростовская обл.) в 1953 г. в интервале температур от 7 до 40°. Температура определялась по термометрам при гальванометрах. Гальванометры в большинстве случаев затенялись от прямой солнечной радиации, а в отдельных случаях (при сильном ветре) оставались незатененными. Определение переводных множителей производилось по методике, рекомендованной руководством по поверке актинометрических приборов.

Для двух актинометров (№ 2551 с гальванометром № 37 и № 2530 с гальванометром № 36) переводные множители определялись сравнением их показаний с показаниями пиргелиометров актинометрической лаборатории ГГО. Главным образом использовался пиргелиометр № 114 с миллиамперметром № 3047-6. Кроме того, в работе применялись пиргелиометры № 250 и 143 и миллиамперметры № 629629 и 370909. Миллиамперметры предварительно исследовались в отношении влияния температуры на их показания. Установлено, что в пределах точности отсчета изменение температуры на 30° не влияет на их показания. В дальнейшем актинометр № 2551 с гальванометром № 37 был выбран в качестве образцового, и переводные множители остальных приборов определялись путем сравнения их показаний с показаниями этой пары приборов.

Переводные множители каждого из приборов определялись в паре

с гальванометром № 36. Чувствительность этого гальванометра меньше, чем чувствительность, принятая в настоящее время техническими условиями на гальванометры ГСА-1, поэтому актинометры подключались к нему без добавочного сопротивления (на клеммы 1—2), а пиранометры — с небольшим добавочным сопротивлением (42 ома).

В указанном интервале температур для каждой пары приборов было получено от 11 до 26 значений переводных множителей. Переводные множители и соответствующие им температуры приведены в табл. 1 и 2. Полученные значения нанесены на графики (рис. 1 и 2). По оси абсцисс отло-

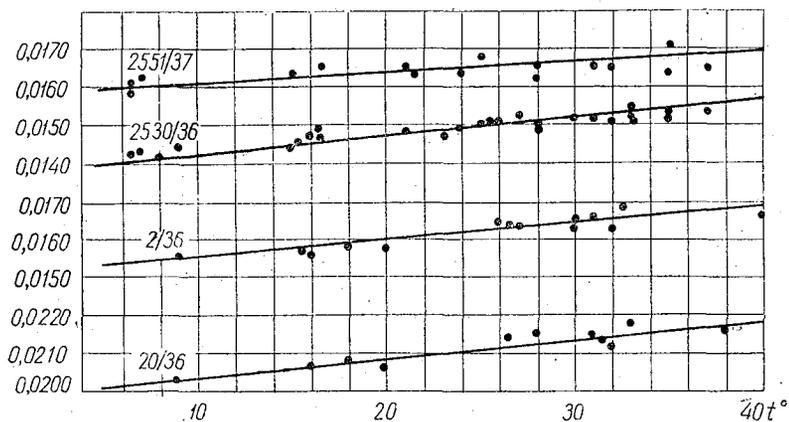


Рис. 1. Зависимость от температуры переводных множителей актинометров.

жена температура, по оси ординат — переводные множители. Как видно из графиков, для всех приборов получена достаточно четко выраженная зависимость переводного множителя от температуры.

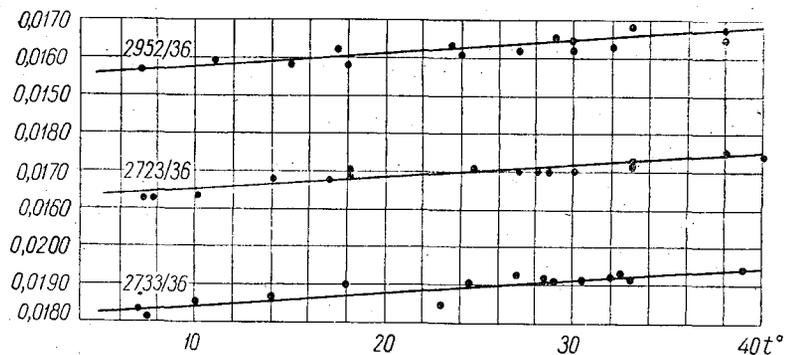


Рис. 2. Зависимость от температуры переводных множителей пиранометров.

Для того чтобы сопоставить результаты, полученные в естественных условиях, с данными, полученными при исследовании приборов в лабораторных условиях, на те же графики (рис. 1 и 2) нанесены прямые, представляющие зависимость переводных множителей от температуры, полученные расчетным путем по известным температурным коэффициентам параметров приборов. Для построения этих прямых брались значения переводных множителей при температуре 20°, а переводные множители при

Переводные множители актинометров

| Дата | № прибора | | | | | | | | | | |
|-------|-----------|----------|---------|----------|----------|-------|----------|----------|-------|----------|----------|
| | 2551/37 | | 2530,36 | | | 2/36 | | | 20/36 | | |
| | <i>t</i> | <i>a</i> | Дата | <i>t</i> | <i>a</i> | Дата | <i>t</i> | <i>a</i> | Дата | <i>t</i> | <i>a</i> |
| 2/IV | 6,5° | 0,0158 | 3/IV | 6,5° | 0,0141 | 11/IV | 9° | 0,0155 | 11/IV | 9° | 0,0202 |
| 3/IV | 6,5 | 0,0160 | 11/IV | 7 | 0,0142 | 24/IV | 16 | 0,0156 | 28/IV | 16 | 0,0206 |
| 11/IV | 7 | 0,0162 | 11/IV | 8 | 0,0141 | 28/IV | 15,5 | 0,0157 | 30/IV | 18 | 0,0208 |
| 24/IV | 21 | 0,0165 | 11/IV | 9 | 0,0143 | 30/IV | 18 | 0,0158 | 23/V | 32 | 0,0212 |
| 28/IV | 15 | 0,0163 | 24/IV | 15,5 | 0,0145 | 23/V | 32 | 0,0163 | 25/V | 38 | 0,0217 |
| 30/IV | 16,5 | 0,0165 | 24/IV | 16,5 | 0,0146 | 25/V | 40 | 0,0167 | 27/V | 20 | 0,0206 |
| 25/V | 35 | 0,0171 | 24/IV | 21 | 0,0148 | 27/V | 20 | 0,0157 | 29/V | 28 | 0,0215 |
| 28/V | 28 | 0,0166 | 28/IV | 15 | 0,0144 | 28/V | 30 | 0,0164 | 9/VI | 31 | 0,0215 |
| 29/V | 25 | 0,0168 | 28/IV | 16 | 0,0146 | 29/V | 27 | 0,0164 | 10/VI | 31,5 | 0,0214 |
| 31/V | 21,5 | 0,0163 | 30/IV | 16,5 | 0,0148 | 30/V | 26 | 0,0164 | 12/VI | 26,5 | 0,0214 |
| 9/VI | 31 | 0,0165 | 23/V | 33 | 0,0152 | 9/VI | 31 | 0,0166 | 18/VI | 33 | 0,0218 |
| 10/VI | 37 | 0,0165 | 25/V | 35 | 0,0155 | 12/VI | 26,5 | 0,0164 | | | |
| 12/VI | 24 | 0,0164 | 28/V | 28 | 0,0150 | 13/VI | 30 | 0,0165 | | | |
| 13/VI | 28 | 0,0162 | 29/V | 25 | 0,0150 | 18/VI | 32,5 | 0,0169 | | | |
| 18/VI | 35 | 0,0164 | 29/V | 27 | 0,0152 | | | | | | |
| 20/VI | 32 | 0,0165 | 30/V | 26 | 0,0151 | | | | | | |
| | | | 9/VI | 31 | 0,0152 | | | | | | |
| | | | 10/VI | 37 | 0,0154 | | | | | | |
| | | | 12/VI | 24 | 0,0149 | | | | | | |
| | | | 12/VI | 25,5 | 0,0151 | | | | | | |
| | | | 13/VI | 28 | 0,0149 | | | | | | |
| | | | 13/VI | 30 | 0,0152 | | | | | | |
| | | | 18/VI | 35 | 0,0152 | | | | | | |
| | | | 18/VI | 33 | 0,0152 | | | | | | |
| | | | 20/VI | 32 | 0,0151 | | | | | | |
| | | | 13/VII | 23 | 0,0147 | | | | | | |

Таблица 2

Переводные множители пиранометров

| Дата | № прибора | | | | | | | | |
|-------|-----------|----------|---------|----------|----------|---------|----------|----------|--|
| | 2952/36 | | 2733/36 | | | 2723/36 | | | |
| | <i>t</i> | <i>a</i> | Дата | <i>t</i> | <i>a</i> | Дата | <i>t</i> | <i>a</i> | |
| 6/IV | 7° | 0,0156 | 3/IV | 7,5° | 0,0181 | 3/IV | 7,5° | 0,0162 | |
| 11/IV | 11 | 0,0159 | 6/IV | 7 | 0,0183 | 6/IV | 7 | 0,0162 | |
| 24/IV | 18 | 0,0158 | 11/IV | 10 | 0,0185 | 11/IV | 10 | 0,0163 | |
| 28/IV | 15 | 0,0158 | 28/IV | 14 | 0,0186 | 24/IV | 17 | 0,0167 | |
| 30/IV | 17,5 | 0,0162 | 30/IV | 18 | 0,0190 | 28/IV | 14 | 0,0167 | |
| 23/V | 33 | 0,0168 | 23/V | 33 | 0,0192 | 30/IV | 18 | 0,0170 | |
| 25/V | 38 | 0,0165 | 25/V | 39 | 0,0194 | 23/V | 33 | 0,0171 | |
| 27/V | 24 | 0,0161 | 27/V | 23 | 0,0185 | 25/V | 40 | 0,0173 | |
| 28/V | 30 | 0,0165 | 28/V | 29 | 0,0191 | 27/V | 18 | 0,0168 | |
| 29/V | 29 | 0,0165 | 29/V | 28,5 | 0,0192 | 28/V | 28 | 0,0170 | |
| 30/V | 23,5 | 0,0163 | 30/V | 24,5 | 0,0190 | 29/V | 28,5 | 0,0170 | |
| 10/VI | 38 | 0,0168 | 10/VI | 32,5 | 0,0193 | 30/V | 24,5 | 0,0170 | |
| 12/VI | 27 | 0,0162 | 12/VI | 27 | 0,0192 | 10/VI | 38 | 0,0174 | |
| 13/VI | 30 | 0,0162 | 13/VI | 30,5 | 0,0191 | 12/VI | 27 | 0,0170 | |
| 18/VI | 32 | 0,0163 | 18/VI | 32 | 0,0192 | 13/VI | 30 | 0,0170 | |
| | | | | | | 18/VI | 33 | 0,0172 | |

других температурах вычислялись. Изменение переводных множителей от температуры вычислялось по формуле

$$\Delta a = \frac{\alpha}{k} [R_6(\beta + \rho - \delta) + R_r(\beta + \rho_1 - \delta) + R_d(\beta - \delta)] \Delta t,$$

где α — цена деления гальванометра, R_r — внутреннее сопротивление гальванометра, k — чувствительность актинометрического прибора, R_6 — сопротивление термобатареи, R_d — добавочное сопротивление, Δt — изменение температуры, β , ρ_1 , ρ и δ — температурные коэффициенты цены деления гальванометра, внутреннего сопротивления гальванометра, сопротивления термобатареи и чувствительности актинометрического прибора. Параметры приборов и их температурные коэффициенты, полученные при исследовании приборов в лабораторных условиях, приведены в табл. 3.

Таблица 3

Параметры приборов и их температурные коэффициенты

| № прибора | K | δ | R_6 | ρ |
|-----------------|-------|----------|-------|---------|
| Актинометр 2551 | 4,64 | -0,0005 | 16,3 | 0,00020 |
| Актинометр 2530 | 6,87 | -0,0011 | 18,0 | 0,00026 |
| Актинометр 2 | 6,82 | -0,0010 | 19,8 | 0,00011 |
| Актинометр 20 | 5,13 | -0,0005 | 19,7 | 0,00016 |
| Пиранометр 2952 | 13,84 | -0,0016 | 45,4 | 0,00014 |
| Пиранометр 2723 | 12,08 | -0,0011 | 38,1 | 0,00011 |
| Пиранометр 2733 | 11,06 | -0,0011 | 42,4 | 0,00010 |

| № прибора | α | β | R_r | ρ_1 | R_d |
|-----------------|----------------------|----------|-------|----------|-------|
| Гальванометр 37 | $0,80 \cdot 10^{-6}$ | -0,00031 | 42,9 | 0,0041 | 40,2 |
| Гальванометр 36 | $1,74 \cdot 10^{-6}$ | -0,00041 | 42,9 | 0,0035 | 41,8 |

Из графиков (рис. 1 и 2) видно, что точки, полученные при определении переводных множителей в естественных условиях, хорошо совпадают с прямыми, вычисленными на основании температурных коэффициентов, определенных в лабораторных условиях.

Таким образом, можно утверждать, что для положительных температур результаты, полученные при исследовании приборов в лабораторных условиях, подтвердились, а следовательно, подтвердилась и возможность вычислять изменение переводного множителя по температурным коэффициентам приборов и их параметрам, определяемым при поверке.

При отрицательных температурах в естественных условиях приборы не исследовались. Однако и при отрицательных температурах вряд ли можно ожидать сколько-нибудь существенного отклонения от закономерностей, полученных в лабораторных условиях, так как лабораторные исследования показали, что температурные коэффициенты приборов малы и в интервале температур от -30 до 50° постоянны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Покровская И. А. Температурные коэффициенты сетевых актинометрических приборов. Труды ГГО, вып. 46. 1955.

**КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МЕТОД КРИТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ
ГРАДИЕНТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СКОРОСТЬЮ ВЕТРА
В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ (от 0 до 2 м)**

I. Обоснование метода

Известно, что для равновесных условий профиль ветра определяется как по логарифмической формуле, так и по обобщенной степенной формуле Д. Л. Лайхмана одним и тем же выражением

$$u_n = u_1 \frac{\ln z_n - \ln z_0}{\ln z_1 - \ln z_0} \quad (1)$$

Из формулы (1) непосредственно следует, что при какой-либо фиксированной шероховатости z_0 отношение $\frac{u_1}{u_n}$ для фиксированных высот будет постоянным при любых скоростях ветра.

Поскольку на станциях высоты действительно фиксированные (0,5 и 2,0 м), а параметр шероховатости z_0 для равновесных условий не меняется в течение длительного времени, то можно считать, что вышеуказанное условие постоянства отношений $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ на станциях действительно соблюдается.

Это обстоятельство и было положено в основу метода критического контроля наблюдений за ветром в слое от 0 до 2 м.

Но многочисленные фактические наблюдения показывают, что строгого постоянства отношений $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ не существует прежде всего из-за ошибок в определении скорости ветра.

Ошибки эти учтены следующим способом. Известно, что с февраля 1953 г. ручные анемометры для сети изготавливаются по ГОСТ 6376-52.

Порог чувствительности данных анемометров равен 0,8 м/сек., а ошибки в скорости ветра могут определяться по формуле

$$\Delta u = (0,20 + 0,04u) \text{ м/сек.}, \quad (2)$$

где u — скорость ветра.

Учитывая, что знаки Δu у анемометров на высотах 2,0 и 0,5 м могут оказываться разными, были рассчитаны предельно возможные ошибки в разности $\Delta u_{\text{макс}}$ скоростей ветра на указанных высотах для различных скоростей ветра на высоте 2 м.

При этом оказалось возможным, сравнивая предельно возможные и наблюдаемые ошибки, судить о качестве наблюдений уже по строго количественной оценке.

Операция такого сравнения очень легко и быстро выполняется по особой номограмме, описание которой будет дано ниже.

Основным возражением в распространении указанного метода на условия устойчивой и неустойчивой температурной стратификации могло явиться опасение, что постоянство отношений $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ зависит не только от параметра шероховатости поверхности, но также и от температурной стратификации, что прямо следует из формулы Д. Л. Лайхтмана.

$$u_n = u_1 \frac{z_n^\alpha - z_0^\alpha}{z_1^\alpha - z_0^\alpha} \quad (3)$$

с параметром неустойчивости α .

О влиянии параметра неустойчивости α на профиль ветра в самом нижнем приземном слое (2—3 м) в литературе единого мнения нет [1, 2, 3, 4, 5].

Поэтому возникла необходимость уточнить величину и характер этого влияния по серийным, обычным по точности наблюдениям.

Для этой цели был сделан анализ большого фактического материала систематических ежедневных градиентных наблюдений за скоростью ветра Куйбышевской станции за летний период 1955 г.

Прежде всего было обращено внимание на тот факт, что наиболее существенное отклонение параметра α от 0 происходит при малых скоростях ветра (менее 1 м/сек.).

Но при таких скоростях ветра (на высоте 2 м) нижний анемометр (0,5 м) выходит за пределы порога чувствительности (0,8 м/сек.), а отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ резко занижается. Поэтому все такие наблюдения должны просто исключаться из всяких расчетов и обобщений (см. условия ГОСТ 6376-52).

После исключения всех случаев выхода нижнего анемометра за пределы порога чувствительности все остальные годные данные градиентных наблюдений Куйбышевской обсерватории за май — сентябрь 1955 г. в количестве 633 серий были использованы для выяснения зависимости отношения $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ от разности температур на высотах 2,0 и 0,5 м ($\Delta t_{0,5-2,0}$) и от скорости ветра на высоте 2 м.

Результаты этой работы приведены в табл. 1.

Таблица 1

Зависимость $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ от Δt и $u_{2,0}$

| Скорость ветра на высоте 2,0 м (м/сек.) | Отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ по градациям Δt | | | | Число серий |
|---|---|--------------|--------------|--------------|----------------|
| | градации Δt | | | | |
| | -0,7 -0,3 | -0,2 +0,2 | +0,3 +0,7 | +0,8 +1,2 | |
| 1,1—2,0 | 0,58 | 0,61 | 0,63 | 0,66 | 86 |
| 2,1—3,0 | 0,58 | 0,61 | 0,63 | 0,64 | 207 |
| 3,1—4,0 | 0,62 | 0,62 | 0,63 | 0,63 | 165 |
| 4,1 | 0,63 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 175 |

Как следует из табл. 1, отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ при скоростях ветра более 4 м/сек. от стратификации уже не зависит. Это полностью подтверждает аналогичный вывод С. А. Сапожниковой [5, стр. 76].

По данным табл. 1. были рассчитаны в метрах в секунду возможные отклонения от логарифмического закона разности скоростей $\Delta u_{2,0-0,5}$ в зависимости от α .

Для сравнения полученных данных с данными наблюдений Беста и Гельмана, приведенными в работе С. А. Сапожниковой [5, стр. 70], помещается табл. 2.

Таблица 2

Зависимость отношения $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ от Δt

| Источники данных | Данные | Условия | | |
|-------------------------------------|--|----------|-----------------------|-------------------------------|
| | | инверсии | равновесные градиенты | сверхадиабатические градиенты |
| По данным Беста и Гельмана | Отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ | 0,74 | 0,78 | 0,83 |
| | Отклонение отношения от равновесного $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ | -0,04 | 0,00 | 0,05 |
| По данным Куйбышевской обсерватории | Отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ | 0,58 | 0,61 | 0,66 |
| | Отклонение отношения от равновесного $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ | -0,03 | 0,00 | 0,05 |

Из табл. 1 и 2 совершенно определенно следует, что отклонение Δu от логарифмического закона за счет неравновесности стратификации не превышает 0,1—0,2 м/сек.

Действительно, приняв среднее отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ равным, например, 0,65, можем написать:

$$\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}} = 0,65 \pm \Delta \frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$$

Подставляя вместо $\Delta \frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ последовательно (из табл. 1) +0,05, $\pm 0,03$, $\pm 0,03$, $\pm 0,01$, а вместо $u_{2,0}$ последовательно 1, 2, 3, 4, мы получим поправки на α для всех скоростей: для 1 м/сек. $\pm 0,1$ м/сек.; для 2 м/сек. $\pm 0,1$ м/сек.; для 3 м/сек. $\pm 0,2$ м/сек.; для 4 м/сек. $\pm 0,1$ м/сек. и для скоростей более 4 м/сек. 0,0.

Тот же результат можно сразу получить по сетке номограммы.

Таким образом, совершенно ясно, что ошибка в Δu за счет отклонения α от нуля даже для крайних условий значительно меньше точности самих анемометров.

Следует при этом иметь в виду, что для отдельных индивидуальных

отношений $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ зависимости от α не существует вообще из-за более грубых ошибок в определении u и отчасти t .

Поэтому найденной зависимостью можно пользоваться только без знака поправки, суммируя поправки в крайнем случае к $\Delta u_{\text{макс}}$.

Из сказанного выше можно сделать следующий вывод.

Влияние стратификации температуры воздуха на отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ незначительно и им можно пренебречь.

Тем более это следует сделать потому, что пользоваться найденной зависимостью $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ от стратификации нельзя из-за частых грубых ошибок в определении температуры воздуха и скорости ветра на высотах 2,0 и 0,5 м.

Отсюда следует, что в слое воздуха от земли и до высоты 2 м при критическом анализе материалов наблюдений за ветром по серийным анемометрам можно пользоваться только логарифмической зависимостью скорости ветра от высоты.

II. Практическое применение метода

Для практического использования логарифмической зависимости при критическом контроле материалов градиентных наблюдений за ветром автором разработана специальная номограмма (рис. 1).

Номограмма составляется очень просто, и ее изготовление доступно любому технику.

По оси абсцисс откладываются в любом масштабе скорости ветра. По оси ординат откладываются в любом масштабе отношения $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$.

Эти два семейства линий образуют прямоугольную координатную сетку.

Далее каждое значение скорости (через 0,2 м/сек.) на уровне $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}} = 1,00$ (т. е. на самой верхней линии номограммы) соединяется прямыми линиями с нулем номограммы. Это косякая система отсчетов.

В верхней части номограммы против величин (1, 0, 2, 0 и т. д.) скорости ветра обозначается предельная возможная ошибка в определении скорости ветра при данной скорости на уровне 2 м.

Ошибки эти ($u\Delta_{\text{макс}}$), как уже сказано выше, рассчитаны по формуле

$$\Delta u_{\text{макс}} = \Delta u_{2,0} + \Delta u_{0,5},$$

$$\text{где } \Delta u_{2,0} = (0,2 + 0,04u_{2,0}) \text{ м/сек., а}$$

$$\Delta u_{0,5} = (0,2 + 0,04u_{2,0} \cdot 0,7) \text{ м/сек.}$$

Коэффициент 0,7 при $u_{2,0}$ во второй формуле был взят средним (по сути дела это среднегодовое отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$).

Как показали расчеты, в детализации этого коэффициента нет нужды ввиду малости множителя 0,04.

Использование номограммы лучше всего уясняется из примера (рис. 1).

Предположим, что среднее за месяц отношение $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ на станции равно 0,68. В конкретном же случае скорость ветра на высоте 2,0 м равна 3,4 м/сек., а на высоте 0,5 м — 2,1 м/сек.

На уровне линии (0,68) производятся одновременные отсчеты по косой шкале (3,4 м) и по прямой шкале (2,1 м). По косой шкале отсчи-

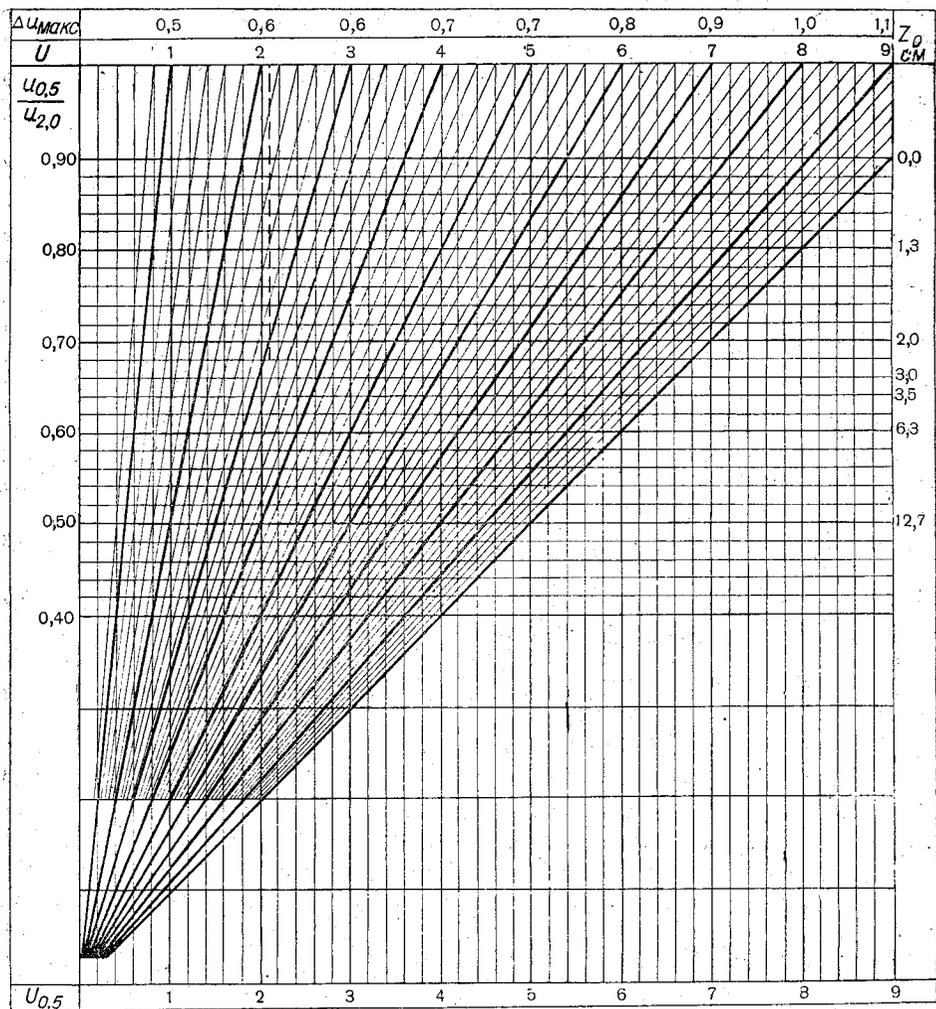


Рис. 1. Номограмма для критического контроля градиентных наблюдений за ветром.

тывается скорость ветра на высоте 2 м, а по прямой шкале — на высоте 0,5 м. Разница этих отсчетов по косой шкале (0,3 м/сек.) и представляет собой ошибку Δu (отклонение данного случая от логарифмического закона). По верхнему ряду цифр номограммы (предельно возможные величины $\Delta u_{\text{макс}}$) мы видим, что при скорости ветра (на высоте 2 м) 3 м/сек. (3,4 округляем до ближайшего целого) предельно возможная ошибка $\Delta u_{\text{макс}}$ равна 0,6 м/сек.

Следовательно, случай, разбираемый в примере (3,4 и 2,1 м/сек), имеет ошибку (0,3 м/сек.), находящуюся в пределах возможной ошибки (0,6 м/сек.).

В таком сравнении действительных ошибок с предельно возможными и заключается количественный метод критического контроля градиентных наблюдений.

При небольшом навыке такое сравнение на номограмме выполняется легко и очень быстро.

Бракуются (или анализируются подробнее) случаи выхода ошибок за пределы возможных. Среднее за месяц отношение подсчитывается на станциях.

Из подсчета и анализа выбрасываются все случаи, когда скорость ветра на высоте 0,5 м была 0,8 м/сек. или менее (случаи выхода анемометра за порог чувствительности).

В зимних условиях методика контроля незначительно меняется. Для подсчета отношений $\frac{u_{0,5}}{u_{2,0}}$ индивидуальных и средних за месяц берутся не непосредственные отсчеты по анемометрам, а отсчеты, исправленные за нестандартность уровней.

III. Результаты проверки метода

Вышеописанный метод критического контроля градиентных наблюдений за ветром успешно применялся в течение двух лет в Куйбышевской обсерватории.

Главным его преимуществом является простота и быстрота, а также то обстоятельство, что метод дает возможность вести анализ не только качественный, но и довольно точный количественный.

Для примера приводится результат применения данного метода к материалом другой станции и за другой год, а именно к материалам градиентных наблюдений агрометстанции Елшанка за июль 1956 г. Результат этот приведен в табл. 4.

В первой строке даны действительные отклонения наблюдаемых Δu от сетки номограммы (т. е. от логарифмического закона) в десятых долях м/сек. Во второй строке приводится количество всех серий за месяц с данной Δu , т. е. повторяемость ошибок по градациям Δu .

Таблица 4

Распределение числа ошибок Δu по градациям Δu

| | Отклонения (м/сек.) | | | | | | | | | | | итого | |
|-----------------------|---------------------|------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|-------|-----------|
| | -0,6 | -0,5 | -0,4 | -0,3 | -0,2 | -0,1 | 0,0 | +0,1 | +0,2 | +0,3 | +0,4 | | +0,5 |
| Число случаев в месяц | 9 | 7 | 14 | 14 | 14 | 14 | 33 | 16 | 13 | 6 | 5 | 4 | 149 серий |

Кривая распределения ошибок приближается к гауссовской кривой распределения случайных ошибок с максимумом распределения на $\Delta u=0,0$ (33 случая).

Таблица убедительно говорит за правильность отражения номограммой действительного распределения скоростей ветра с высотой.

В заключение приводится табл. 5, характеризующая отклонение действительных ошибок от максимально возможных в июле 1956 г. по агрометстанции Елшанка.

При составлении табл. 5 в каждой серии наблюдений определялось в процентах отношение Δu действительной к Δu максимально возможной для данного случая.

Все случаи (149) градиентных наблюдений за июль 1956 г. распределены по градациям этого процентного отношения. Результат распределения приведен в табл. 5.

Повторяемость процентного отношения $\frac{\Delta u}{\Delta u_{\text{макс}}}$

| Отношение Δu наблюдавшейся к Δu максимально возможной, % | От -80 до -90 | От -50 до -80 | От -50 до -20 | От -20 до +20 | От +20 до +50 | От +50 до +80 | От +80 до +90 | Всего серий |
|--|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------------|
| Число случаев с данным отношением | 7 | 20 | 30 | 64 | 23 | 5 | 0 | 149 |

Характер распределения ошибок еще раз подтверждает как правильность номограммы, так и правильность определения максимально возможных ошибок в определении скорости ветра, т. е. в целом подтверждает надежность метода.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Борушко И. С. О подобии профилей метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Труды ГГО, вып. 22(84), 1950.
2. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат. Л. 1948.
3. Юдин М. И. и Швец М. Е. Стационарная модель распределения ветра с высотой в турбулентной атмосфере. Труды ГГО, вып. 31. 1940.
4. Парфенова Л. В. К вопросу о подобии профилей метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 39(101), 1953.
5. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат. 1950.
6. Дьяченко П. В. и Покровская И. А. Руководство по поверке метеорологических приборов Гидрометеиздат. 1956.

К РАЗВИТИЮ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И РАДИАЦИОННЫХ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

Температура поверхности почвы является одной из важнейших метеорологических характеристик. Это объясняется той исключительной ролью, которую играет подстилающая поверхность в тепло- и влагообороте земного шара.

Термин «температура поверхности» — понятие сложное. Известно, что температура верхнего слоя почвы испытывает большие колебания во времени и пространстве. Поэтому под температурой поверхности почвы следует понимать некоторое среднее значение из ряда одновременных отсчетов температуры в различных точках тонкого пограничного слоя достаточно большой площади.

Определение температуры поверхности почвы имеет большое значение для изучения теплового баланса подстилающей поверхности, для прогноза заморозков, для расчетов величины испарения и ряда других практических задач. Необходимая точность измерения находится в зависимости от запросов практики и лежит в пределах от 0,1 до 1° С. Однако точное измерение температуры поверхности почвы и получение сравнимых данных на метеорологических станциях представляет значительные трудности. Эти трудности вызываются, с одной стороны, неоднородностью физических свойств самой почвы и, с другой стороны, несовершенством существующей методики измерения и влиянием внешних условий на измерения.

Для измерения температуры поверхности почвы на метеорологических станциях применяют ртутные термометры. Однако результаты имеющихся исследований приводят к тому, что ртутные термометры не могут обеспечить измерение истинной температуры поверхности почвы и во многих случаях дают лишь весьма приближенные показания. Поэтому в настоящее время большое внимание уделяется усовершенствованию существующей методики измерений и применению более эффективных электрических методов измерений — термометров сопротивлений и термопар, а также радиационных термометров.

Применение электрических термометров дает определенные преимущества ввиду их малой инерционности, небольших габаритов и возможности определять температуру поверхности почвы сразу в нескольких точках, т. е. ее среднюю температуру, что обеспечивает получение более характерных данных.

В термометрах сопротивления, применяемых для измерения температуры поверхности почвы, приемником обычно служит натянутая на рамку тонкая, хорошо отожженная платиновая проволока или выполненная в виде специальной термосетки медная проволока [14], которая приводится в непосредственное соприкосновение с поверхностью почвы. При измере-

ниях проволока включается в одно из плеч моста Уитстона. Сравнивая показания термометров сопротивления с показаниями ртутных термометров при различной их установке, И. Е. Воробьев [1] приходит к выводу, что при пасмурной погоде в дневные и ночные часы они близки между собой. При ясной погоде и незначительной облачности расхождения достигали 10° , причем, показания термометра сопротивления были всегда выше, чем у ртутного.

В термометрах с термопарами в качестве приемника служит серия спаев термобатарей, соприкасающихся с поверхностью почвы, другие ее спаи термостатируются. В качестве примера применяются термоэлектрических установок служат термоэлектрическая установка Б. А. Айзенштата [13] и «термопаук» Агрофизического института [9]. Термоэлектрическая установка Айзенштата, применяемая в Ташкентской обсерватории, позволяет регистрировать с помощью гальванографа температуру поверхности почвы с гораздо большей точностью, чем при других существующих методах ($0,1^\circ$).

Установка состоит из веерообразной батареи, составленной из спаев медь — константан. Горячие спаи имеют по всей длине (10—12 см) надежный тепловой контакт с поверхностью почвы. Холодные спаи термостатируются с помощью дюарова сосуда с водой, закопанного в землю. Температура их измеряется с помощью колеччатого термометра.

Аналогичная термоэлектрическая установка переносного типа («термопаук»), разработанная в Агрофизическом институте, позволяет определять среднюю температуру поверхности почвы на площади 1 м^2 . Установка горячих спаев на поверхности почвы производится с помощью держателя из стальной проволоки (пружины).

Термостатирование холодных спаев термобатарей осуществляется присоединением их к массивному алюминиевому диску, температура которого мало меняется со временем и к тому же она измеряется ртутным термометром. Имеется также вариант схемы, в котором температура холодных спаев не учитывается благодаря включению в цепь измерительного прибора — моста Уитстона, в одном из плеч которого находится термосопротивление — компенсатор, имеющее температуру холодных спаев (температуру алюминиевого диска) [9].

По данным АФИ, расхождение между показаниями установки и температурой поверхности почвы, которая определялась по дневному пиргеометру радиационным методом, в большинстве случаев было порядка $\pm 0,2^\circ$ и лишь в дневные часы при температуре поверхности около 50° достигало $2\text{—}3^\circ$.

Термоэлектрические установки имеют по сравнению с термометрами сопротивления некоторые преимущества, так как они не требуют применения источников питания, а при надлежащем конструктивном оформлении оказываются достаточно портативными и более удобными в обращении. Применение большого числа малоинерционных спаев с достаточной механической прочностью дает возможность создать «термометр-щуп», позволяющий производить быстрое «ощупывание» поверхности почвы сразу во многих точках и получать тем самым ее среднюю температуру. Влияние неоднородности почвы на точность измерения при этом значительно ослабляется.

Использование для этих целей достижений современной физики в части полупроводниковых термопар, имеющих во много раз большую чувствительность, чем у обычных, может значительно повысить точность и удобство измерений.

Некоторые затруднения в использовании термоэлектрических установок вызываются необходимостью достаточно точного и простого термостатирования или учета температуры холодных спаев, применения дорого-

стоящего гальванометра и наличием погрешностей электрической схемы.

На рис. 1 изображена предложенная автором статьи схема переносного электротермометра типа «компенсационный термопаук», в значительной мере свободная от этих недостатков. В схеме применен компенсационный способ измерения термо-э. д. с., позволяющий получить большую точность измерений. Как видно из схемы, холодные спаи веерообразной термобатареи, замкнутой на нуль-гальванометр Γ , припаиваются к рабочему спаю полупроводникового термоэлемента $П. Т.$ Эти спаи имеют хоро-

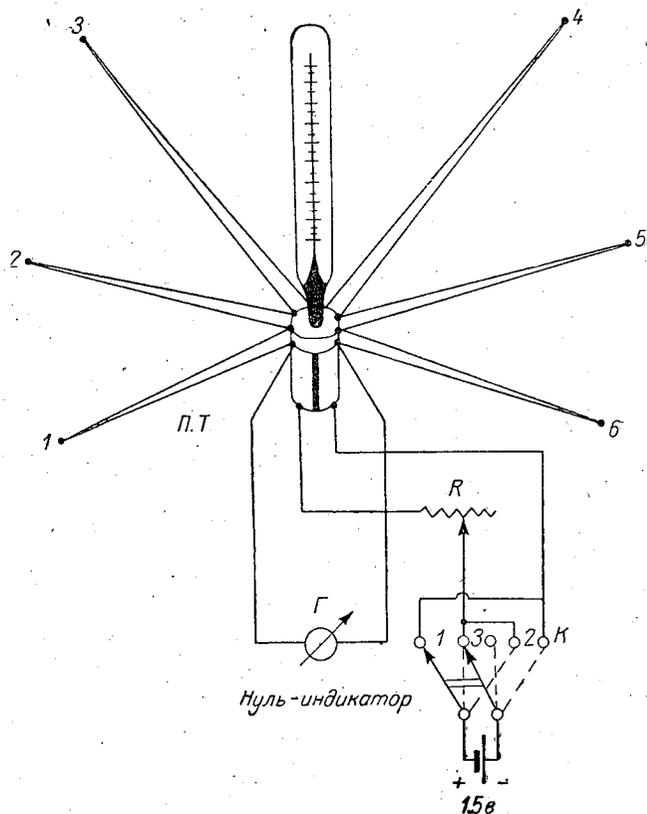


Рис. 1. Схема термометра типа „компенсационный термопаук“.

ший тепловой контакт с резервуаром ртутного термометра T° . Горячие спаи термобатареи располагаются на поверхности почвы. С помощью термоэлемента $П. Т.$ можно нагревать или охлаждать холодные спаи и устанавливать их температуру, равную температуре спаев 1, 2, 3, 4, 5, 6..., расположенных на поверхности почвы. Для этой цели через полупроводниковый элемент пропускается электрический ток от сухой батареи или аккумулятора. Действие элемента основано на использовании эффекта Пельтье. При пропускании электрического тока в одном направлении термоэлемент охлаждает спаи, при другом направлении тока — нагревает. Переключение направления тока осуществляется переключателем K . Сила тока и степень охлаждения (или нагрева) регулируется реостатом R .

Мощность термоэлемента рассчитывается такой, чтобы можно было скомпенсировать необходимую разность температур холодных и горячих спаев «термопаука». Для предохранения от влияния внешних условий измеритель помещается в защитный кожух. Для измерения температуры

поверхности по установленному прибору включают батарею и реостатом R подбирают силу тока, при которой гальванометр покажет нуль. В этот момент по термометру T отсчитывается температура, равная температуре спаев на поверхности почвы. Таким образом, для определения температуры поверхности здесь достаточно сделать лишь одно измерение.

В описанной схеме устраняется необходимость специального термостатирования холодных спаев батареи, а также применение дорогостоящего гальванометра высокого класса, который заменяется более простым нуль-гальванометром. Благодаря нулевому способу измерения в значительной степени устраняются ошибки электрической схемы, определяемые изменением сопротивления рамки гальванометра, влиянием подводящих проводов, переходных контактов и т. д. В данном случае отпадает также необходимость в градуировке прибора.

Пока что применяемые электрические установки требуют весьма осторожного обращения и могут в основном применяться только при неподвижной их установке в месте наблюдения.

Для получения надежных и сравнимых наблюдений с помощью таких термометров необходимо следить за тем, чтобы условия установки приемников не менялись. Если приемная часть электротермометров покрывается слоем почвы или обнажается, то данные наблюдений становятся совершенно несравнимыми между собой.

Поэтому параллельные наблюдения по электротермометрам и по ртутным термометрам, проводившиеся рядом исследователей (И. Е. Воробьев, М. С. Пенкевич и др.), дают, вообще говоря, противоречивые данные. У одних исследователей (Воробьев) электрический термометр дает большие показания, чем ртутный, у других (Пенкевич) — всегда меньшие, чем ртутный.

В настоящее время необходимо продолжать исследования по применению и конструированию электрических термометров и, в частности, по разработке полупроводниковых приемников с тем, чтобы в дальнейшем вводить их в практику сетевых наблюдений.

Радиационный метод заключается в определении температуры поверхности почвы по ее излучению. Основным преимуществом такого метода является то, что с его помощью можно производить измерение температуры поверхности (а не слоя) безконтактным способом, не внося никаких искажений в температурное поле объекта измерения и не нарушая естественных условий измерения.

Полное излучение земной поверхности близко к излучению абсолютно черного тела и подчиняется закону Стефана — Больцмана:

$$E = \epsilon \sigma T^4.$$

Величина E в естественных условиях меняется в очень широких пределах — от 0,1 до 1,2 кал/см²мин. в зависимости от температуры поверхности почвы. Спектр излучения земли при обычных температурах, иллюстрируемый рис. 2, лежит в пределах 5 — 30 мк.

Значение коэффициента $\epsilon = \frac{E_1}{E_0}$, характеризующего неполноту черного излучения для различных видов земной поверхности, может быть определено экспериментально и лежит в пределах 0,84 — 1 [8].

Если этот коэффициент известен точно, то истинная температура поверхности почвы равна

$$T = T_p \sqrt[4]{\frac{1}{\epsilon}},$$

где T_p — радиационная температура поверхности, измеренная прибором.

Если же считать, что для большинства видов земной поверхности $\epsilon = 0,9 + 1$, то это внесет ошибку в измерения, которая может быть вычислена путем дифференцирования предыдущего выражения по формуле

$$\Delta T \approx -\frac{1}{4} T_p \frac{\Delta \epsilon}{\epsilon}.$$

Для $T = 300^\circ$, например, $|\Delta T| \approx 7^\circ$.

Значительно меньшая ошибка из-за неточности определения ϵ получается при измерении температуры поверхности тела по его монохроматической испускательной способности или при измерении в узком участке спектра.

Кроме этого источника ошибок, есть еще и другой, который связан с попаданием при измерении в приемник радиационного термометра посторонней радиации.

К этому, конечно, нужно прибавить и инструментальные ошибки прибора. Основная доля ошибок радиометра с приемником, обращенным к земной поверхности, будет вызываться влиянием рассеянной радиации, так как интенсивность отраженной длинноволновой радиации при почвенных измерениях будет сравнительно невелика.

Кроме этих двух факторов, существенное влияние на измерение может оказывать ветер и наличие конвективных токов между поверхностью почвы и приемником радиации.

Таким образом, основные трудности, которые встречаются при практическом использовании радиационного термометра, заключаются в необходимости учитывать степень нечерноты различных поверхностей почвы, а также влияние посторонней радиации и ветра на измерение. Кроме того, необходимо иметь достаточно чувствительный приемник радиации.

В настоящее время имеется уже некоторый опыт применения этого метода для различных целей.

Сюда следует отнести работы В. Л. Гаевского по применению радиационного метода для измерения радиационной температуры поверхности больших территорий, опыт работы с дневным пиргеометром АФИ и др. [6, 8, 10].

Более полное исследование радиационного метода измерения температуры подстилающей поверхности приводится в работе К. Я. Кондратьева и З. А. Логиновой [2]. Этими авторами была построена приближенная теория метода и произведена оценка систематической ошибки в измерении температуры. Расчеты показали, что поправка на дополнительную радиацию в радиометре оказывается практически равной по величине, но противоположной по знаку поправке, связанной с учетом относительной излучательной способности подстилающей поверхности.

В результате ошибка радиационного метода измерения температуры поверхности почвы оказывается не более 2°C . Сравнительные наблюдения по радиометру и почвенным ртутным и электрическим термометрам подтвердили эти соображения и дали возможность авторам сделать вы-

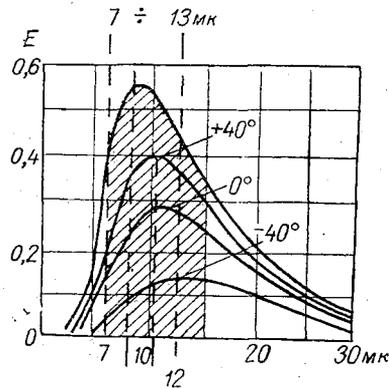


Рис. 2. Спектр излучения земной поверхности в диапазоне температур $\pm 40^\circ$.

вод, что радиационный метод с точки зрения репрезентативности и точности измерения температуры поверхности почвы является наиболее надежным из всех существующих.

Известны также работы ряда авторов по применению радиационного метода для определения поверхностных температур нагретых тел (в пирометрии), температуры кожи человеческого тела (в медицине), температуры растений (в биологии) и др. Разработок же практической аппаратуры, пригодной для измерений температуры поверхности почвы в естественных условиях, в сущности еще нет и можно указать лишь на ряд наиболее подходящих схем.

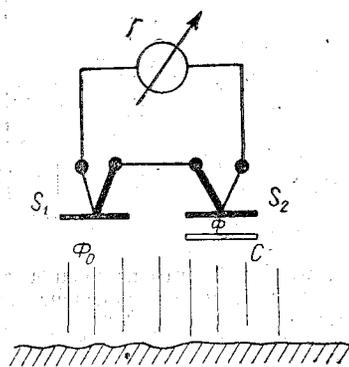


Рис. 3. Дифференциальная схема радиационного термометра.

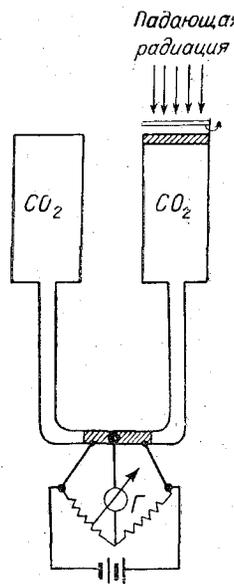


Рис. 4. Схема радиационного термометра с газовым приемником.

В качестве приемников радиации можно использовать:

- 1) радиационные термоэлементы и термостолбики;
- 2) болометры;
- 3) газовый приемник;
- 4) фотоэлементы, чувствительные к инфракрасным лучам.

1. Схема радиационного термометра с инфракрасным фильтром и магнитным усилителем

В качестве чувствительного элемента в схеме применен термостолбик АФИ чувствительностью 6 мкв на 0,001 кал/см²мин. с последующим усилением сигнала с помощью магнитного усилителя. Применение магнитного усилителя обеспечивает большую чувствительность, стабильность и надежность измерения. Схема должна питаться переменным током 50 гц. Для устранения влияния посторонней радиации и ветра применен фильтр из кристалла КРС, пропускающий только радиацию в области 0,5 ÷ 60 мк.

Схема чувствительна к малейшим изменениям радиационного потока.

2. Дифференциальная схема радиационного термометра

На рис. 3 изображен другой вариант схемы, в котором применены два термоэлектрических приемника радиации, включенных навстречу. Один из приемников S_2 закрыт кварцевым стеклом, пропускающим только постороннюю радиацию в области $0,2 \div 5$ мк, другой S_1 пропускает всю падающую радиацию в пределах $0,2 \div 30$ мк.

Показания гальванометра в цепи термоэлементов при этом будут пропорциональны разностному потоку радиации $\Phi_1 = \Phi_0 - \Phi$, т. е. земному излучению в области $5 \div 30$ мк.

Таким образом можно исключить влияние посторонней радиации на измерение. Исключение влияния ветра и повышение чувствительности измерения достигается вращением приемной части и присоединением выводов термобатареи к генератору переменного тока (на рисунке не по-

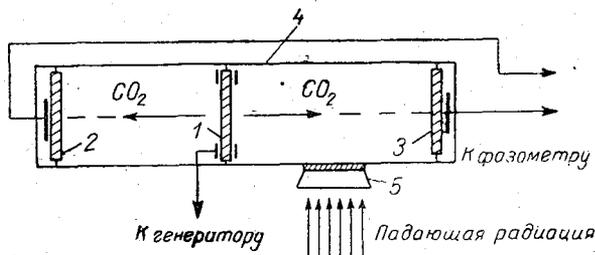


Рис. 5. Схема газового приемника радиации с акустическим приемником.

1 — излучатель ультразвука, 2, 3 — приемники ультразвука, 4 — сосуд с углекислым газом, 5 — окно с инфракрасным фильтром.

казано). Якорь генератора насажен на общую ось с вращающимся приемником и имеет обмотку, намотанную так, что протекание термотока в ней индуцирует переменную э.д.с. в обмотке статора, которая и измеряется.

Для учета степени нечерноты тела в этих схемах можно применить эталонное тело или взять образец почвы, вырезанной вблизи измерительной площадки.

3. Схема с газовым приемником радиации и акустическим термометром.

Наличие широкой полосы поглощения радиации углекислым газом в области $13-17$ мк (CO_2 поглощает около 15% этого излучения), лежащей вблизи максимума излучения земли (рис. 2) при обычных температурах, наводит на мысль использовать этот газ в качестве приемного элемента радиационного термометра. При поглощении радиации некоторым объемом газа будет меняться его температура или объем, и по изменению одной из этих характеристик можно определять интенсивность падающего излучения.

На рис. 4, 5 изображены два варианта этой схемы. В 1-й схеме два одинаковых сосуда с CO_2 (один из них компенсирует влияние окружающей температуры) соединены тонким капилляром. При попадании радиации в один из сосудов происходит изменение объема газа и перемещение капельки ртути в капилляре. Для получения большей чувствительности последнее измеряется с помощью мостиковой схемы.

Во 2-й схеме (рис. 5) измерение интенсивности падающей радиации определяется по изменению температуры газа в приемнике, которая измеряется ультразвуковым способом. Последний обеспечивает безынер-

ционное измерение малейших изменений температуры объема CO_2 , не нарушая его структуры и термических свойств. Схема может применяться в качестве контрольной.

Основным преимуществом газовой схемы является возможность измерения радиации в узком участке спектра, что повышает точность измерения.

Рассмотренные схемы измерения следует рассматривать как возможные варианты, которые должны быть исследованы:

Разработка радиационного термометра для измерения истинной температуры поверхности почвы была бы шагом вперед в метеорологии, так как такой прибор принципиально может обеспечить максимально возможную точность измерения.

Разработанная по этому методу практическая установка могла бы служить в качестве контрольного прибора для измерения температуры поверхности ртутными и электрическими термометрами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев И. Е. Некоторые данные измерения температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 52. 1955.
2. Кондратьев К. Я., Логинова З. О прямых методах измерения температуры подстилающей поверхности. Вестник Гос. университета № 22, 1956.
3. Марголин И. А. Румянцев Н. П. Основы инфракрасной техники. Воениздат Министерства обороны СССР. 1955.
4. Анго М. А. Инфракрасные излучения. Гос. Энергетич. изд-во. 1957.
5. Рибо Г. Оптическая пирометрия. ГГТИ. 1934.
6. Бойко А. Н. Радиационный метод измерения поверхностных температур. Труды ВНИИМ, вып. 4(59). 1947.
7. Преображенский В. Г. Теплотехнические измерения и приборы. М.-Л. 1953.
8. Гаевский В. Л. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО, вып. 26(28). 1951.
9. Каганов М. А. Чудновский А. Ф. Прибор для измерения температур поверхности. Сборник трудов АФИ, вып. 5. 1952.
10. Александров Б., Куртнер А. Радиационный метод определения температуры поверхности твердых, жидких и дисперсных сред. ЖТФ., т. VI, вып. 5. 1936.
11. Рожанская К. К вопросу о методах измерения температуры поверхности грунта. Сборник Трудов АФИ, вып. 5. 1952.
12. Skeib G. Ein rotierender Strahlungsmesser mit induktiver Übertragung der Meßspannung. Z. für Meteorologie 7, № 6. 1953.
13. Айзенштат Б. А. Прибор для регистрации температуры поверхности почвы — почвенный термограф. Труды ГГО, вып. 7(8). 1952.
14. Лайхтман Д. Л., Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. Гос. Изд-во. технико-теорет. литературы. 1949.
15. Кедров В. Н., Стернзат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометеониздат. 1956.

