

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06
778

ТРУДЫ

ВЫПУСК 244

МЕТОДИКА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ

1 001 007

Под редакцией
канд. физ-мат наук
Д. П. БЕСПАЛОВА

БИБЛИОТЕКА
Ленинского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1969

551.5.3

УДК 551.504(061.6)

Основное содержание сборника составляют статьи, посвященные усовершенствованию методики сетевых наблюдений над осадками, обледенением, снежным покровом, температурой почвы, а также усовершенствованию методики обработки полученных данных (включая и теплосбалансовые наблюдения).

Сборник предназначен для специалистов метеорологов, климатологов и гидрологов, работающих в управлениях Гидрометслужбы и на сети гидрометеорологических станций.

Д. П. БЕСПАЛОВ

ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ, ОСНОВАННОЙ НА СИНХРОННЫХ СРОКАХ

Метеорологические наблюдения в СССР, так же как и наблюдения в большинстве других стран, до последнего времени проводились в климатологические сроки (климатологические наблюдения) и в синоптические сроки (наблюдения для службы прогнозов). Климатологические наблюдения были основой для получения фундаментальных данных, характеризующих метеорологический режим и климат страны, синоптические наблюдения обеспечивали необходимыми данными службу погоды, использовались для прогнозов и предупреждения об опасных явлениях.

Большое число сроков наблюдений (общее) давало очень подробную информацию о развитии метеорологических процессов во времени, однако результаты обобщений позволяли исследовать почти исключительно географические особенности метеорологического режима и климата, так как обобщения проводились только по четырем климатологическим срокам. Наблюдения в синоптические сроки выполнялись на более низком уровне в соответствии с существовавшими потребностями службы погоды и практически были непригодны для обобщений.

В последние годы в СССР достаточно остро встал вопрос как о повышении качества синоптической информации (до уровня климатологических данных), так и об увеличении детальности (разрешающей способности) климатологических и режимных выводов. Эти требования не могли быть удовлетворены простым усовершенствованием обеих систем наблюдений (климатологической и синоптической).

С 1 января 1966 г. система метеорологических наблюдений в СССР была переведена на единые синхронные сроки наблюдений в 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 и 21 час московского декретного времени по территории всей страны, эти сроки соответствуют 3, 6 и т. д. часам гринвичского времени. С 1966 г. прекращены все наблюдения в климатологические сроки, которые производились в 1, 7, 13 и 19 час. по среднему солнечному времени пункта наблюдений. Практически это означало создание новой системы метеорологической информации, обеспечивающей на основе единых данных более высокие потребности как службы погоды, так и службы климата.

Развитие и совершенствование системы наблюдений прежде всего подчинено более полному удовлетворению потребностей различных отраслей хозяйства страны в метеорологической информации. Система метеорологических наблюдений может считаться удовлетворительной, если на основе ее данных с достаточной для практических целей точностью и подробностью можно охарактеризовать метеорологические условия на территории страны. Эти требования изменяются по мере хозяйственного

освоения территории, с развитием новых видов производств и технологических процессов, с повышением интенсивности и регулярности движения транспорта и т. п.

Рассматривая с указанных позиций наблюдения в климатологические сроки, существовавшие как основные для обобщения данных (во времени и по территории), было установлено, что, хотя климатологические сроки и приходится в среднем на наиболее выгодные моменты времени, приуроченные к характерным точкам суточного хода, они сравнительно грубо представляют суточный ход метеорологических элементов (температура, влажность и др.) даже для равнинных условий средней полосы Европы как в среднем многолетнем, так и за конкретные месяцы.

Увеличение числа климатологических сроков наблюдений, очевидно, нецелесообразно, так как связано с большими трудностями применения машинной техники при обобщении этих материалов по территории. Одновременно с этим наблюдения в синоптические сроки к последнему времени развились в достаточно стройную систему получения регулярных сводок о мгновенном состоянии атмосферных процессов на территории. Синоптические наблюдения на большинстве станций проводились не менее восьми раз в сутки, что обеспечивало достаточно точное представление о суточном ходе большинства элементов даже за конкретные сутки (исключая станции с особым суточным ходом). Широкие возможности автоматизации обработки и анализа результатов синхронных наблюдений в современных условиях обеспечивают большую перспективность этим наблюдениям и в отношении применения их для характеристики метеорологического режима даже таких больших территорий, как территория Советского Союза, расположенная в десяти часовых поясах.

Новая система метеорологических наблюдений основывается на производстве измерений характеристик метеорологических элементов на всей территории синхронно восемь раз в сутки и определении начала, конца, интенсивности и опасности (для соответствующей отрасли народного хозяйства) каждого метеорологического явления. При этом для обеспечения возможности режимных и климатологических обобщений измерения в каждый срок поставлены на ту же строгую методическую основу, как и наблюдения в прежние климатологические сроки. Эти особенности относятся как к метеорологическим характеристикам применяемых приборов и методов, так и к регулярности производства наблюдений на каждой станции. Включение результатов наблюдений в две стадии контроля (технический и критический) позволяет существенно повысить и качество синоптической информации по территории СССР.

Восемь сроков измерения почти всех метеорологических элементов (за исключением осадков, температуры почвы на глубинах более 40 см, а также определения состояния поверхности почвы и изменения высоты снежного покрова на ней) на всех станциях обеспечивают возможность сравнения полученных значений за каждый срок и за любые другие моменты времени (например, за истинный полдень) с учетом разницы в долготах сравниваемых станций.

Восемь сроков измерений обеспечивают также и возможность достаточно строгого обобщения результатов наблюдений по частям истинных суток (за фактически день и ночь). Для этого в пределах каждого территориального управления Гидрометслужбы, которое обобщает данные по своей территории (33 управления на территории Союза), за последний срок наблюдений в сутках принят срок, ближайший к 20 час. поясного декретного времени на территории управления. С этого времени начинается ночная половина суток; дневная половина суток начинается со срска, ближайшего к 8 час. утра по декретному времени часового пояса,

на территории которого расположены станции. Это с точностью до ± 1 часа на всей территории соответствует существовавшему ранее делению суток в климатологии. Практически результаты за синхронные сутки оказываются обобщенными по всем станциям, расположенным в пределах трех часовых поясов.

В новой системе метеорологических наблюдений предусмотрено получение на каждой станции сумм осадков как за реальные день и ночь, так и за синхронные 12-часовые промежутки времени (3—15 и 15—3 час. московского декретного времени). Для этого на каждой станции осадки измеряются в сроки, ближайшие к 8 и 20 час. декретного времени часового пояса, в котором расположена станция, а также в 3 и 15 час. московского декретного времени. Сумма осадков за два последовательных срока измерений дает сумму за 12 час. (синхронные или реальные день и ночь).

Новые издания наставлений по производству и обработке метеорологических наблюдений на станциях и постах предусматривают дальнейшее совершенствование этой системы наблюдений. В частности, изменяются и сроки метеорологических наблюдений на постах (в пределах ± 1 часа) с тем, чтобы они совпадали со сроками наблюдений на станциях, что особенно важно для измерения осадков. Основным назначением постов и является создание более густой сети для измерения осадков, поэтому одновременное измерение осадков на станциях и на постах имеет важное значение для обобщения результатов по территории.

Существенное значение как для интерпретации результатов измерений, так и для создания измерительных средств, имеет определение срока измерений — промежутка времени, за который характеризуется состояние атмосферных процессов в пункте наблюдения. В этом отношении принятый в системе климатологических сроков интервал 30 минут (при отнесении результатов измерений к его середине) является далеко не наилучшим. По новой системе наблюдений в СССР за срок наблюдения принят десятиминутный интервал времени, рекомендованный многими комиссиями ВМО.

В качестве основных приборов для производства измерения в новой системе взяты наиболее перспективные и наиболее совершенные в техническом отношении приборы. Наряду с этими приборами допускается применение неавтоматизированных приборов, если они по своим метрологическим качествам отвечают требованиям, предъявляемым к сетевым приборам прежде всего в отношении допустимой величины инструментальной погрешности (включая и изменение поправок за время эксплуатации).

Так, например, для измерения характеристик ветра в качестве основного прибора на сети принят анеморумбометр М-63 или М-63М, однако на многих станциях еще сохраняется флюгер, метрологические характеристики которого достаточно высоки.

Для измерения температуры почвы на глубинах наряду с термометрами сопротивления М-54—1, применяющимися на некоторых станциях, применяются еще ртутные вытяжные термометры, характеризующиеся той же инструментальной погрешностью, но пригодные только для глубин более 20 см.

Новые методические пособия, издающиеся для руководства при производстве наблюдений, предусматривают широкое использование на сети инструментальных методов определения дальности видимости и высоты нижней границы облаков. Эти приборы, применявшиеся только при наблюдениях для обслуживания полетов самолетов, теперь являются уже основными для соответствующих измерений на всей сети станций.

Для обеспечения регулярной поверки всех применяющихся на станциях приборов на территории СССР создано и действует 34 бюро поверки метеорологических приборов при территориальных управлениях Гидрометслужбы. Контрольно-измерительная аппаратура в бюро поверки систематически сравнивается с образцовыми приборами Центральной лаборатории поверки Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

Контроль результатов наблюдений (с анализом совместности по группам станций) выполняется по всем станциям обсерваториями территориальных управлений Гидрометслужбы. Научно-методическое руководство этими работами, как и в старой системе климатологических наблюдений, осуществляет Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова.

В новой системе наблюдений все большее значение получают объективные методы контроля и анализа совместности результатов наблюдений, выполняемые с применением электронных вычислительных машин. Разработанные для большинства территорий страны методы автоматизированного контроля основываются на использовании значительного числа логических правил для обнаружения грубых искажений оперативной информации в линиях связи. Проверенная таким образом информация в ЭВМ обобщается за месяц и подвергается детальному анализу на совместность. Этот анализ основан на аппроксимации поля исследуемого элемента линейной или квадратичной формой в некоторой окрестности станции и сравнении для каждой станции измеренного значения со значением на этой станции аппроксимирующего полинома. Установлены допустимые расхождения, свидетельствующие о том, что результаты наблюдений не вызывают сомнений.

Разработанная методика объективного контроля внедряется с 1969 г. в ряде территориальных управлений Гидрометслужбы.

Как показал опыт применения системы метеорологических наблюдений с синхронными сроками, в целом система метеорологических наблюдений стала более строго физически обоснована, а результаты наблюдений лучше поддаются объективным методам обработки, анализа и обобщений.

Подобная система может быть основой для системы наблюдений Всемирной службы погоды. Опыт обобщения данных по территории СССР показывает принципиальную возможность и целесообразность использования результатов наблюдений такой системы при обобщениях по многим часовым поясам.

И. Д. КОПАНЕВ

О РАЦИОНАЛИЗАЦИИ СНОГОМЕРНОЙ СЕТИ

Основным источником наших знаний о снежном покрове являются материалы непосредственных наблюдений на гидрометеорологической сети станций и постов.

Систематические наблюдения над снежным покровом в нашей стране, как известно, были организованы по инициативе А. И. Воейкова в 1892 г., а позднее, с 30-х годов XX столетия, кроме наблюдений по постоянным рейкам, начали производить снегосьемки. Первоначально при организации снегомерной сети предполагалось, что снегомерные наблюдения должны служить контролем работы дождемера, т. е. для уточнения количества осадков холодного периода. Однако исторически сложилось так, что снегомерные наблюдения приобрели самостоятельное значение. В 1914 г. снегомерная сеть России состояла из 1400 станций и 1500 постов. В настоящее время снегомерные наблюдения производятся на 3450 станциях и 7200 постах. Нет ни одной отрасли народного хозяйства, которая не проявляла бы интереса к информации о снежном покрове.

Основными характеристиками снежного покрова являются его высота и плотность, запас воды в снеге и степень покрытия снегом окружающей местности. Высота и плотность позволяют определить запас воды в снежном покрове и служат основой не только для гидрологических расчетов и прогнозов, но и находят широкое применение при решении ряда научных и практических задач. Опыт показывает, что по степени спроса потребителей характеристики снежного покрова распределяются следующим образом: высота, продолжительность залегания снежного покрова, запас воды в снежном покрове и плотность, т. е. все из указанных характеристик важны для удовлетворения практических и научных запросов, хотя и в разной мере.

Многообразие запросов народного хозяйства, большая пространственно-временная изменчивость снежного покрова как гидрометеорологического элемента определяют тот значительный объем снегомерных наблюдений, который выполняется в настоящее время на станциях и постах:

- 1) ежедневное определение степени покрытия видимой окрестности станции (поста) снегом и характера его залегания;
- 2) ежедневные наблюдения над изменением высоты снежного покрова по трем постоянным рейкам, установленным на метеорологической площадке;
- 3) снегомерные съемки на различных элементах ландшафта;
- 4) контрольные снегосьемки (при выборе и замене постоянных маршрутов);

5) снегомерные съемки на полях с зимующей культурой, с зябью (стерней) и со снегозадержанием на пастбищах отгонного животноводства и оленеводства;

6) специальные наблюдения над распространением и толщиной ледяной корки на поверхности почвы;

7) снегомерные съемки на стоковых станциях;

8) ежедневные наблюдения над твердыми осадками;

9) снегомерные наблюдения в горах по маршрутам со снегопунктами и линейным маршрутам, по маршрутам с суммарными осадкомерами;

10) наблюдения над снежными лавинами и лавинообразующими факторами на специализированных снеgolавинных станциях.

Кроме наземных средств, в ряде УГМС производятся авиаразведки и аэрофотосъемки снежного покрова. Авиаразведка снежного покрова на больших территориях в сочетании с наземными наблюдениями дает ценный материал, необходимый для оперативного обслуживания различных запросов. Задачи, стоящие перед авиаразведкой, могут носить разнообразный характер в зависимости от цели разведки.

Аэрофотосъемки позволяют определить покрытость территории снегом с точностью 5—10% [1], а точность определения покрытости местности аэровизуальным методом может достигать 15%. Чтобы увязать данные аэрофотосъемки с наземными, нужно значительно расширить программу наземных снегомерных наблюдений как за счет увеличения числа станций, так и объема работ на них.

Вопросы организации и производства аэрофотосъемки, методика обработки данных и их использование остались почти не разработанными, а производство аэрофотосъемок связано с большими материальными затратами.

В настоящее время начинает внедряться на сети новый метод определения снегозапасов, основанный на измерении естественного гамма-излучения земли. Зная интенсивность излучения без снежного покрова и соответственно интенсивность излучения при наличии снега, можно определить зависимость ослабления гамма-излучения от количества снегозапасов и влагозапасов, находящихся в поверхностном слое почвы. Для измерения интенсивности гамма-излучения земли и соответственно влагозапасов в Государственном гидрологическом институте разработан портативный радиоэлектронный снегомер. Предварительные полевые испытания показали, что он дает хорошие результаты в районах с устойчивым залеганием снежного покрова. Абсолютная погрешность в диапазоне влагозапасов от 10 до 300 мм не превышает 8 мм [4]. В районах с частыми оттепелями и неустойчивым снежным покровом погрешность определения влагозапасов достаточно велика. Этот метод позволяет определить суммарную величину влагозапасов, содержащихся как в снежном покрове, так и в поверхностном слое почвы.

Естественное гамма-излучение земли и соответственно влагозапасы можно определить и с применением авиации, т. е. путем проведения самолетной гамма-съемки снежного покрова.

В дальнейшем, по-видимому, важная роль будет принадлежать метеорологическим спутникам, которые наряду с другими элементами способны в известной мере передать картину распределения снежного покрова в ряде районов мира, где не проводятся систематические наблюдения над снежным покровом. По изменению радиационных свойств подстилающей поверхности представляется возможным определять границу распространения снежного покрова в планетарном масштабе.

Существующая снегомерная сеть не в состоянии охватить все многообразие особенностей распределения снежного покрова на той или иной

территории. Опыт показывает, что в большинстве случаев для удовлетворения запросов народного хозяйства требуются сведения о распределении снежного покрова либо на отдельных элементах ландшафта (поле, лес, поляна, балка и т. д.), либо для некоторой площади (бассейн) при определении запаса воды в снеге на основании данных высоты и плотности покрова.

За последние годы на основании обработки большого материала многолетних наблюдений ряду авторов представилась возможность составить карты и атласы, отражающие географическое распределение снежного покрова на территории нашей страны. Сравнение показывает, что данные по распределению характеристик снежного покрова, приведенные на картах разных авторов, слабо согласуются между собой в количественном отношении, хотя и при картировании во всех случаях были использованы материалы многолетних наблюдений. Слабую согласованность можно отчасти объяснить тем, что материалы снегомерных наблюдений не свободны от ошибок, обусловленных недостатками метода и методики измерения характеристик снежного покрова. Погрешности, возникающие при определении характеристик снежного покрова, как известно, делятся на систематические и случайные. Величина систематической ошибки зависит от выбора снегомерного маршрута, его репрезентативности, длины и числа промерных точек, а также от методики обработки данных. Чтобы исключить влияние систематической ошибки, нужно прокладывать маршрут с учетом особенностей изучаемой местности. Оценка и уменьшение случайных ошибок производится на основании данных о распределении снежного покрова на местности. При этом используются известные характеристики: среднее квадратическое отклонение или средняя квадратическая ошибка отдельного измерения, структурная функция или коэффициент вариации и др.

По данным О. А. Дроздова [2, 3], точность существующей методики измерения высоты снежного покрова постоянными рейками, как и другого метеорологического элемента, зависит от физико-географических особенностей той или иной территории. На Европейской территории СССР относительная погрешность измерения высоты снежного покрова постоянными рейками возрастает с севера на юг от 3—4% в лесной зоне до 7% и более в степных районах.

Средняя квадратическая ошибка в определении запаса воды в снеге на участках снегомерных съемок в момент максимума снеготопливных запасов изменяется по территории бассейна р. Оки в зависимости от расчлененности рельефа от 3 до 6% [8].

Следует отметить, что до последнего времени выбор полевого снегомерного маршрута в виде равностороннего треугольника (с периметром 1 км) был связан с большими трудностями в обеспечении его репрезентативности, особенно в районах с большим разнообразием элементов ландшафта. Вследствие нерепрезентативности снегомерных маршрутов имели место значительные систематические ошибки в определении средней высоты снежного покрова в районе станции и соответственно в пределах большой площади (бассейна).

Результаты научных исследований, выполненных в ГГО, позволили установить оптимальные параметры снегомерных съемок (длина снегомерного маршрута, расстояние между смежными измерениями высоты и плотности снежного покрова и интервал времени между снегомерными съемками) для равнинной территории СССР. Расчеты на основе материала экспериментальных площадных снегомерных съемок показали, что на территории нашей страны (исключая горные районы) для обеспечения погрешности

измерения высоты и плотности снежного покрова 5—10% требуются различные параметры снегосъемок [6].

Расчеты погрешности интерполяции на основе обширного материала ежедневных наблюдений по постоянным рейкам показали, что интервалы времени между снегосъемками для обеспечения одной и той же погрешности 5—10% изменяются на территории СССР от 5—10 суток в районах с неустойчивым снежным покровом до 40 суток в районах Сибири.

Для оценки репрезентативности снегомерных маршрутов в целях уменьшения влияния систематических ошибок рекомендуется проводить сплошные контрольные снегосъемки на больших площадях.

Общая ошибка определения средней на какой-либо территории, как известно, складывается из ошибок в отдельных пунктах и ошибок обобщения их значений для всего района. Зачастую ошибки измерения в разных пунктах могут компенсироваться и при достаточно большом числе пунктов наблюдений в пределах рассматриваемого района не достигать большой величины. Это можно выявить путем построения корреляционных графиков между данными пунктов наблюдений.

Вычисленные нами значения коэффициента корреляции для 20 станций, расположенных на различных расстояниях друг от друга в пределах Северо-Запада СССР, по данным снегосъемок полевых участков за 15—20 зим для разных дат периода снегонакопления показали, что между высотами снежного покрова прослеживается довольно тесная корреляционная связь, особенно для близлежащих станций. Это свидетельствует о сравнительной однородности условий формирования снежного покрова на рассматриваемой территории. С увеличением расстояния между снегомерными пунктами связь ослабевает и при расстоянии 200—250 км коэффициент корреляции составляет около 0,60. Корреляционная связь ослабевает и к моменту максимальных снегоотложений (весеннего таяния), когда имеют место заметные различия в распределении снежного покрова в различных частях территории.

Обычно для определения средней величины снегозапасов на больших площадях пользуются материалами снегосъемок. По данным В. Д. Комарова [5] для объективной оценки средней величины снегозапасов в речных бассейнах нужно иметь такую снегомерную сеть, чтобы одна станция приходилась на площадь в 3—6 тыс. км². В лесных районах, где снежный покров залегает более или менее равномерно, должна быть одна станция на 8—10 тыс. км². На большей части ЕТС (исключая северные районы) эти требования, можно сказать, соблюдаются лучшим образом, т. е. одна станция здесь приходится на 1—3 тыс. км².

В. Н. Паршин [8], используя методику интерполяции, разработанную О. А. Дроздовым [2], сделал попытку подойти к оценке точности учета снегозапасов в бассейне в зависимости от густоты пунктов снегосъемок, площади бассейна и степени расчлененности его рельефа. Для этого были использованы данные снегосъемок в бассейне р. Оки до г. Муром (площадь около 190 тыс. км²) за период 1935—1950 гг. Выполненные расчеты показали, что возможная квадратическая ошибка в определении среднего запаса меньше 15% может быть гарантирована с достаточной для практических целей обеспеченностью только для бассейнов с площадью свыше 30—40 тыс. км². С уменьшением площади бассейна ошибка увеличивается и в сильно расчлененных бассейнах с площадью около 15 тыс. км² может достигать 30% [8].

Точность учета высоты снежного покрова на территории в зависимости от густоты снегомерной сети связана с вопросом точности интерполяции. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологиче-

ских элементов разработана О. А. Дроздовым и А. А. Шепелевским [2]. О. А. Дроздовым установлено, что высоты снежного покрова на близлежащих станциях составляют равновариационные ряды, поэтому исключение систематических ошибок и приведение к одной дисперсии достигается одновременно, а невязки показаний двух станций, находящихся на расстоянии $\rho_{1,2}$, могут определяться как средние квадратические,

$$F(\rho_{1,2}) = \sqrt{\left| \frac{x_1}{x_1} - \frac{x_2}{x_2} \right|^2},$$

где x_1 и x_2 — высота снежного покрова на первой и второй станциях (черта сверху означает осреднение).

Поскольку расчеты средних квадратических значений невязок довольно сложны и трудоемки, то вместо них можно вычислять по формуле Петерса вероятные ошибки [2], т. е.

$$F(\rho_{1,2}) = 0,85 \left| \frac{x_1}{x_1} - \frac{x_2}{x_2} \right|.$$

За основу рационального размещения станций метеорологической сети обычно принимается точность интерполяции. Если станции расположены на одной прямой, то ошибки интерполяции рассчитываются по формуле Дроздова и Шепелевского [2, 3]

$$f^2(n, \rho) = nF^2[(1-n)\rho] + (1-n)F^2(n, \rho) - n(1-n)F^2(\rho),$$

где $f^2(n, \rho)$ — дисперсия невязок интерполяции на расстоянии между опорными станциями, равном ρ , и отношений расстояний между интерполируемыми и опорными станциями, равных $\frac{n}{n-1}$; $F^2(\rho)$ — дисперсия разностей показаний двух станций на расстоянии ρ .

При $n = \frac{1}{2}$ (интерполяция на середину) формула упрощается и принимает вид

$$f^2\left(\frac{1}{2}, \rho\right) = F^2\left(\frac{1}{2}, \rho\right) - \frac{1}{4}F^2(\rho).$$

Исследования, выполненные О. А. Дроздовым на основании данных постоянных реек, показывают, что для обеспечения точности измерения высоты снежного покрова, определяемой требованиями практики и точностью самого метода измерения, на большей части равнинной территории СССР расстояние между станциями не должно превышать 20—25 км. На западе ЕТС, в лесостепной зоне и Северном Казахстане из-за влияния оттепелей, метелей и осадков различия с расстоянием заметно возрастают, поэтому станции должны размещаться на расстоянии не менее 10—15 км.

В южных районах с неустойчивым залеганием снежного покрова и уменьшением его роли сеть станций должна быть реже, т. е. может составить между станциями расстояние 35 км.

О составе снегомерной сети, ее плотности в нашей стране можно получить представление из табл. 1. В ней приводятся соответствующие данные для каждого управления Гидрометслужбы.

Характеристикой степени изученности снежного покрова может служить средняя величина площади, на которую приходится одна станция (пост). Она определялась путем деления всей площади соответствующего управления Гидрометслужбы на число станций (табл. 1).

Для всей территории СССР в среднем одна станция (пост), где производятся снегомерные наблюдения, приходится на 3234 км². Однако в отдельных районах величина площади, приходящейся на одну станцию, колеблется в больших пределах.

Таблица 1

Состав снегомерной сети в СССР

УГМС	Площадь, тыс. км ²	Число стан- ций	Средняя площадь на одну станцию, км ²	Число маршрутов	
				поле	лес
Азербайджанской ССР	85,7	173	496	155	18
Армянской ССР	29,8	81	368	78	3
Белорусской ССР	207,6	226	918	219	73
Грузинской ССР	76,4	40	1910	32	8
Казахской ССР	2753,2	357	7713	353	4
Киргизской ССР	198,7	129	1540	128	0
Латвийской ССР	64,5	156	413	139	75
Литовской ССР	65,2	129	505	102	25
Молдавской ССР	33,8	98	345	92	5
Таджикской ССР	142,0	104	1365	102	2
Туркменской ССР	484,8	108	4488	107	0
Узбекской ССР	405,7	52	7800	52	0
Украинской ССР	602,6	511	1179	485	64
Эстонской ССР	45,1	106	425	104	13
Верхне-Волжское	359,8	352	1022	314	86
Дальнего Востока	1419,7	302	4701	231	170
Забайкальское	431,5	296	1458	240	62
Западно-Сибирское	850,2	393	2162	303	90
Иркутское	1133,4	197	5753	157	96
Камчатское	559,0	50	11180	42	5
Кольмское	1208,1	81	14915	79	47
Красноярское	2403,6	144	16690	107	54
Мурманское	139,1	83	1676	76	48
Омское	1502,3	150	10015	69	93
Приволжское	413,2	343	1205	322	16
Приморское	163,0	120	1358	98	22
Сахалинское	91,6	62	1474	45	9
Северное	1146,2	273	4200	204	150
Северо-Западное	393,9	301	1308	246	146
Северо-Кавказское	574,9	471	1220	448	28
Уральское	666,4	270	2468	175	49
УГМС ЦО	322,6	265	1217	227	102
УГМС ЦЧО	204,9	229	894	177	43
Якутское	3062,1	225	13610	185	153

Разумеется, что при одном и том же числе станций и постов равнинные районы будут более изученными, чем горные, где залегание снежного покрова характеризуется большой неравномерностью. Так, в Армении и Азербайджане одна станция приходится на 350—500 км², а в центральных районах ЕТС одна станция приходится на 1200 км², и тем не менее равнинные районы ЕТС отличаются большей изученностью снежного покрова, чем горные районы Армении и Азербайджана.

Наиболее полно изучены центральные и южные районы Европейской территории СССР, где одна станция приходится на 1000—1200 км². Менее изучены северные районы ЕТС, где одна станция приходится на 1700 км² (Кольский полуостров) и 4200 км² (Архангельская область, Ненецкий национальный округ и др.).

Приведенные данные показывают, что размещение снегомерной сети станций и постов на территории нашей страны характеризуется большой неравномерностью. Если принять во внимание разработанные В. Д. Комаровым и О. А. Дроздовым рекомендации о рациональной густоте снегомерной сети, то оказывается, что эти требования в основном соблюдаются на большей части Европейской территории СССР (исключая северные районы). Значительная часть территории СССР (особенно горные районы) остаются слабо освещенными данными наблюдений и недостаточно изученными. Поэтому разработка методов определения характеристик снежного покрова должна развиваться не только в направлении создания методов измерения характеристик снежного покрова, но и в направлении разработки методов расчета на основе теоретических представлений. Заслуживает внимания ряд выводов о связи снежного покрова с комплексом природных процессов (ландшафтом) и прежде всего, с погодно-климатическими условиями. Разработка расчетных методов должна проводиться с учетом поставленных задач. Располагая данными по количеству осадков, термическому режиму, по повторяемости оттепелей и метелей, морфометрических показателей рельефа, растительности и других характеристик, можно в известной мере восполнить пробелы, т. е. получить сведения о режиме снежного покрова в слабоосвещенных районах страны.

При рационализации снегомерной сети, кроме экономической стороны, решение вопроса о ее густоте должно определяться размещением станций на таких расстояниях, при которых обеспечивалась бы точность учета характеристик снежного покрова, соответствующая точности учета их в пунктах наблюдений. При этом необходимо также учитывать физико-географические особенности того или иного района. Рассмотрим это на примере Белоруссии. По данным многолетних наблюдений [7] на территории Белоруссии число дней со снежным покровом изменяется с юго-запада на северо-восток от 70 дней (Брестская обл.) до 140 дней (Витебская обл.). Максимальная высота снежного покрова изменяется соответственно от 10 до 32 см, а запас воды в снеге от 30 до 90 мм.

Выполненные расчеты на основе материала экспериментальных площадных снегосъемок показывают, что на территории Белоруссии для обеспечения погрешности измерения высоты и плотности снежного покрова 5—10% необходимо производить: а) 100 измерений высоты и 20 плотности на полевых маршрутах длиной 2 км; б) 50 измерений высоты и 5 плотности на лесных маршрутах длиной 0,5 км.

Относительная погрешность определения высоты снежного покрова при длине снегомерного маршрута 1 км составляет 7%, а при длине 2 км около 5% [6].

Расчеты погрешности интерполяции высоты снежного покрова на основе материала ежедневных снегомерных наблюдений по постоянным рейкам показывают, что интервалы времени между снегосьемками для обеспечения погрешности 5—10% изменяются в Белоруссии от 10 суток в период снегонакопления до 5 суток в период схода снежного покрова. В период нарастания при интервале времени между снегосьемками 10 суток абсолютная погрешность интерполяции высоты снежного покрова составляет 2,5 см, а относительная погрешность 8%. В период схода при интервале времени между снегосьемками 5 суток абсолютная погрешность достигает в среднем около 2 см, а относительная погрешность 8%.

На основе материалов снегомерных съемок на полевых участках вычислены по формуле Дроздова-Шепелевского для 132 пар станций, расположенных на различных друг от друга расстояниях, вероятные ошибки интерполяции отклонений от средней высоты и плотности снежного покрова. Средние квадратические ошибки при интерполяции на середину расстояния между станциями составляют около 6% при расстоянии между станциями 50 км.

Существующая снегомерная сеть Белоруссии состоит из 226 станций и постов, т. е. одна станция приходится на 900 км² при расстоянии между пунктами около 20 км.

Принимая во внимание имеющиеся разработки можно считать, что для объективной оценки высоты плотности снежного покрова на территории Белоруссии за рациональное расстояние между станциями следует принять 20—25 км, т. е. иметь такую снегомерную сеть, чтобы одна станция приходилась в среднем на 1500 км². Однако в юго-западных районах Белоруссии вследствие влияния на снежный покров частых оттепелей и осадков станции должны размещаться на расстоянии не более 15 км одна от другой. Поэтому оптимальная постоянно действующая снегомерная сеть Белоруссии должна составить около 150 пунктов снегомерных наблюдений вместо 226 пунктов, имеющих в настоящее время.

Разумеется, что при размещении снегомерной сети необходимо решать целый комплекс вопросов (в связи с рационализацией сети по другим метеоэлементам), в том числе учитывать и многообразие запросов различных отраслей народного хозяйства, заинтересованных в получении информации о снежном покрове.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев А. И. Из опыта организации аэрофотосъемок схода снежного покрова. Труды ЦИП, вып. 105, 1960.
2. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 13, 1946.
3. Дроздов О. А. О принципах рационализации сети метеорологических станций. Труды ГГО, вып. 123, 1961.
4. Зотьев Н. В. Исследование метода измерения снегозапасов с использованием гамма-излучения земли. Труды ГГИ, вып. 152, 1968.
5. Комаров В. Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. Гидрометеоздат. Л. 1955.
6. Лайхтман Д. Л. и Копанев И. Д. К обоснованию методики снегосьемок. Метеорология и гидрология, № 8, 1966.
7. Малишевская Н. А. Характеристика снежного покрова на территории Белоруссии. Сб. работ Минской ГМО, вып. 3, 1961.
8. Паршин В. Н. Точность учета снегозапасов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья. Труды ЦИП, вып. 30 (57), 1953.

УЧЕТ ПОТЕРЬ НА ИСПАРЕНИЕ ИЗ ОСАДКОМЕРА ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ОСАДКОВ

В результате исследования погрешностей измерения осадков стандартными осадкомерами было найдено [1], что часть собранных осадков теряется вследствие испарения их из прибора. Потери путем испарения возникают не только при измерении жидких, но также при измерении смешанных и твердых осадков. Пользуясь экспериментально найденной зависимостью величины испарения из осадкомера от дефицита влажности в воздухе и скорости ветра на уровне осадкомера [1], были сделаны расчеты суммарных потерь собранных осадков за отдельные месяцы, сезоны и годы по 15 станциям, расположенным с севера на юг вдоль меридианов 45 и 65° [2]. Эти первые подсчеты показали, что потери собранных осадков путем испарения, хотя и не очень велики (от 1 до 10% месячной суммы осадков), но вполне ощутимы и, следовательно, их надо как-то учитывать при текущих ежедневных измерениях, а также при подсчете многолетних средних величин осадков за прошедшие годы. В связи с этим возникла необходимость разработки методов учета этих потерь.

При упомянутых выше расчетах использовались ежедневные данные. Из таблиц ТМ-1 за каждый срок наблюдения выбирались средние для времени испарения величины скорости ветра u и дефицита влажности d , а по графе «Атмосферные явления» подсчитывалось время τ , прошедшее между моментом окончания выпадения осадков и моментом измерения. Затем по графику экспериментальной зависимости определялась интенсивность испарения $w = f(d, u)$. Потеря на испарение за один случай измерения осадков в миллиметрах определялась по формуле

$$E_i = \tau w. \quad (1)$$

Сумма за месяц по всем случаям выпадения осадков дает величину потери на испарение в данном месяце

$$E_m = \sum_{i=1}^n E_i = \sum_{i=1}^n \tau_i w_i \text{ мм.} \quad (2)$$

Отношение этой величины к сумме осадков в данном месяце дает потери, выраженные в %,

$$E = \frac{E_m}{x} 100\%. \quad (3)$$

Очевидно, что описанный метод из-за громоздкости и трудоемкости не приемлем при вычислении потерь на испарение по многолетним данным. Использование его для корректировки текущих наблюдений

в принципе возможно на станциях, но не осуществимо на постах, где отсутствуют данные о дефиците влажности воздуха и скорости ветра.

Единственная возможность найти величину потерь на испарение из осадкомера на постах — считать, что величина испарения, вычисленная по данным станции, примерно соответствует испарению на постах, ближайших к этой станции. Однако для ежедневных данных такое предположение не оправдывается, так как значения дефицита влажности, скорости ветра и времени испарения имеют значительную пространственную изменчивость.

При переходе к средним месячным значениям этих параметров пространственная изменчивость сильно уменьшается и в этом случае экстраполяция величин испарения, вычисленных по данным станции, на некоторую территорию возможна со сравнительно малой погрешностью. Если же величину испарения выражать в процентах от суммы осадков x , то изменчивость еще более сглаживается. Как показали расчеты, о которых сказано далее, при использовании многолетних средних значений d , u и t связь между величинами E прослеживается на значительных расстояниях, в ряде случаев до 200—300 км.

Расчет величин E по средним месячным данным представляется очень заманчивым, потому что исключает крайне громоздкие операции выборки из записей ежедневных наблюдений и дает возможность использовать уже подсчитанные и опубликованные в ежемесячниках и справочниках по климату средние величины.

В связи с этим возникает вопрос о возможности непосредственного использования экспериментальных кривых $w=f(d, u)$, построенных по фактическим данным, для определения средней интенсивности испарения w по средним месячным значениям d и u или по их месячным многолетним нормам. Строго говоря, такой прием незаконен, так как зависимость $w=f(d, u)$ не линейна и, кроме того, существует заметный суточный и внутримесячный ход величин d и u , а также различие их значений в дни с осадками и без осадков.

Из названных причин практически заметные погрешности вносят лишь две последние; отличие функции от линейной невелико и погрешности в расчетах не выявляются.

Учитывать суточный и внутримесячный ход величин d и u , как показали дальнейшие вычисления, имеет смысл только при расчете полусуточных величин E ; при расчете средних месячных значений разностные отклонения от среднего, возникающие в начале и конце месяца, а также днем и ночью, компенсируются.

Отличие средних значений скорости ветра за дни с дождем от средних за месяц можно учесть с помощью коэффициентов a , предложенных Л. П. Кузнецовой [3]. Однако ввиду слабой зависимости величины w от скорости ветра учет этого различия дает уточнение в пределах погрешности определения самой величины w .

Наибольшие затруднения представляют отличия средних значений дефицита влажности d за дни с дождем от средних месячных значений. В зимние и осенние месяцы различия этих величин должны приводить к некоторому занижению средней месячной величины w , а соответственно и E за счет ясных дней с более низкой температурой; в летние месяцы, особенно в южной части страны, — к завышению за счет полуденных максимумов дефицита влажности в ясные дни. Попытки учесть указанные различия средних значений d с помощью эмпирических коэффициентов по типу коэффициентов a оказались несостоятельными из-за резко выраженной региональности.

Второе затруднение, возникающее при попытке рассчитать средние месячные значения E по средним значениям определяющих параметров, состоит в том, что время испарения τ из осадкомера никогда не подсчитывалось и не публиковалось. Нужно было найти способ определения средних месячных значений τ для конкретного месяца и многолетних норм τ для данного месяца без непосредственного подсчета фактического времени на каждой станции.

Любые возможные способы решения описанных затруднений будут в какой-то мере приближенными. Учитывая, что до настоящего времени какие-либо методы учета потерь на испарение из осадкомера вообще отсутствовали, а также и то, что сами величины E составляют небольшую долю месячной суммы осадков, даже первое приближение, позволяющее оценить эти потери с ошибкой 30—40%, представляется полезным. Один из таких приближенных способов описывается ниже.

Среднее время испарения из осадкомера

Для определения среднего времени испарения τ можно исходить из следующих соображений.

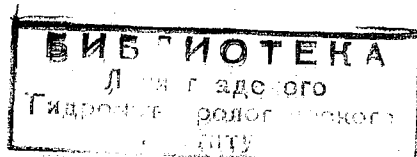
В таблице вероятной продолжительности выпадения дождей, помещенной в монографии А. Н. Лебедева [4], для каждого месяца сезона жидких осадков указано среднее вероятное время T выпадения дождя в течение суток. Следовательно, суммарное «время без дождя» в течение суток может быть найдено как разность $(24 - T)$. Однако нас интересует «время без дождя» за полусутки, так как осадкомерные сосуды меняются два раза в сутки. (В настоящее время на станциях осадки измеряются 4 раза в сутки, а на постах — 2 раза. Но это не меняет существа рассуждений; просто найденное время τ надо будет для станций уменьшать вдвое.) Хотя это и не совсем точно, будем считать, что длительность «времени без дождя» одинакова в ночную и дневную половины суток¹. Для средних многолетних величин указанное предположение недалеко от истины для большинства месяцев года.

Следовательно, в течение каждых полусуток это время равно $\frac{24 - T}{2}$ часов. Но испарение происходит в течение не всего этого интервала времени — в начальный момент (от момента установки сухого осадкомерного ведра до начала первого дождя) испарения нет. Из-за отсутствия других данных будем считать, что вероятность выпадения дождя в течение первой и второй половины полусуточного интервала времени одинакова. Это предположение является первым грубым приближением, но уточнить его возможно лишь в результате специальной трудоемкой климатологической разработки, что выходит за пределы наших возможностей, а практически, как увидим ниже, оказывается и ненужным. При таком предположении

$$\tau = \left(\frac{24 - T}{2} \right) : 2 = \frac{24 - T}{4} \text{ час.}, \quad (4)$$

где τ — вероятное время испарения в течение полусуток; T — вероятное время выпадения дождя в течение суток с дождем, взятое из табл. 8 в монографии А. Н. Лебедева [4].

¹ Это предположение, вероятно, справедливо для большей части территории, за исключением тех районов, где наблюдается особый суточный ход выпадения осадков (например, над морями). Для этих районов необходима специальная климатологическая разработка.



Для 193 пунктов, указанных в этой таблице, нами вычислено τ , а затем построены карты изолиний τ (изохрон времени испарения из осадкомера) для сезона жидких осадков, с апреля по октябрь (см. рис. 4—9).

Как видно на этих картах, вероятное время испарения из осадкомера при двухсрочных наблюдениях меняется в пределах от 3,7 часа на севере ЕТС до 5,8 часа на юге.

Для зимнего сезона (с октября по март) величины средней продолжительности выпадения осадков T были получены по данным справочников по климату СССР, часть IV, как частное от деления средней месячной продолжительности осадков (см. табл. 10 справочников) на число дней с осадками $\geq 0,1$ мм (см. табл. 8 справочников).

Дальнейшие расчеты были выполнены по описанной выше схеме. Время испарения τ было рассчитано для 249 станций за каждый месяц. Карты изолиний τ для сезона смешанных и твердых осадков помещены на рис. 1—3 и 10—12.

Карты изолиний τ позволяют найти для любой точки территории вероятное время испарения из осадкомера, приходящееся на один срок измерения осадков. В каждый из дней с осадками может быть, как минимум, один случай (срок) измерения осадков. Поэтому минимальное суммарное время испарения в течение месяца $\tau_{\text{мес}}$ может быть получено как произведение τ на число дней с осадками D в данном месяце

$$\tau_{\text{мес}} = \tau D. \quad (5)$$

Максимальное время вдвое больше, если учитывать только дожди с количеством осадков $\geq 0,1$ мм, которые приняты в подсчет D . Но если учесть также дожди с количеством осадков 0,0 мм, то число дней, а следовательно, и максимальная величина $\tau_{\text{мес}}$ возрастет примерно в 1,5 раза.

Более точное значение между максимальными и минимальными величинами получается, если известно число случаев измерения осадков M в данном месяце.

$$\tau_{\text{мес}} = \tau M. \quad (6)$$

Число M , как показано в статье [5], превышает число дней с осадками D в среднем в 1,7 раза, так что фактическое $\tau_{\text{мес}}$ в общем ближе к максимальной величине, чем к минимальной.

Величина M может быть получена с помощью карт поправок на смачивание Δq , опубликованных в статье [5], по формуле

$$M = \frac{\Delta q}{0,2 \cdot 100} x, \quad (7)$$

где Δq — поправка в процентах, снятая с упомянутых карт для данного месяца; x — месячная измеренная (неисправленная) сумма или норма осадков.

Расчет средних месячных величин потерь на испарение из осадкомера

Потери на испарение из осадкомерного сосуда E мм в течение месяца определяются из соотношения

$$E_{\text{мм}} = \tau \omega D \quad (8)$$

или

$$E_{\text{мм}} = \tau \omega M, \quad (9)$$

где ω — средняя месячная интенсивность испарения в мм/час.

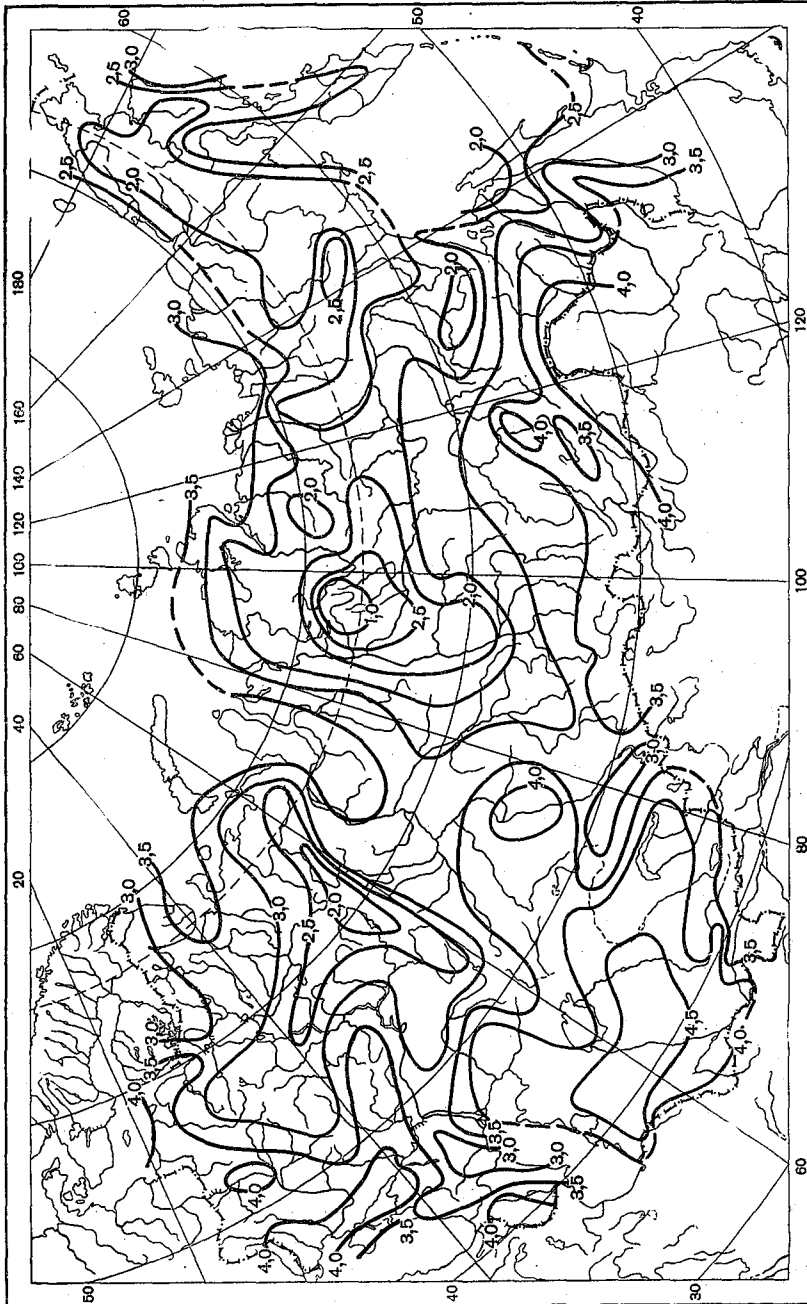


Рис. 1. Время испарения т час. из осадкомера за полусутки. Январь.

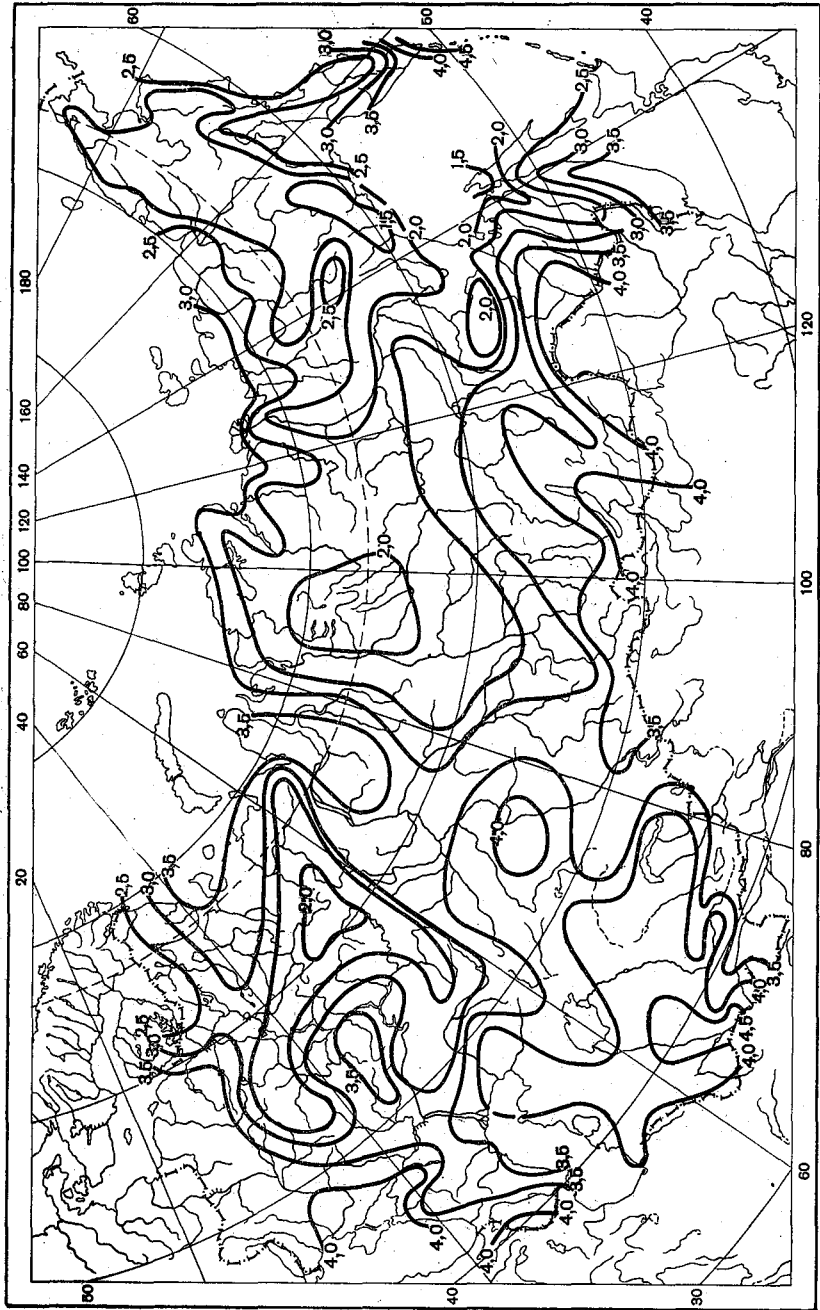


Рис. 2. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Февраль.

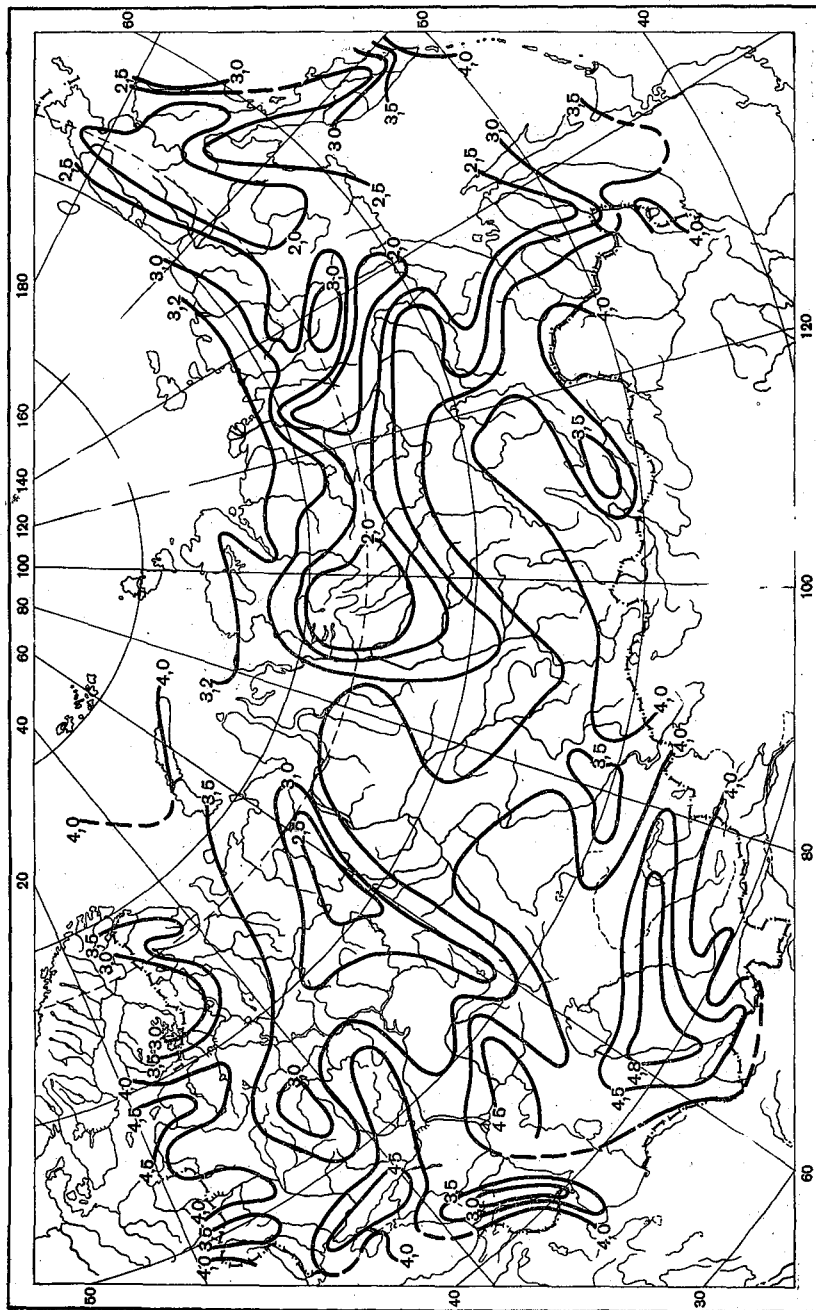


Рис. 3. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Март.

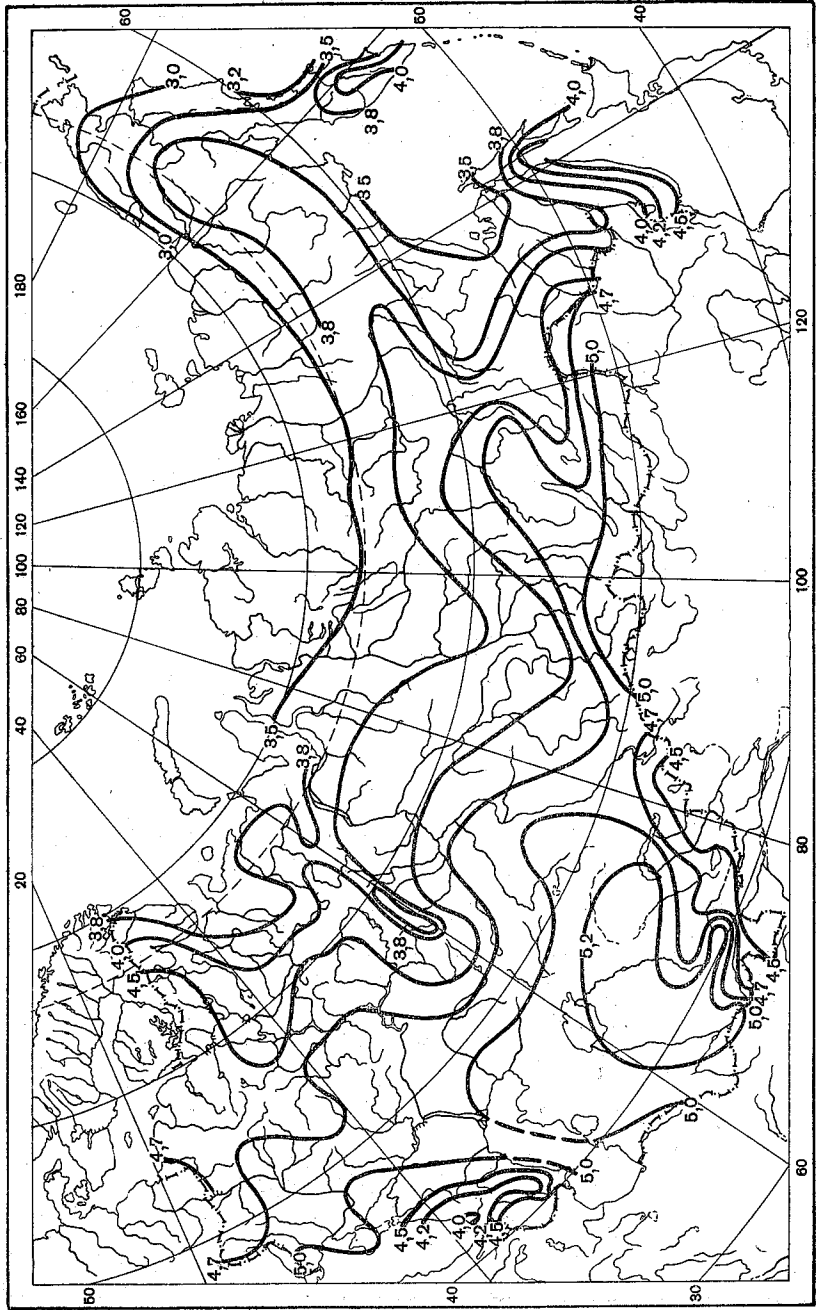


Рис. 4. Время испарения г час. из осадкомера за полсутки. Апрель.

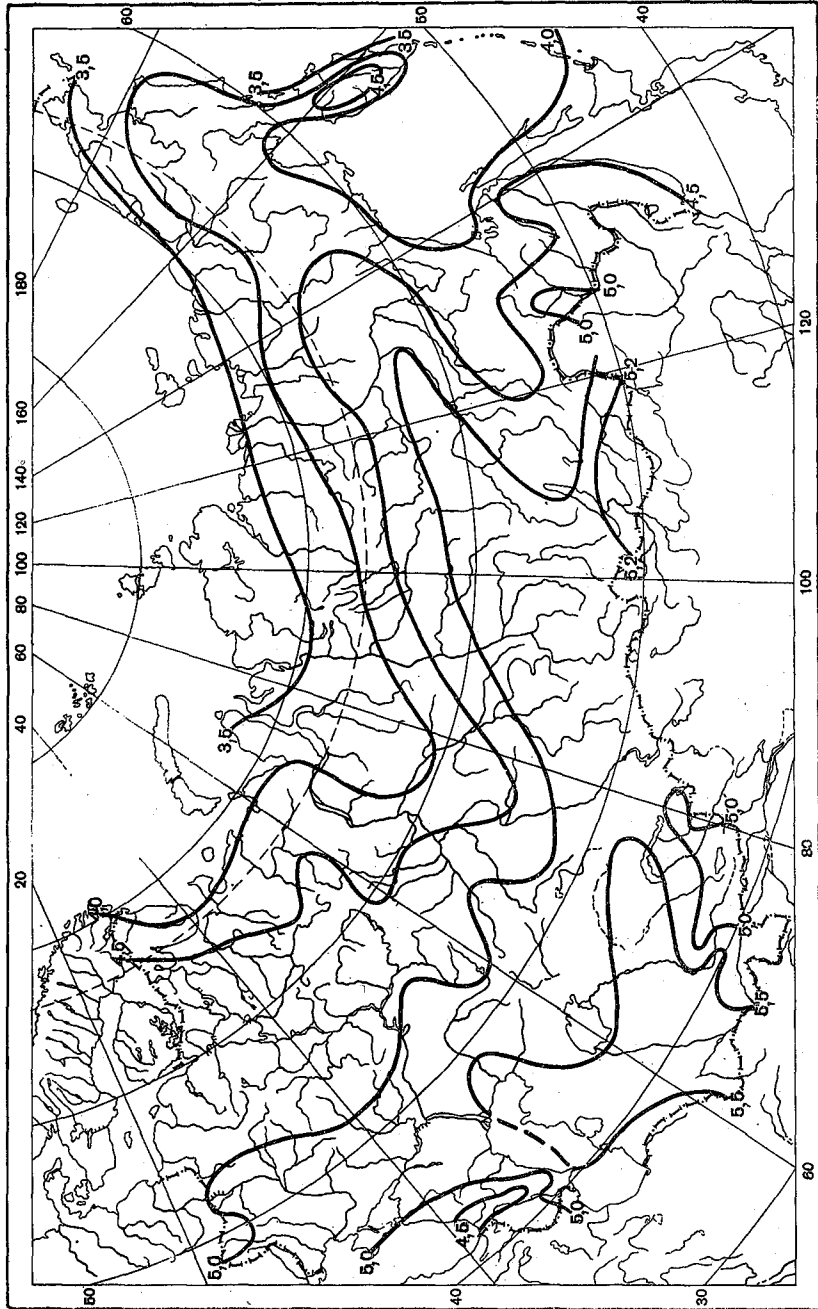


Рис. 5. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Май.

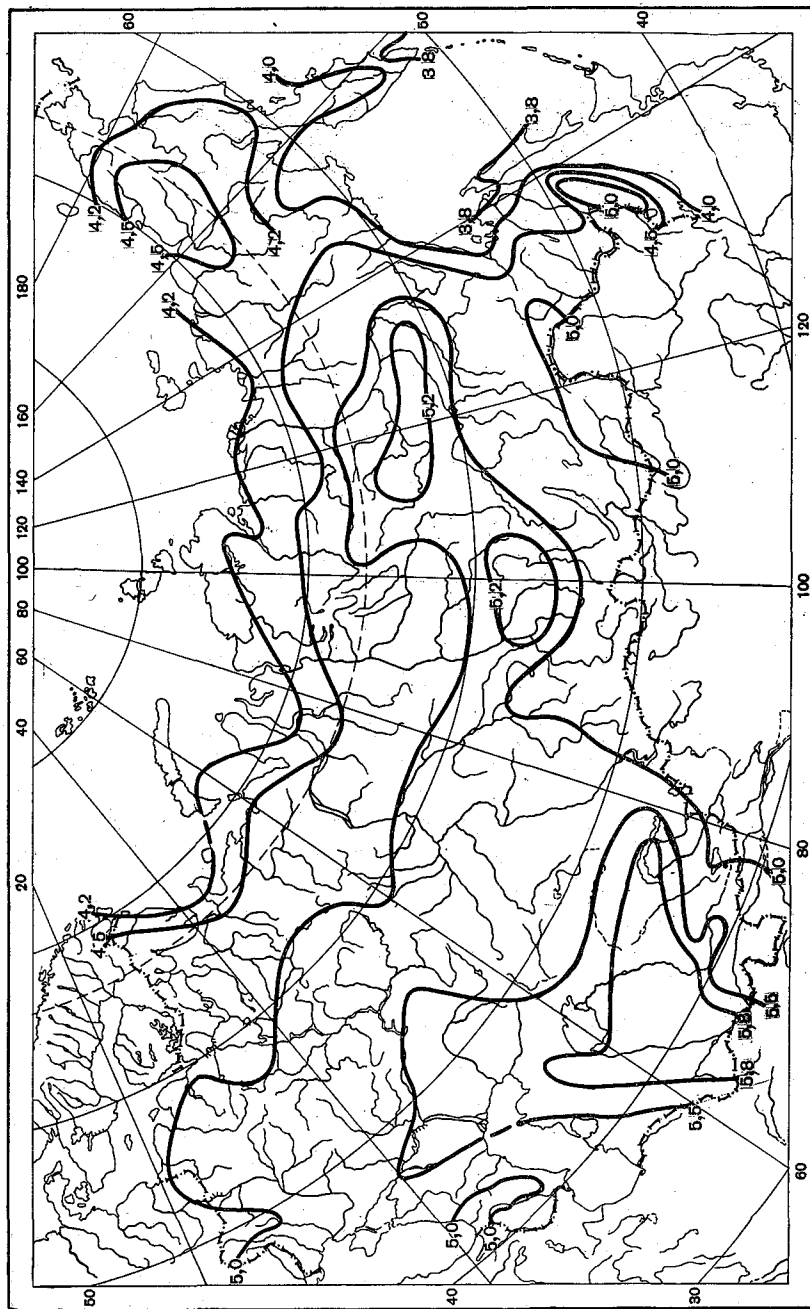


Рис. 6. Время испарения τ час. из осадкомера за полсутки. Июнь.

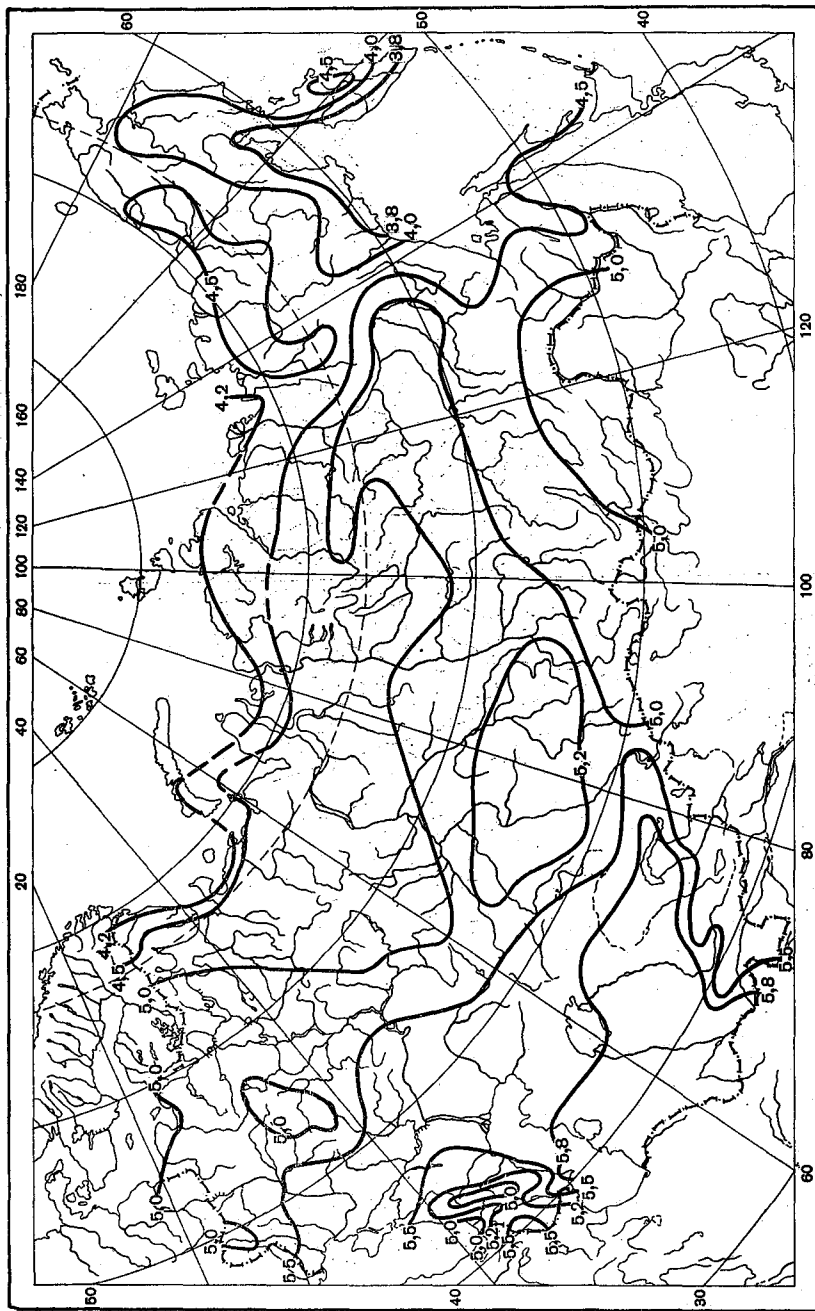


Рис. 7. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Июль.

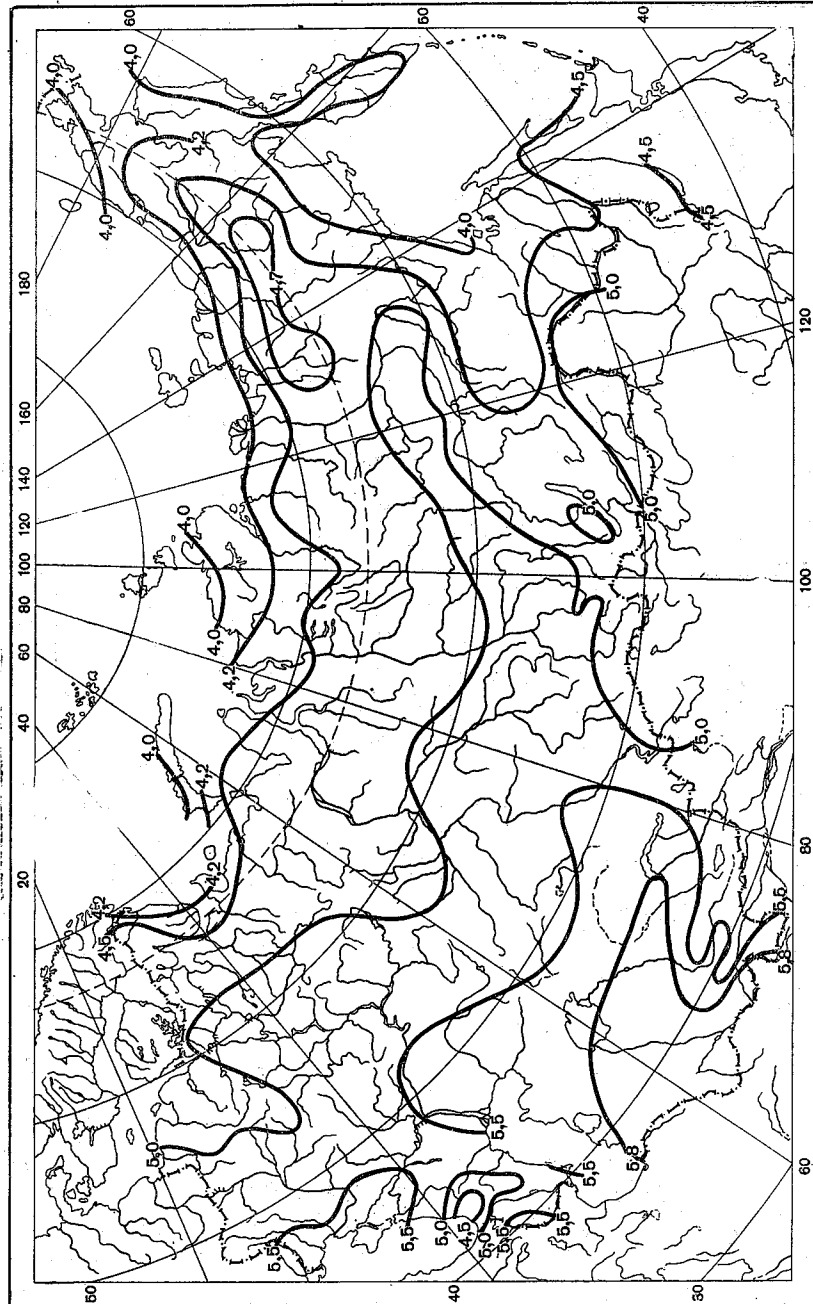


Рис. 8. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Август.

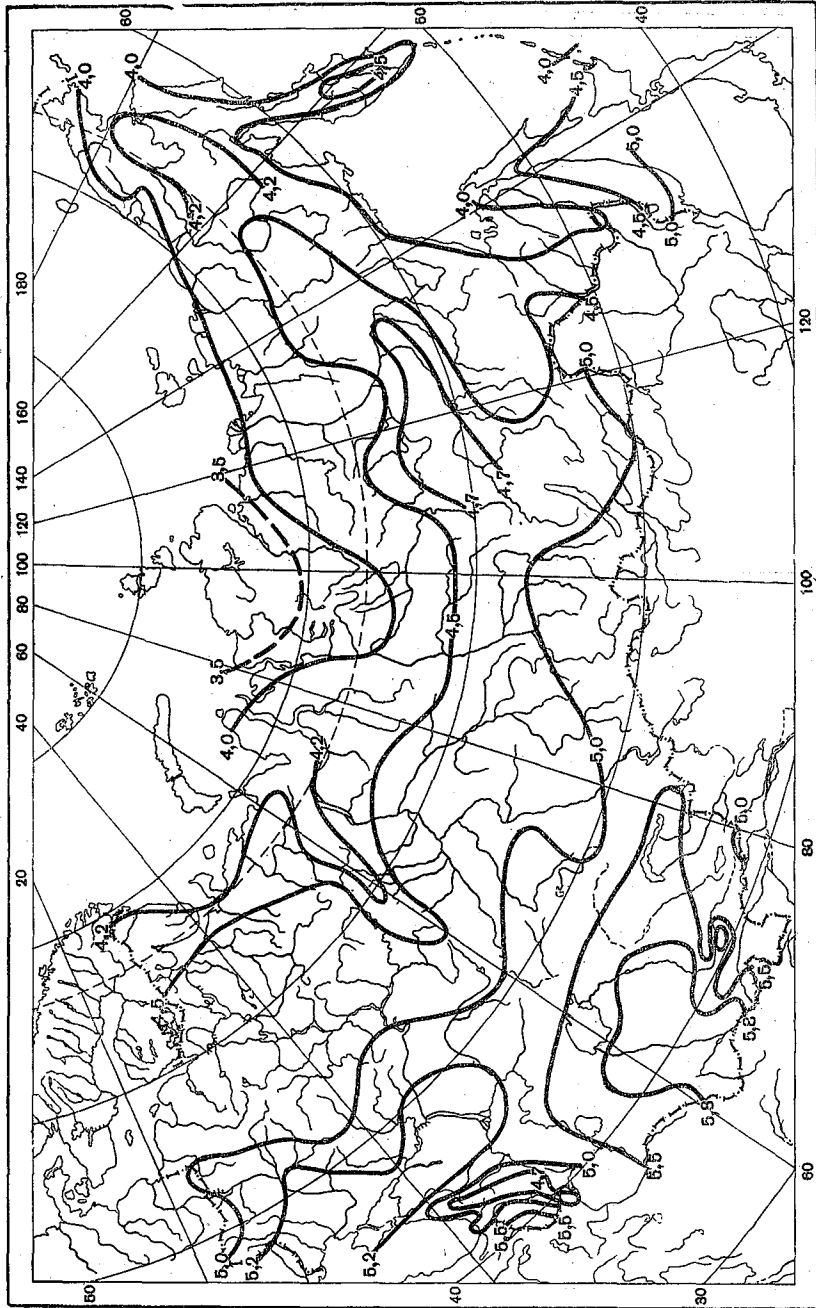


Рис. 9. Время испарения г час. из осадкомера за полусутки. Сентябрь.

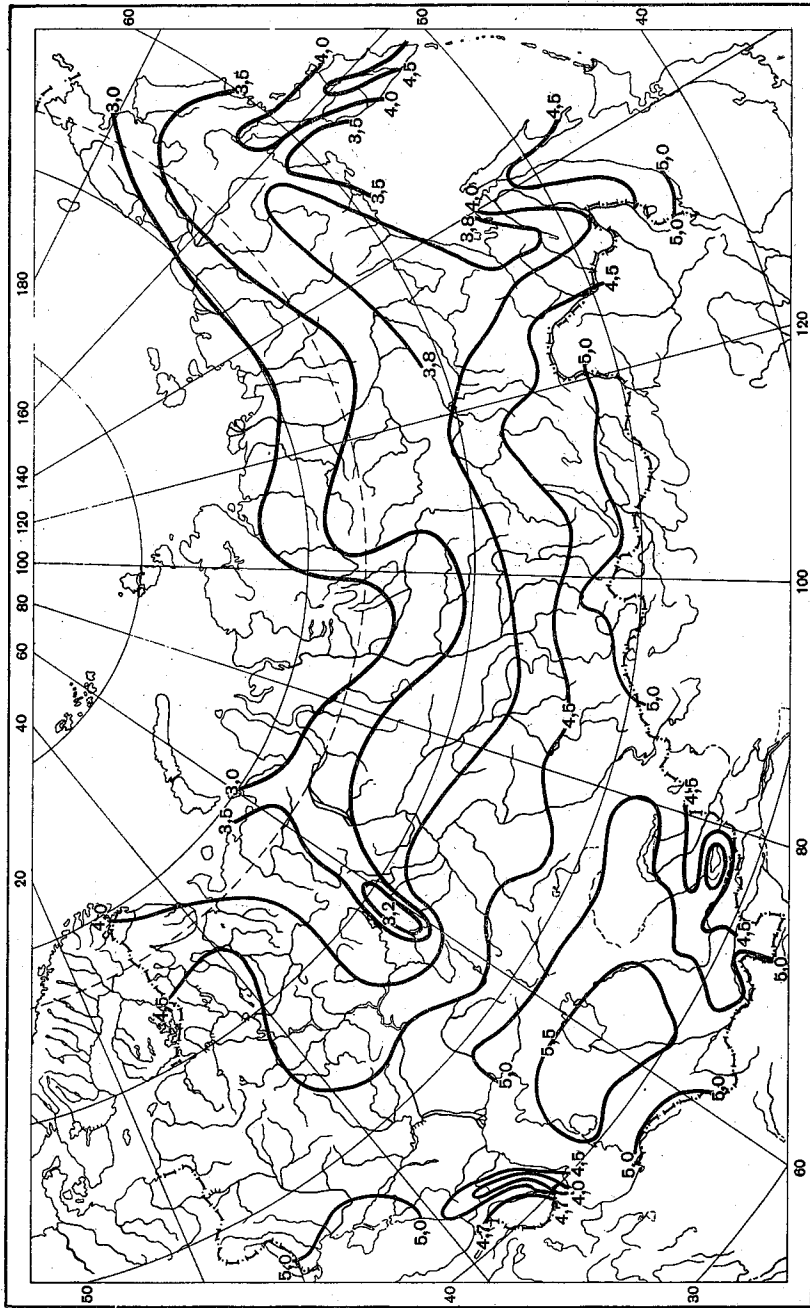


Рис. 10. Время испарения τ час. из осадкомера за полсутки. Октябрь.

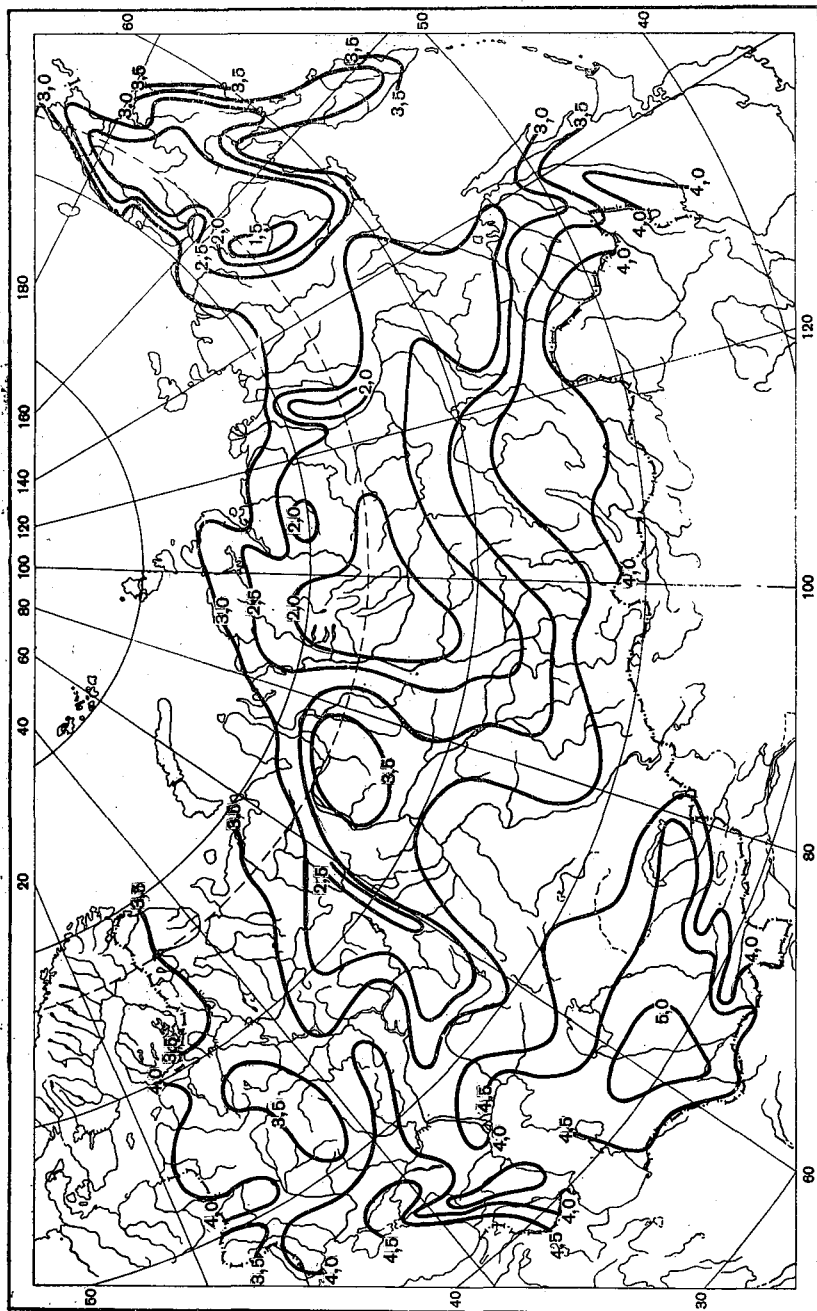


Рис. 11. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Ноябрь.

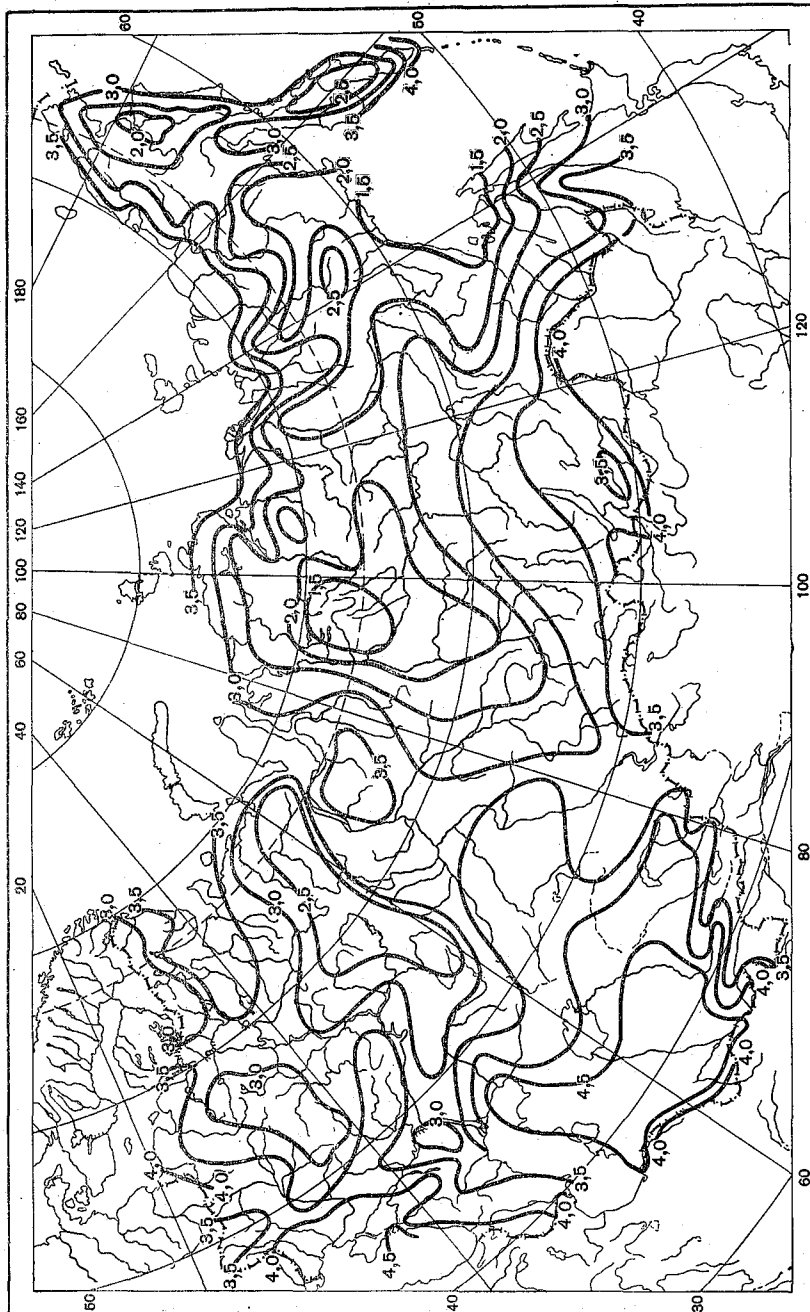


Рис. 12. Время испарения τ час. из осадкомера за полусутки. Декабрь.

Поправка на испарение к измеренной сумме осадков будет

$$E_{\text{мм}} = \frac{E_{\text{мм}}}{x} \cdot 100\% . \quad (10)$$

Учитывая (9) и (7), получим простое и удобное соотношение

$$E = \frac{\tau w}{0,2} \Delta q = 5\tau w \Delta q\% . \quad (11)$$

Величина τ , как уже указывалось выше, снимается с месячных карт (рис. 1—12), величина Δq — с месячных карт, приведенных в статье [5]. Таким образом, осталось затруднение только в том, чтобы определить среднее месячное значение (или норму при корректировке норм осадков) интенсивности испарения w .

Чтобы определить w , нужно, строго говоря, найти по записям самописцев средние месячные значения d и u за время испарения внутри данного месяца, корреляцию между ними, учитывая при этом нелинейность зависимости w от d и u .

Ясно, что такая проработка, да еще применительно к многолетним нормам, слишком громоздка и для ее проведения попросту нет материалов: мы располагаем для массовой сети лишь метеорологическими данными четырехсуточных наблюдений.

В существующих материалах наблюдений сети станций из интересующих нас данных имеются средние месячные значения d и u за каждый срок (1, 7, 13 и 19 час) в отдельности, а также средние из четырех сроков. Мы сделали попытку выбрать из этих данных наиболее подходящие для вычисления средней месячной интенсивности испарения. Прежде всего нас интересовал дефицит влажности, поскольку испарение зависит в первую очередь от него.

На материале перечисленных в статье [2] пятнадцати станций за 1952—1961 гг. сравнили средний месячный дефицит влажности, вычисленный из наблюдений за четыре срока во все дни месяца (d_4), с дефицитом влажности, найденным из наблюдений за четыре срока только в дни с дождем (d_d).

Обнаружилось, что d_4 мало отличался от d_d в осенние и весенние месяцы, а для северной части территории отличия этих величин в течение всего года таковы, что мало сказывается на определении интенсивности испарения w . Но южнее примерно 50—55° широты в летние месяцы (май — сентябрь) d_4 заметно больше d_d .

Анализ показал, что это отличие вызвано главным образом резким возрастанием дефицита в 13-часовой срок в сухие дни. Во все другие сроки наблюдений такого резкого отличия среднего дефицита влажности за дни с дождем от среднего месячного значения для данного срока не отмечалось. Оказалось, что d_d довольно близок к среднему месячному дефициту d_3 вычисленному из наблюдений в три срока (без 13-часового) за все дни месяца. Это правило нарушалось лишь на крайнем юге (Средняя Азия), где в летние месяцы d_3 и d_4 мало различались, и обе эти величины были существенно больше d_d (впрочем значения d_d чаще всего представляли собой результат единственного наблюдения, ближайшего к единственному в течение месяца дождю).

Скорость ветра u за дни с дождем была несколько выше, чем средняя месячная скорость u_4 , но поскольку на графиках зависимости $w = f(d, u)$ влияние ветра играет второстепенную роль, этим различием можно было пренебречь. Учитывая все сказанное выше относительно требующейся точности определения E , на материале девяти станций был сделан пробный расчет.

Используя u_4 и d_3 и d_4 в качестве входных параметров, по экспериментальной зависимости $\omega = f(d, u)$ были вычислены средние месячные величины интенсивности испарения ω_3 и ω_4 (через ω_3 и ω_4 обозначены интенсивности, полученные соответственно по d_3 и d_4). На их основе были рассчитаны потери на испарение E_3 и E_4 с помощью простейших формул (8) и (10), которые дают минимальное возможное испарение. Чтобы исключить вероятность случайного колебания величин испарения, расчет был сделан по материалам наблюдений за 10 лет (1952—1961 гг.). Результаты представлены в табл. 1.

Таблица 1

Сравнение средних за 10 лет потерь на испарение (1952—1961 гг.), полученных различными способами расчета (в процентах от месячной суммы осадков)

Месяц	Расчитанные величины	Станции ЕТС				Станции АТС				
		Архангельск	Вологда	Горький	Маштаги	Салехард	Тобольск	Петропавловск	Ансай	Арьсь
IV	E_{Φ}	—	6,2	—	3,5	5,0	4,2	8,2	5,4	7,0
	E_3	—	4,0	—	3,2	4,0	2,0	6,3	4,0	5,7
	E_4	—	4,6	—	4,0	4,0	3,0	6,9	5,5	6,7
	x		30		18	24	20	16	60	40
V	E_{Φ}	4,0	4,3	5,0	5,8	4,1	6,0	8,2	2,4	10,0
	E_3	2,5	2,0	3,2	5,8	1,1	3,5	6,0	4,0	9,6
	E_4	3,4	3,1	4,0	7,6	3,1	4,8	8,3	4,4	16,0
	x	40	42	44	11	36	29	26	34	24
VI	E_{Φ}	5,0	4,8	4,5	8,5	3,3	5,5	8,1	10,0	5,7
	E_3	2,7	2,1	3,5	7,4	2,5	4,0	5,7	11,0	8,5
	E_4	3,4	2,4	4,4	10,0	3,0	5,4	7,5	13,0	12,0
	x	57	77	60	19	48	38	34	23	20
VII	E_{Φ}	4,3	3,8	3,0	20,0	3,2	3,4	6,5	20,0	35,0
	E_3	2,7	2,6	1,8	17,6	2,6	2,5	4,2	24,0	48,0
	E_4	3,8	3,1	2,6	25,0	3,0	3,3	5,6	27,0	64,0
	x	63	70	71	4	47	56	49	9	3
VIII	E_{Φ}	3,8	5,8	4,0	8,4	2,6	2,5	5,0	10,0	20,0
	E_3	2,2	3,2	2,7	8,4	1,7	1,1	2,5	13,0	23,0
	E_4	2,9	3,7	3,5	13,0	2,4	1,6	3,7	17,0	40,0
	x	61	79	58	5	60	73	55	10	4
IX	E_{Φ}	3,3	3,6	3,8	3,8	—	3,3	7,0	8,3	10,0
	E_3	1,8	1,7	2,2	2,8	—	1,9	4,3	12,0	13,0
	E_4	2,6	2,6	3,3	4,3	—	2,3	6,1	17,0	25,0
	x	62	55	55	22	—	45	25	5	2

В таблице для каждого месяца помещены средние за 10 лет значения фактических потерь на испарение E_{Φ} , среднее значение E_3 и E_4 , а также средние месячные суммы осадков.

Нужно учитывать, что величина E_{ϕ} представляет собой минимальную фактическую потерю, так как она получена с помощью графиков зависимости $\omega = f(d, u)$, которые, как об этом сказано в статье [1], сами по себе дают минимальную возможную интенсивность испарения.

Из рассмотрения таблицы следует, что при расчете испарения по трем срокам (E_3) для станций ЕТС и севера АТС получены значения в полтора раза меньше фактических. Отношение $\frac{E_3}{E_{\phi}}$ примерно такое же, как и $\frac{D}{M_t}$, поэтому можно предполагать, что при использовании формулы (11) и d_3 будут получены величины E , близко совпадающие с фактическими потерями E_{ϕ} .

Однако в Средней Азии в летние месяцы (см. станции Ачисай и Арысь) этот способ дает величину испарения больше минимальной фактической потери. Это объясняется тем, что дефицит влажности в 19 час. в дни без дождя очень высок, а d_3 и d_4 мало различаются и превышают d_d .

Расчет по d_4 в средних широтах дает величины E , близкие к фактическим, на севере — примерно в 1,3 раза меньшие фактических, а на крайнем юге — в 1,3 раза большие фактических. Надо, однако, отметить, что даже наибольшие значения E_4 не превышают $2E_{\phi}$, т. е. не превосходят вероятного максимума потерь на испарение.

Лишь при месячных суммах осадков меньше 10 мм этот способ (как, впрочем, и предыдущий) не годится для использования. По-видимому, в летние месяцы с таким количеством осадков придется вести расчет по отдельным срокам, что не составит большого труда, так как число дождей в такие месяцы исчисляется единицами.

Таким образом, на выбор предлагаются два способа вычисления потерь (или поправок к сумме осадков) на испарение:

а) Более точный и физически обоснованный способ расчета по формуле (11) и d_3 . Этот способ более трудоемок, так как дополнительно требуется определить $\Delta q\%$ по картам поправок на смачивание, рассчитать d_3 и вести подсчет по более громоздкой формуле (11).

б) Менее точный, но простой способ расчета по формулам (8), (10) и d_4 . Для этого способа все необходимые исходные данные имеются в таблицах ТМ-1, ежемесячниках и справочниках по климату СССР, поэтому дополнительных расчетов не требуется.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нечаев И. Н. Исследование погрешности измерения атмосферных осадков, вызванной испарением их из прибора. Труды ГГО, вып. 215, 1968.
2. Нечаев И. Н. Потери на испарение из осадкомерных приборов в разных климатических зонах. Труды ГГО, вып. 215, 1968.
3. Кузнецова Л. П. Сравнение скорости ветра и температуры воздуха во время выпадения осадков с их средними значениями. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
4. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеопиздат, 1964.
5. Нечаев И. Н. Корректировка месячных и годовых норм осадков поправками на смачивание осадкомерных сосудов. Труды ГГО, вып. 195, 1966.

ОБ ОДНОЙ СИСТЕМАТИЧЕСКОЙ ОШИБКЕ ОСАДКОМЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В настоящее время проведены существенные исследования, посвященные вопросам введения ветровой поправки в приборные наблюдения над осадками. Оказалось [1], что при расчете скорости ветра во время осадков, кроме числа дней с измеримыми осадками ($\geq 0,1$ мм), необходимо учитывать и дни со следами осадков. За дни со следами осадков принято считать такие, когда осадкомерное ведро смочено выпавшими осадками, но количество их менее 0,1 мм. Следовательно, в случаях измерения следов осадков (0,0 мм) необходимо учитывать также и потери осадков на смачивание ведра осадкомера.

Предварительная проверка показала [3], что наблюдается сравнительная устойчивость по территории общего числа дней со следами осадков. Указанное обстоятельство позволило провести анализ распределения числа дней со следами осадков для всей территории СССР (за исключением гор Кавказа и Средней Азии), по данным 545 станций.

В целом за год на Европейской территории Союза (ЕТС) число дней со следами осадков изменяется от 50—60 к северу от 55° с. ш. до 30—40 к югу от нее, включая и Прибалтику. На большей части Азиатской территории Союза (АТС) к востоку от 60° в. д. число дней со следами осадков не превышает 40, но на Камчатке и Южном Сахалине оно достигает 50—60. В горах Алтая и Западного Саяна наблюдается уменьшение числа дней со следами осадков до 20—30.

За холодный период (XI—III) на ЕТС число дней со следами осадков изменяется от 60 на северном побережье Кольского полуострова до 10 в Молдавии, Крыму и в предгорьях Кавказа (рис. 1). На большей части ЕТС в среднем многолетнем зарегистрировано около 20 дней со следами осадков, при этом в Прибалтике отмечено несколько меньше 20 дней, а на возвышенностях — примерно 25—30 дней. На АТС диапазон колебаний дней со следами осадков увеличивается от 80 (Новосибирские острова) до 7—10 на юге Забайкалья и Приморья. На большей части АТС, в том числе на Камчатке и Сахалине, наблюдается 20—30 дней со следами осадков.

В теплом периоде (IV—X) на ЕТС значительно больше дней со следами осадков, чем на АТС (рис. 2). Так, на большей части ЕТС в среднем многолетнем за теплый период наблюдается 20—30 дней со следами осадков, тогда как на АТС их всего 10—15. Исключение составляет крайний север Таймырского полуострова, где число дней со следами осадков несколько больше 30. Но в это время здесь преобладают твердые и смешанные осадки.

В табл. 1 приведено отношение числа дней со следами осадков (0,0) к числу дней с осадками $\geq 0,1$ мм.

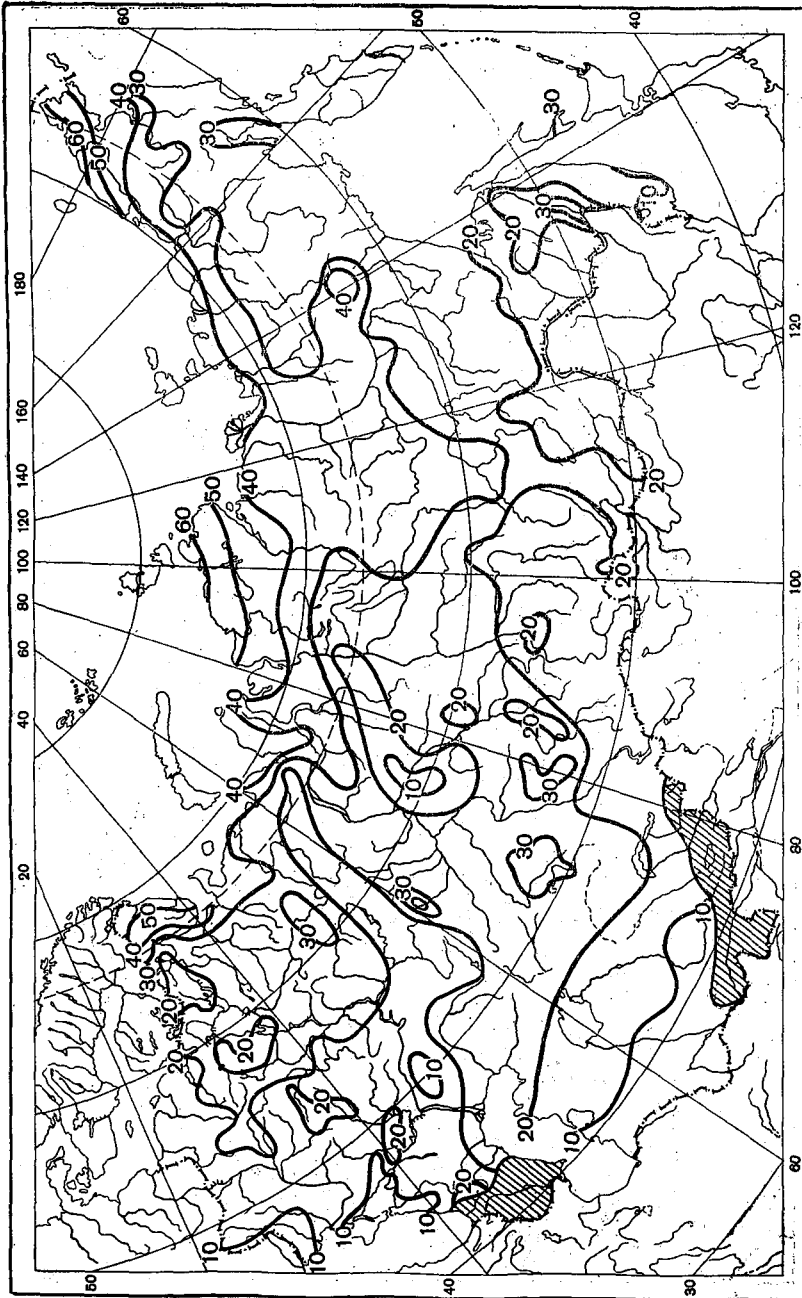


Рис. 1. Число дней со следами осадков за холодный период.

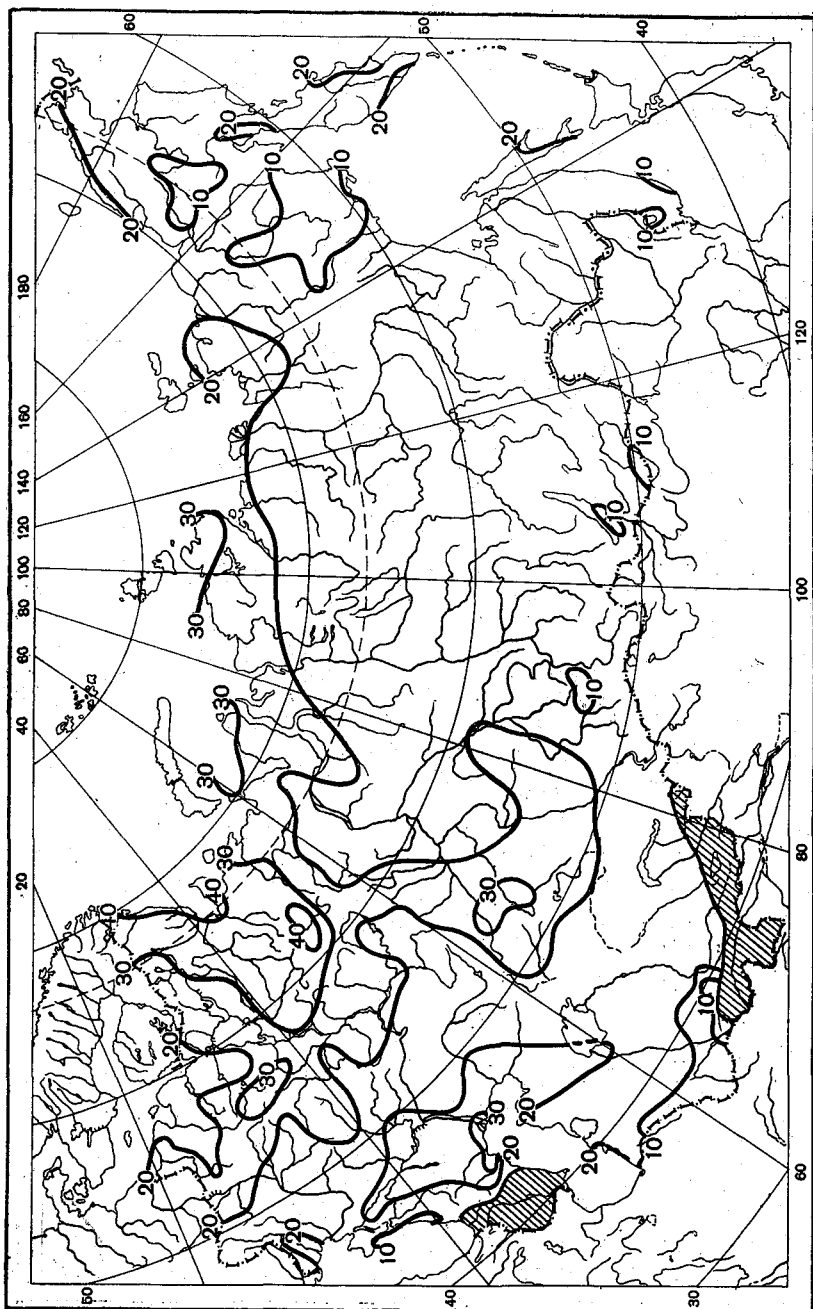


Рис. 2. Число дней со следами осадков за теплый период.

Таблица 1

Отношение (%) числа дней со следами осадков
к числу дней с осадками $\geq 0,1$ мм. Год

Район	%	Район	%
ЕТС, севернее 50° с. ш.	20—30	Восточная Сибирь	20—25
ЕТС, южнее 50° с. ш.	15—20	Забайкалье	35—50
Кольский полуостров	30—35	Дальний Восток и Приморье	20—25
Прибалтика	15—20	Якутия	30—40
Урал, западный склон	15—20	Колыма	25—30
Урал, восточный склон	25—30	Чукотка	30—40
Северный Казахстан	45—55	Камчатка	25—30
Западная Сибирь	25—30	Сахалин	25—30

Следует заметить, что на побережье Каспийского (восточное) и Аральского морей, а также оз. Балхаш наблюдается увеличение доли дней со следами осадков по сравнению с числом дней с осадками $\geq 0,1$ мм (55—75%). Некоторое увеличение наблюдается также на открытых мысах Сахалина и Камчатки (40—45%). На примере Памира можно проследить определенную зависимость от высоты места числа дней со следами осадков по сравнению с числом дней с осадками $\geq 0,1$ мм и более. Так, на высоте 1200 м отмечается 9% дней со следами осадков, в предгорьях (300—500 м) 15—25%, а ниже 300 м, в узких горных долинах и котловинах Восточного Памира, уже 30—45%. Интересно, что здесь летом дней со следами осадков в два раза больше (50—75%), чем осенью и зимой (25—40%). Весной дней со следами осадков еще меньше (10—20%).

В настоящее время имеются данные, необходимые для количественной оценки потерь осадков за счет смачивания в дни, когда регистрировались следы осадков. Для расчета использовались данные о средней многолетней продолжительности периода с жидкими осадками [4], а также соотношение числа дней и числа измерений в дни со следами осадков.

По 57 станциям, расположенным в различных физико-географических зонах, было получено соотношение между числом дней со следами осадков и числом измерений при всех основных видах осадков (табл. 2).

Независимо от вида осадков к северу от 50° с. ш. на ЕТС и 60° с. ш. на АТС отношение числа измерений со следами осадков к числу дней со следами осадков более двух. К югу от указанных широт это отношение уменьшается до 1,6—1,8. При выпадении мороси почти на всей территории Советского Союза число измерений в два раза превышает число дней со следами осадков. К востоку от 130° меридиана это отношение значительно более двух, а на юге Приморья достигает трех и даже трех с половиной. Лишь в Прибалтике, на северо-западе и юге ЕТС указанное отношение менее двух. При выпадении дождя, в том числе и ливневого, отношение числа измерений к числу дней со следами осадков на большей части территории Советского Союза равно 1,6.

Отношение числа измерений к числу дней со следами осадков

Районы	Вид осадков				
	снег	ливневый снег	дождь, ливень	морось	смежные зерна
Север ЕТС	2,0	2,4	2,0	2,2	2,2
Центр ЕТС	2,5	2,4	1,8	2,4	2,1
Северо-запад ЕТС, Прибалтика и юг ЕТС	1,8	1,6	1,8	1,7	1,5
Среднее Поволжье	2,2	2,0	1,6	2,0	2,2
Западная Сибирь и Северный Казахстан	2,2	2,0	1,6	2,2	1,4
Восточная Сибирь	2,2	2,3	2,0	—	1,0
Прибайкалье, Забайкалье и Дальний Восток	1,6	1,3	1,6	2,0	2,0
Северо-восток Сибири	2,2	1,5	1,9	—	1,0
Приморье	1,9	1,8	1,8	3,0	—
Сахалин	2,5	2,0	2,0	2,6	2,2
Всего измерений	4896	1733	5895	1456	734
дней	2451	849	3538	713	420
$\frac{\text{Число измерений}}{\text{Число дней}}$	2,0	2,0	1,7	2,0	1,9

При выпадении снега на ЕТС и АТС к северу от 50° с. ш. отношение числа измерений к числу дней со следами осадков равно 2,0—2,3 и увеличивается в средней полосе ЕТС до 2,5. К югу от указанной параллели это отношение составляет 1,6—1,8, но к горам увеличивается до 2,5—3,0. Почти такое же распределение по территории соотношения числа измерений и числа дней со следами осадков отмечается и при выпадении ливневого и мокрого снега.

В 1966 г. были уточнены поправки за счет потерь осадков на смачивание в зависимости от вида осадков и их количества [2]. Оказалось, что при выпадении твердых осадков, равных 0,0 мм, потери за счет смачивания близки к 0,05 мм, а при выпадении жидких осадков — к 0,1 мм при каждом измерении. Таким образом, по исходным параметрам (соотношение числа измерений и числа дней со следами осадков за средний многолетний период выпадения твердых и жидких осадков) проведен расчет суммарных потерь осадков за счет смачивания при выпадении осадков 0,0 мм. Абсолютная величина потерь за счет смачивания в дни со следами осадков невелика, но в целом за год систематически недобирается от 5 мм до 10 мм на большей части территории (рис. 3), что составляет 2—3% суммы осадков за год. На северном побережье потери превышают 10 мм, а на юге ЕТС и АТС они снижаются до 2—3 мм. На общем фоне некоторым уменьшением потерь на смачивание осадкомерного ведра при осадках 0,0 выделяются предгорья и юг Урала. Определенное увеличение наблюдается на Среднерусской и Валдайской возвышенностях.

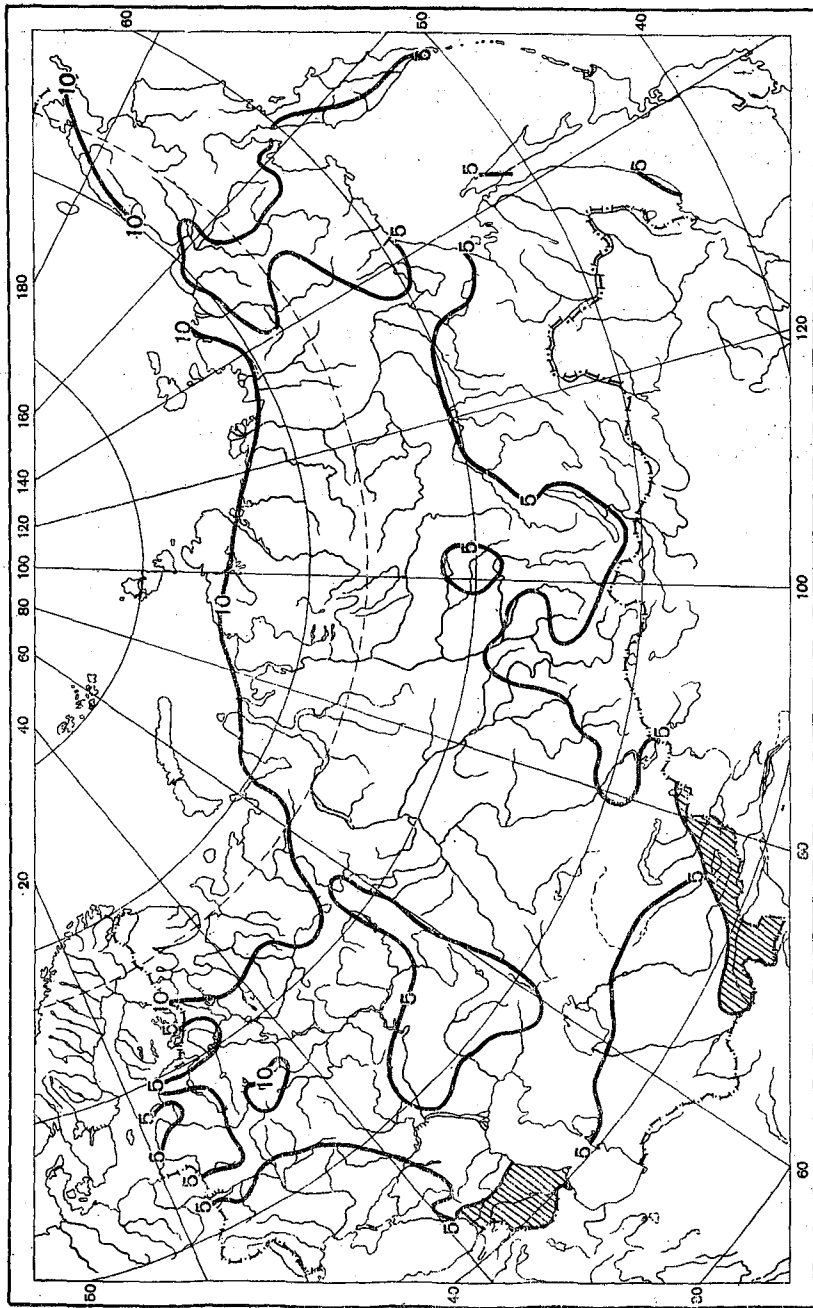


Рис. 3. Потери осадков на смачивание в дни со следами осадков. Год.

Величина потерь на смачивание в дни со следами осадков в теплом и холодном периоде почти одинакова на всей территории Советского Союза.

Все приведенные выше расчеты относились к результатам наблюдений над осадками до 1966 г., когда не вводились поправки на смачивание и осадки измерялись два раза в сутки. После 1966 г. число измерений осадков изменилось (четыре на станциях и два на постах) и, что самое главное, стала вводиться соответствующая поправка на смачивание. Поэтому полученные величины потерь осадков на смачивание должны учитываться в средних многолетних суммах осадков при смыкании рядов наблюдений над осадками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Э. Г. Способ расчета средних значений скоростей ветра во время выпадения осадков. См. настоящий сборник.
2. Брызгин Н. Н. [и др.]. Потери осадков на смачивание осадкомерного ведра. Метеорология и гидрология, № 3, 1967.
3. Швер Ц. А. Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Гидрометеониздат, Л., 1965.
4. Швер Ц. А. Твердые, жидкие и смешанные осадки на территории СССР. Труды ГГО, вып. 215, 1968.

МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ПРАВИЛЬНЫХ ВЕЛИЧИН ТВЕРДЫХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Известно [1.6], что количество твердых атмосферных осадков x , исправленное на ветровой недоучет, можно получить, умножая измеренное их количество x' на ветровой коэффициент для твердых осадков K_T .

$$x = K_T x' \quad (1)$$

Величина коэффициента K_T зависит [1] от скорости ветра u на уровне приемного отверстия осадкомера и от температуры воздуха T :

$$K_T = f(u, T) \quad (2)$$

Для осадкомера Третьякова вид этой зависимости представлен на рис. 1.

Практическое использование соотношения (2) на станциях и постах встречает ряд трудностей. Строго говоря, для определения K_T за некоторый промежуток времени нужно знать температуру воздуха \bar{T} и скорость ветра \bar{u} , средние взвешенные по интенсивности осадков за этот промежуток времени. Поскольку каждая кривая рис. 1 действительна для относительно широкой области значений температуры (указанной на рисунке), практически допустимо заменять взвешенную по интенсивности осадков температуру \bar{T} простой средней арифметической за время снегопадов температурой $T_{\text{ср}}$. Эта величина легко получается из данных стандартных измерений метеостанции. Аналогичная замена взвешенной средней скорости ветра \bar{u} ее средним арифметическим значением $u_{\text{ср}}$ приводит к большим случайным ошибкам. Между тем не существует прибора или способа, который позволял бы непосредственно измерить \bar{u} . Кроме того, скорость ветра на высоте приемного отверстия осадкомера на метеорологических станциях не измеряется. Приходится ее определять по величине скорости ветра $u_{\text{ф}}$, измеренной на высоте флюгера, используя для этого эмпирический график или формулу, установленную в работе [8]. Ошибки определения K_T увеличиваются еще

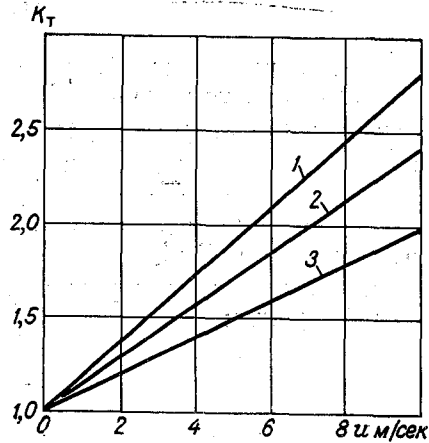


Рис. 1. Зависимость ветрового поправочного коэффициента K_T для твердых осадков от скорости ветра u на уровне приемного отверстия осадкомера и от температуры воздуха T во время снегопадов.

- 1) $T \geq 0^\circ$; 2) $0^\circ > T \geq -5^\circ$;
3) $-5^\circ > T \geq -20^\circ$.

и потому, что практически в качестве $u_{\text{ср}}$ используется скорость ветра, измеренная в срок наблюдения за осадками, а она может сильно отличаться от \bar{u} . Даже при всех перечисленных допущениях и упрощениях метод все равно остается относительно трудоемким, так как он требует нескольких вычислительных операций. Очень существенным недостатком метода является невозможность его применения на постах, где скорость ветра не измеряется и нет непрерывного дежурства наблюдателя.

Ниже показано, что можно предложить более точный, менее трудоемкий и применимый на постах метод. Вместо измерения скорости ветра на уровне приемного отверстия осадкомера достаточно для этого измерять твердые осадки двумя осадкомерными приборами — основным и дополнительным. Дополнительный должен обладать иными аэродинамическими характеристиками, чем основной.

Пусть x'_1 — количество осадков, измеренное основным осадкомером с лучшими аэродинамическими свойствами, а x'_2 — количество осадков, измеренное дополнительным осадкомером с худшими аэродинамическими характеристиками. Ясно, что $x'_1 > x'_2$. Обозначим буквой U отношение этих двух измеренных величин осадков:

$$U = \frac{x'_1}{x'_2}. \quad (3)$$

Поскольку физические причины, определяющие ветровую погрешность обоих осадкомеров, одни и те же, коэффициент U есть функция тех же параметров (u и T), что и коэффициент K_T :

$$U = \varphi(u, T). \quad (4)$$

Если зависимость (4) для осадкомеров примененных двух конструкций известна, то измерив x'_1 и x'_2 , получаем величину U , а по ее значению и температуре воздуха $T_{\text{ср}}$ сразу находим среднее взвешенное по интенсивности выпадавших осадков значение скорости ветра \bar{u} . По найденной скорости \bar{u} и известной температуре $T_{\text{ср}}$ находим с помощью зависимости (2) поправочный коэффициент K_T , а по нему — исправленные осадки $x = K_T x'_1$.

Операция легко упрощается путем составления графика (или таблицы) функции

$$K_T = F\left(\frac{x'_1}{x'_2}, T\right), \quad (5)$$

который получается элементарно, если зависимости (2) и (4) известны в аналитическом или графическом виде. С помощью зависимости (5) значение K_T получается непосредственно по x'_1 , x'_2 и $T_{\text{ср}}$, минуя промежуточные расчеты скорости ветра. Дальнейшее практическое упрощение может быть достигнуто составлением расчетных номограмм или таблиц.

Для осадкомера Третьякова зависимость (2) известна [1, 5]. Для получения зависимости (4) нужно в нескольких пунктах в течение ряда лет измерять осадки одновременно стандартным осадкомером Третьякова и осадкомером, избранным в качестве дополнительного, фиксируя при этом температуру воздуха и скорость ветра во время снегопадов. Практически удобным дополнительным осадкомером может быть ведро осадкомера Третьякова, но установленное без ветровой защиты. Такие наблюдения начаты с зимы 1966-67 г. на постоянных эксперименталь-

ных базах по усовершенствованию методики измерения осадков [4]. Осадки измерялись два раза в сутки, в сроки, ближайšie к 7 и 19 часам местного среднего солнечного времени.

Обработаны материалы наблюдений семи пунктов, перечень которых дан в табл. 1, где указано, за какие месяцы эти материалы взяты, и дается характеристика условий установки осадкомера и примененного способа измерения средней за снегопад скорости ветра. На большинстве экспериментальных баз осадкомеры с защитой и осадкомерные ведра без защиты были установлены на четырех уровнях: 0,5; 1; 2 и 4 м. На этих же уровнях измерялась скорость ветра. Поэтому каждую пару приборов (с защитой и без защиты) можно было рассматри-

Таблица 1

Основные сведения о пунктах наблюдений

Пункт	Условия установки осадкомеров	Месяцы и год	Способ измерения скорости ветра
Валдай	Осадкомерный полигон (открытая установка)	I—III, XII 1966 г.; I—IV, XI, XII 1967 г.; I—IV 1968 г.	Контактный анемометр на высоте 2 м, дающий среднюю скорость ветра за весь снегопад
	Среди кустарника (защищенная установка)	I—III, XII 1966 г.; I—IV, XI, XII 1967 г.; I—IV 1968 г.	То же
Омск	Площадка (стандартная установка)	III, X—XII 1967 г.; I 1968 г.	Анеморумбограф М-12 на высоте 2 м, дающий среднюю скорость ветра за снегопад
Ола (Колыма)	Открытая площадка	III, IV, XI 1967 г.; IV, V 1968 г.	Ручной анемометр на высоте 2 м — сериями по 10 мин. через 1,5—2 часа
Нижнедевицк (ЦЧО)	Почти открытая площадка	III, XII 1967 г.; I—III 1968 г.	Ручной анемометр на высоте 2 м — сериями по 10 мин. через 1,5—2 часа
Астраханка (Приморье)	Открытая площадка	XI 1967 г.	Контактный анемометр, на высоте 2 м
Чокпар (юг Казахстана)	Открытая площадка	XII 1967 г.; I—IV 1968 г.	Ручной анемометр
Шучинск (север Казахстана)	Открытая площадка	XII 1967 г.; I—IV 1968 г.	То же

вать как отдельную независимую установку и включать ее данные в обработку. Поскольку показания приборов на уровне 0,5 м искажаются надуванием «ложных осадков» во время метели, использовались только пары приборов на высоте 1, 2 и 4 м. Кроме того, использованы данные, полученные в Нижнедевицке за март, апрель и ноябрь 1967 г. еще по одной паре приборов на высоте 2 м. В Валдае на осадкомерном полигоне имелась пара приборов, установленная открыто, и пара приборов — в окружении кустарника [2]. Скорость ветра измерялась на высоте 2 м около открыто установленного осадкомера, а на уровне приборов в кустарнике скорость ветра определялась по установленному сериями параллельных наблюдений графику связи ее с величиной, измеренной у открыто расположенного прибора.

Всего использованы данные семи станций за 87 месяцев. Этого конечно мало. Известно из опыта исследований ветровых погрешностей (см. [1]), что для получения достаточно надежных кривых на графике зависимости $K_T = f(u, T)$ нужно около 150—200 месяце-станций. Поэтому полученные ниже результаты следует рассматривать как предварительные.

Все полусуточные суммы осадков были рассортированы сначала по интервалам температуры воздуха во время снегопадов ($T \geq 0^\circ$; $0^\circ > T \geq -5^\circ$; $-5^\circ > T \geq -20^\circ$), а затем внутри каждого интервала температуры по интервалам скорости ветра через 1 м/сек. После такой сор-

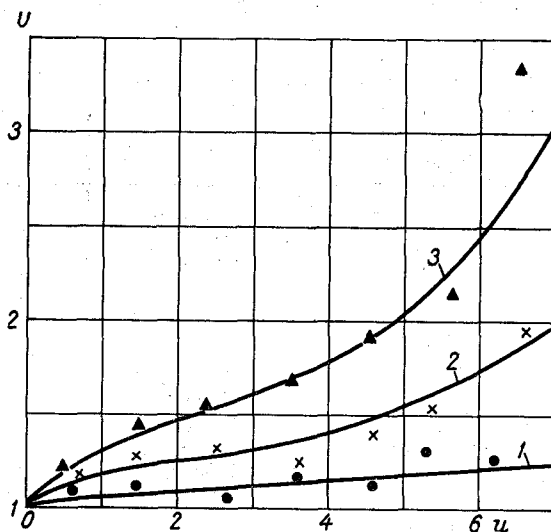


Рис. 2. Зависимость редуцированного коэффициента U от скорости ветра на уровне приемного отверстия осадкомера u и от температуры воздуха T во время снегопадов.

1) $T \geq 0^\circ$; 2) $0^\circ > T \geq -5^\circ$; 3) $-5^\circ > T \geq -20^\circ$.

тировки вычислены суммы осадков x'_1 и x'_2 по всем случаям (полусуткам), попавшим в данную частную группу. По тем же случаям подсчитана средняя скорость ветра $u_{\text{ср}}$ и вычислено отношение $U = \frac{x'_1}{x'_2}$. Полу-

ченные результаты сведены в табл. 2, где указано и число случаев n , попавших в каждый частный интервал. По данным табл. 2 построены кривые на рис. 2. Как легко видеть, разброс экспериментальных точек довольно значителен, но тем не менее несомненно, что зависимость $U = \varphi(u, T)$, т. е. зависимость (4), в первом приближении получена. Она доведена только до скорости ветра 7 м/сек., так как суммы осадков и число случаев, содержащиеся в табл. 2, при больших значениях скорости ветра явно недостаточны, чтобы по этим данным можно было продлевать кривые.

По известной ранее зависимости (2) и полученной приближенной зависимости (4) графическим пересчетом построены кривые рис. 3, которые представляют собой зависимость (5).

После того как полученные за 87 месяцев материалы были использованы для получения приближенной зависимости (4), поступили

Таблица 2

Интервал скорости ветра, м/сек.	x_1'	x_2'	$u_{\text{ср}}$ м/сек.	U	n
$T \geq 0^\circ$					
0—1	19,2	17,8	0,6	1,08	22
1,1—2	203,0	183,1	1,44	1,11	72
2,1—3	64,0	60,5	2,65	1,06	18
3,1—4	83,5	71,1	3,6	1,17	31
4,1—5	81,0	71,0	4,6	1,14	38
5,1—6	18,7	14,2	5,3	1,32	14
6,1—7	35,6	28,3	6,2	1,26	9
7,1—8	28,6	22,6	7,3	1,27	4
8,1—9	27,1	21,5	8,6	1,26	4
9,1—10	9,0	6,9	9,2	1,30	2
10,1—11	7,9	6,4	10,9	1,23	1
12,1—13	6,7	6,1	12,6	1,10	1
$0^\circ > T \geq -5^\circ$					
0—1	34,4	29,1	0,7	1,18	35
1,1—2	190,8	150,6	1,4	1,27	106
2,1—3	176,2	133,6	2,5	1,32	61
3,1—4	136,4	109,2	3,6	1,25	62
4,1—5	126,3	85,9	4,6	1,41	65
5,1—6	75,5	50,9	5,4	1,49	27
6,1—7	60,3	30,5	6,6	1,98	23
7,1—8	15,2	6,3	7,5	2,41	10
8,1—9	10,4	3,3	8,7	3,16	7
9,1—10	5,3	2,4	9,3	2,20	5
10,1—11	1,0	0,4	10,4	2,50	2
11,1—12	0,3	0,0	11,7	∞	1
12,1—13	0,1	0,2	12,2	0,5	1
$-5^\circ > T \geq -21^\circ$					
0—1	69,0	57,7	0,5	1,20	139
1,1—2	202,3	141,7	1,5	1,44	192
2,1—3	177,1	114,7	2,4	1,55	129
3,1—4	196,1	116,0	3,5	1,69	95
4,1—5	117,6	61,3	4,5	1,92	80
5,1—6	64,6	30,1	5,6	2,14	49
6,1—7	28,3	8,5	6,5	3,32	32
7,1—8	12,3	4,4	7,7	2,80	11
8,1—9	4,4	0,7	8,5	6,30	4
9,1—10	0,6	0,5	9,5	1,20	3
10	2,2	0,2	12,5	11,0	2

материалы наблюдений за три месяца на ст. Нижнедевицкая по отдельной стоящей паре осадкомеров (за январь, февраль и март 1968 г.). Эти материалы использованы для проверки предлагаемого способа. Конечно, строгая проверка была бы возможна, если бы имелся метод точного измерения правильных величин осадков, но такого метода не существует. Поэтому можно сравнить результаты только с теми, которые получаются путем определения редуционного коэффициента K_T по скорости ветра при помощи зависимости (2), т. е. по кривым рис. 1.

В каждом из календарных месяцев все случаи выпадения осадков сортировались по трем температурным интервалам, соответствующим

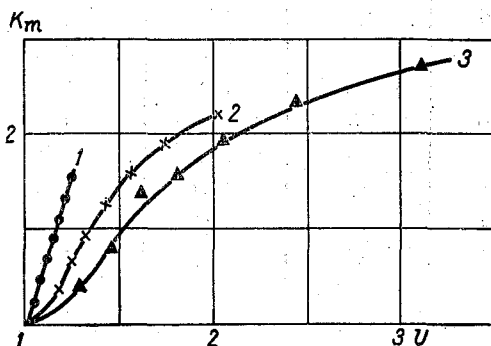


Рис. 3. Зависимость ветрового поправочного коэффициента K_T' для твердых осадков от редуционного коэффициента U и от температуры воздуха T во время снегопадов.

1) $T > 0^\circ$; 2) $0^\circ > T > -5^\circ$; 3) $-5^\circ > T > -20^\circ$.

трем кривым рис. 3. Затем внутри каждого температурного интервала находились суммы осадков x'_1 и x'_2 и среднее арифметическое значение скорости ветра $u_{ср}$, а по значениям x'_1 и x'_2 находилась величина U . Далее, пользуясь соответствующей данному температурному интервалу кривой рис. 1, находили значение K_T по $u_{ср}$ и T ; пользуясь соответствующей кривой рис. 3, находили K_T' по U и T . Сумму осадков по стандартному осадкомеру, полученную для группы случаев, вошедших в данный температурный интервал, умножали на K_T и K_T' и получали соответ-

ственно исправленную известным и новым методами сумму осадков. Затем находилась сумма осадков по всем трем температурным интервалам, т. е. за месяц.

Таблица 3

Месячные суммы осадков (мм) по ст. Нижнедевицк

Месяц	x'_1	Исправленная величина x'_1	
		существующим методом	новым методом
Январь	92,8	144,3	154,1
Февраль	41,1	65,5	62,7
Март	19,7	35,5	41,0

Результаты расчетов приведены в табл. 3, где показаны месячные суммы осадков, измеренные стандартным осадкомером, исправленные существующим и новым методами.

Расхождения между значениями, исправленными двумя разными методами, составляют в январе 10% измеренной суммы осадков, в феврале 7% и в марте 28%. Эти же расхождения, выраженные в процентах от величины поправки по существующему методу, составляют соответственно 19, 11 и 35%. Материал сравнений не позволяет указать при-

чину расхождений (неточность существующего метода или неточность кривых рис. 3), которые, как было подчеркнуто выше, получены по недостаточному объему экспериментального материала. Можно с уверенностью сказать, что если бы сравнение было произведено не по данным экспериментальных баз, где скорость ветра, как правило, регистрировалась и притом на уровне приемного отверстия осадкомера, а по наблюдениям обычной станции, где скорость ветра измеряется лишь в стандартные сроки и на высоте флюгера, то расхождения были бы еще больше.

Представляется оправданным заключение, что новый метод применим по крайней мере в той же степени, что и существующий сейчас.

По мере накопления экспериментального материала будут, конечно, уточнены как расчетные кривые, так и результаты испытаний. Следует учитывать, что предлагаемый метод устраняет систематические ошибки, вызванные искажающим воздействием ветра; случайные же погрешности останутся в силу стохастического характера используемых связей (2) и (4), большой изменчивости самих осадков, а также в результате действия других случайных погрешностей измерения. Эта часть ошибок будет сказываться на результатах измерений тем меньше, чем больше собранное количество осадков и чем больше осреднение, т. е. чем больше период, за который будет определяться сумма осадков предлагаемым методом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
2. Голубев В. С., Рогоцкая Р. Е. Предварительные результаты исследований улавливаемости твердых осадков осадкомерными приборами. Труды ГГИ, вып. 152, 1967.
3. Дроздов О. А., Зубенок Л. И., Нечаев И. Н. Погрешности учета атмосферных осадков. Труды ГГО, вып. 175, 1965.
4. Струзер Л. Р. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков. Труды ГГО, вып. 175, 1965.
5. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
6. Струзер Л. Р. [и др.]. Методика корректировки многолетних норм осадков. Метеорология и гидрология, № 11, 1965.
7. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Опыт корректировки норм осадков. Труды ГГО, вып. 215, 1968.
8. Федорова Е. А. Учет степени защищенности станций при вычислении скорости ветра на уровне осадкомера. Труды ГГО, вып. 195, 1966.

СПОСОБ РАСЧЕТА СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА ВО ВРЕМЯ ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ

Сведения о величине скорости ветра во время осадков употребляются не только в различных климатологических разработках, но и при решении ряда прикладных задач, например, в строительном проектировании [1]. Известны работы [2, 3], посвященные исследованию соотношения между скоростью ветра во время осадков ($u_{ос}$) и скоростью, полученной путем осреднения результатов измерения ветра за сроки, равномерно распределенные во времени (u), т. е. обычной средней метеорологической характеристикой скорости ветра, доступной любому потребителю из справочных изданий. Как правило, скорость ветра во время осадков несколько больше, чем средняя месячная скорость ветра. Л. П. Кузнецова [3] ставила перед собой задачу определения средней многолетней скорости ветра во время осадков, необходимой для дальнейшего учета влияния ветра на показания осадкомерных приборов. В ее работе приводятся карты разностей (Δu) между средней за 5 лет месячной скоростью ветра в сроки, совпадающие со временем выпадения осадков ($u_{ос}$) и средней за те же 5 лет месячной скоростью, рассчитанной по всем срокам измерения ветра (u). Карты построены по материалам 90 станций, что, разумеется, очень мало для территории всего Советского Союза. Поэтому карты получились весьма схематичными, и скорее качественно, чем количественно, характеризуют изменение исследуемой величины по территории и от месяца к месяцу. Определить среднее многолетнее значение Δu с помощью этих карт можно лишь ориентировочно, с ошибкой, равной или даже превышающей саму величину Δu . Однако для решения поставленной задачи — вычисления ветровой погрешности измерения осадков — такая точность определения скорости ветра не могла считаться удовлетворительной, в особенности для твердых осадков.

Влияние ветра на улавливание твердых осадков осадкомером Третьякова весьма значительно [4, 5], и поэтому ошибка в определении скорости ветра на уровне осадкомера 0,5—0,8 м/сек. приводит к неточности в определении поправки к измеренной сумме осадков, равной 8—15% ее величины. Очевидно, следовало либо существенно уточнить карты Л. П. Кузнецовой, расширив в несколько раз число пунктов и увеличив период осреднения, либо найти какой-то иной способ более точного определения скорости ветра во время осадков. В основу такого способа было положено то очевидное обстоятельство, что чем чаще в течение некоторого промежутка времени выпадают осадки, тем ближе средняя скорость ветра во время осадков к средней скорости за все сроки измерения ветра в этом же промежутке времени. На это ссылается также Ц. А. Швер [6], доказывая близость скоростей ветра во время осадков

к средним месячным скоростям ветра при большом числе дней с осадками за месяц.

На этом основании было сделано предположение, что должна существовать зависимость между степенью связанности месячных значений $u_{ос}$ и u и числом дней с осадками в течение месяца. Эта зависимость имеет, очевидно, не только статистический, но и физический смысл, так как число дней с осадками является одним из характерных показателей типа синоптического процесса.

Было бы очень удобно получить количественные характеристики такой зависимости в виде уравнения линии связи на корреляционном

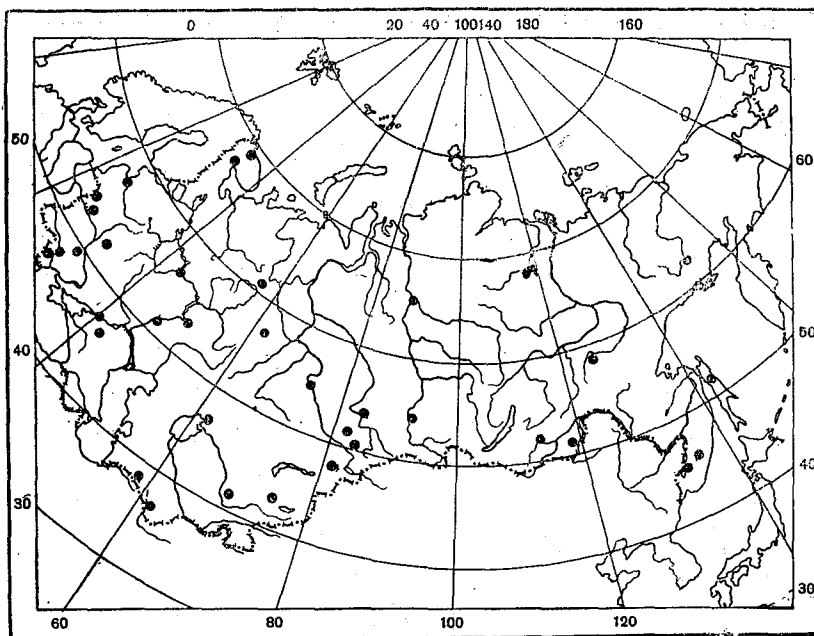


Рис. 1. Карта станций, материалы которых использованы в расчетах.

графике месячных значений $u_{ос}$ и u при различном числе дней с осадками за месяц. С помощью этих уравнений можно было бы в дальнейшем, зная среднюю месячную скорость ветра u и число дней с осадками в месяц, рассчитывать величину $u_{ос}$.

Для построения графиков связи величин $u_{ос}$ и u были отобраны результаты наблюдений 37 станций, расположенных в различных частях территории Советского Союза по возможности в наиболее разнообразных климатических условиях. Карта этих станций представлена на рис. 1. По всем выбранным станциям за пятилетний период (с 1961 по 1965 г.) были рассчитаны значения $u_{ос}$ за каждый месяц. Расчет производился по данным основных метеорологических таблиц ТМ-1 и представлял собой выборку и дальнейшее осреднение всех результатов измерения скорости ветра (по флюгеру), совпадающих по времени с периодом выпадения осадков. В тех случаях, когда осадки выпадали между сроками измерения ветра, выбирался результат измерения, ближайший по времени к выпадению осадков. Кроме того, за те же месяцы подсчитывалось число дней с осадками. Дальнейшая обработка производилась отдельно для летних и зимних месяцев.

На корреляционные графики были нанесены значения $u_{ос}$ (по ординате) и u (по абсциссе), причем графики строились по данным всех станций, предварительно рассортированным по пятидневным градациям числа дней с осадками. Для примера на рис. 2 приведено два таких графика для зимних месяцев. График, помещенный в левой части рисунка, характеризует связь между значениями u и $u_{ос}$ при числе дней с осадками в месяц от 1 до 5. В правой части рисунка — такой же график для числа дней с осадками от 26 до 31. Всего было построено 12 таких графиков (шесть для лета и шесть для зимы). По ним были найдены уравнения линий связи между величинами $u_{ос}$ и u . Для характеристики тесноты связи рассчитаны значения коэффициентов корреляции $r_{u_{ос}, u}$ между этими величинами, а также средние квадратические

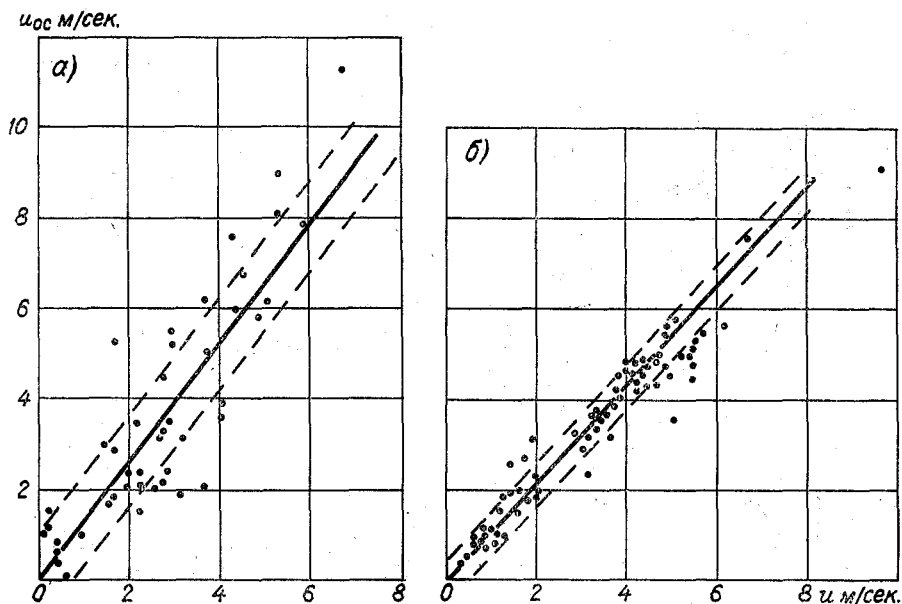


Рис. 2. Графики связи между $u_{ос}$ и u при числе дней с осадками от 1 до 5 за месяц (а) и от 26 до 31 (б).

отклонения σ_u экспериментальных точек от линий связи. (На рис. 2 пунктирными линиями показана граница значений σ_u). Поскольку линии связи оказались прямыми, проходящими через начало координат, их уравнения имеют один и тот же вид:

$$u_{ос} = au,$$

и различаются лишь величиной коэффициента a .

В табл. 1 приведены значения a , $r_{u_{ос}, u}$ и σ_u для всех двенадцати графиков связи скоростей ветра u и $u_{ос}$, а также значения σ_r , характеризующие точность вычисления коэффициентов корреляции, и число точек n на каждом из графиков связи. Данные табл. 1 нанесены на графики (рис. 3—5), которые наглядно иллюстрируют зависимость величин a , $r_{u_{ос}, u}$ и σ_u от числа дней с осадками в месяце (D).

Пользуясь графиками рис. 3 и зная число дней с осадками за месяц (D), можно определить величину a , на которую затем умножается средняя скорость ветра u и в результате получается средняя за данный ме-

Таблица 1

Величины a , $r_{u_{oc}}$, σ_r и σ_u , характеризующие графики связи месячных значений u_{oc} и u в разных грациях числа дней с осадками в месяце (D)

D	Лето (период с жидкими осадками)					Зима (период с твердыми и смешанными осадками)				
	$a = \frac{u_{oc}}{u}$	$r_{u_{oc}}$	$\pm \sigma_r$	$\pm \sigma_u$	n	$a = \frac{u_{oc}}{u}$	$r_{u_{oc}}$	$\pm \sigma_r$	$\pm \sigma_u$	n
1—5	1,31	0,46	0,09	1,2	82	1,33	0,77	0,06	1,1	50
6—10	1,15	0,70	0,04	0,9	157	1,26	0,84	0,02	0,9	169
11—15	1,19	0,78	0,03	0,8	185	1,25	0,85	0,02	0,8	237
16—20	1,13	0,92	0,01	0,5	141	1,18	0,85	0,02	0,7	240
21—25	1,12	0,95	0,02	0,5	33	1,09	0,94	0,01	0,5	191
26—30	—	—	—	—	2	1,06	0,97	0,01	0,5	72

сяц скорость ветра во время осадков u_{oc} . С увеличением числа дней с осадками в месяце значение u_{oc} приближается к u , но не становится равным ему даже при $n=30$, так как осадки выпадают не непрерывно

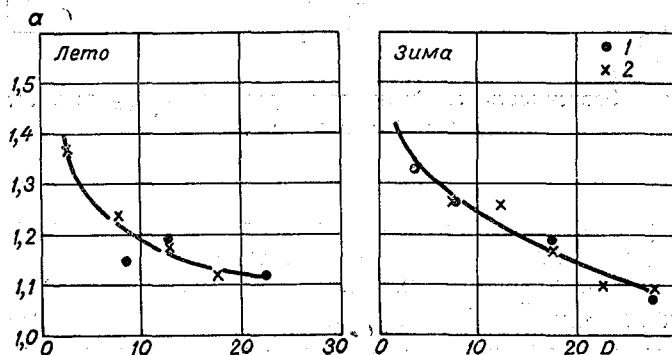


Рис. 3. Зависимость коэффициента a от числа дней с осадками за месяц D для периодов с жидкими (лето) и твердыми и смешанными (зима) осадками.

1 — значения, полученные при обработке данных за отдельные месяцы; 2 — значения, полученные по данным, осредненным за 5 лет.

в течение месяца. Весь диапазон изменений коэффициента a ограничен значениями от 1,40 до 1,08. В среднем скорость ветра во время осадков на 15—25% выше средних месячных ее значений.

Рисунок 4 иллюстрирует естественное увеличение тесноты связи между величинами u_{oc} и u при увеличении D . Вполне закономерно, что значения $r_{u_{oc}}$, u для зимы больше, чем для лета, так как продолжительность снегопадов, как правило, больше, чем дождей.

Рисунок 5 характеризует точность определения u_{oc} данным способом. Чем больше число дней с осадками в месяце, тем с меньшей погрешностью определяется величина u_{oc} . Для средних условий (зимой), когда средняя месячная скорость ветра $u=3$ м/сек., а число дней с осадками за месяц $D=15$, получаем:

$$u_{oc} = (3,5 \pm 0,6) \text{ м/сек.}$$

Нужно заметить, что при вычислении u_{oc} за отдельные месяцы точность данного метода невелика — случайная ошибка (σ_u) соизмерима с систе-

матическим различием значений u и $u_{ос}$. Однако сведения о скоростях ветра во время осадков за отдельные конкретные месяцы используются сравнительно редко. Значительно больший интерес вызывают обычно средние многолетние месячные значения $u_{ос}$. В частности, при определении поправочных коэффициентов к месячным нормам осадков, учитывающих влияние ветра на показания осадкомера, необходимо было знать именно среднее многолетнее значение скорости ветра во время осадков.

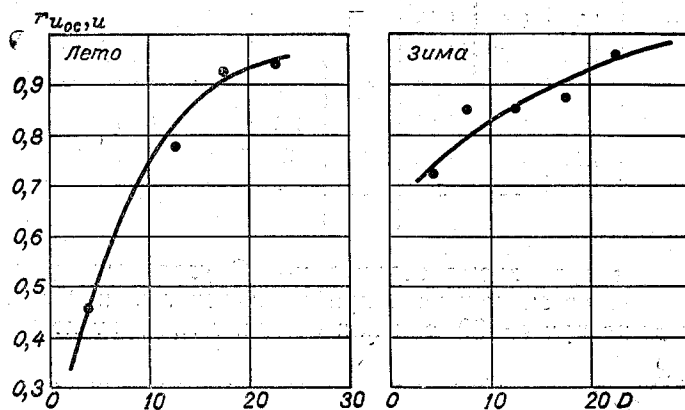


Рис. 4. Зависимость коэффициента корреляции $r_{u_{ос}, u}$ от числа дней с осадками за месяц D .

Поскольку из рис. 3 ясно, что зависимость a от D нелинейна, следовало проверить, можно ли пользоваться ею не для конкретных месячных значений $u_{ос}$, для которых она была построена, а для средних многолетних величин $\bar{u}_{ос}$. Проверка была сделана на том же исходном материале, но на графики связи наносились месячные значения $u_{ос}$ и u средние за 5 лет:

$$\bar{u}_{ос} = \frac{1}{5} \sum_1^5 u_{ос}; \quad \bar{u} = \frac{1}{5} \sum_1^5 u.$$

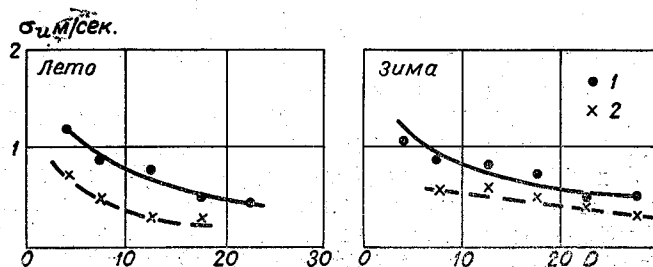


Рис. 5. Средние квадратические отклонения σ_u экспериментальных точек от линий связи между величинами $u_{ос}$ и u при разном числе дней с осадками за месяц.
Усл. обозначения см. рис. 3.

Числа дней D для каждого месяца года также осреднялись за 5-летний период.

Дальнейшая обработка производилась точно так же, как ранее для данных за отдельные месяцы. В результате получились значения a и σ_u , нанесенные на те же графики рис. 3 и 5. Оказалось, что значения a , полученные по средним за 5 лет величинам \bar{u} и $\bar{u}_{ос}$ очень близки к кривой, построенной по данным за отдельные месяцы, что свидетельствует о надежной возможности использования этой кривой при вычислении средних многолетних значений $\bar{u}_{ос}$.

Величины σ_u , естественно, заметно уменьшились, т. е. точность расчета средних 5-летних значений $\bar{u}_{ос}$ выше, чем величин $u_{ос}$ за отдельные месяцы. Поскольку период осреднения при вычислении норм скоростей ветра обычно еще больше, чем использованный нами 5-летний интервал, можно утверждать, что погрешность расчета нормы $\bar{u}_{ос}$ будет еще меньше.

Таким образом, описанный метод дает возможность по известной средней месячной (или средней многолетней месячной) скорости ветра и по числу дней с осадками в месяце рассчитывать средние характеристики скорости ветра во время выпадения осадков.

Далее следовало проверить, насколько возможно применение полученных зависимостей в различных климатических условиях.

Поскольку исходные данные для определения коэффициента осреднены по всей территории Советского Союза, нужно было установить, не дает ли где-нибудь применение найденной зависимости $a=f(D)$ при расчете $u_{ос}$ значительных систематических отклонений от фактических значений скорости ветра во время осадков.

С этой целью был выбран ряд станций в различных по климатическим условиям районах Советского Союза. Для них были рассчитаны описанным способом значения $\bar{u}_{ос, р}$ (средние за пятилетие) и сопоставлены с фактически наблюдаемыми и осредненными за тот же период значениями скорости ветра во время осадков $\bar{u}_{ос, ф}$. Результаты этого сопоставления для нескольких станций приведены на рис. 6. Данные разных станций нанесены различными значками. Для сравнения в левой части рисунка даны графики связи величин \bar{u} и $\bar{u}_{ос, ф}$, на которых наглядно видно систематическое преувеличение скоростей ветра во время осадков по сравнению с их средними месячными значениями.

На графиках, помещенных в правой части рис. 6, показано, что в среднем для всех рассматриваемых станций уже нет систематического различия между рассчитанными величинами $\bar{u}_{ос, р}$ и фактически наблюдаемыми скоростями ветра во время осадков $\bar{u}_{ос, ф}$. Однако нужно заметить, что для отдельных станций (например, Марково или Вильсанди) некоторое систематическое отклонение точек от биссектрисы все-таки есть, хотя и очень небольшое. Это, очевидно, вполне закономерное явление, характеризующее определенные особенности синоптических процессов в разных географических районах. По-видимому, усиление ветра во время осадков наблюдается повсеместно, но в разной степени даже при одном и том же числе дней с осадками за месяц. Если учесть еще и продолжительность осадков, и тип синоптического процесса, тогда можно было бы еще более точно определить связь \bar{u} с $\bar{u}_{ос}$. Однако вряд ли целесообразно предпринимать такие громоздкие разработки, чтобы получить столь незначительное уточнение связи, которой и без того можно пользоваться с достаточной для практики точностью.

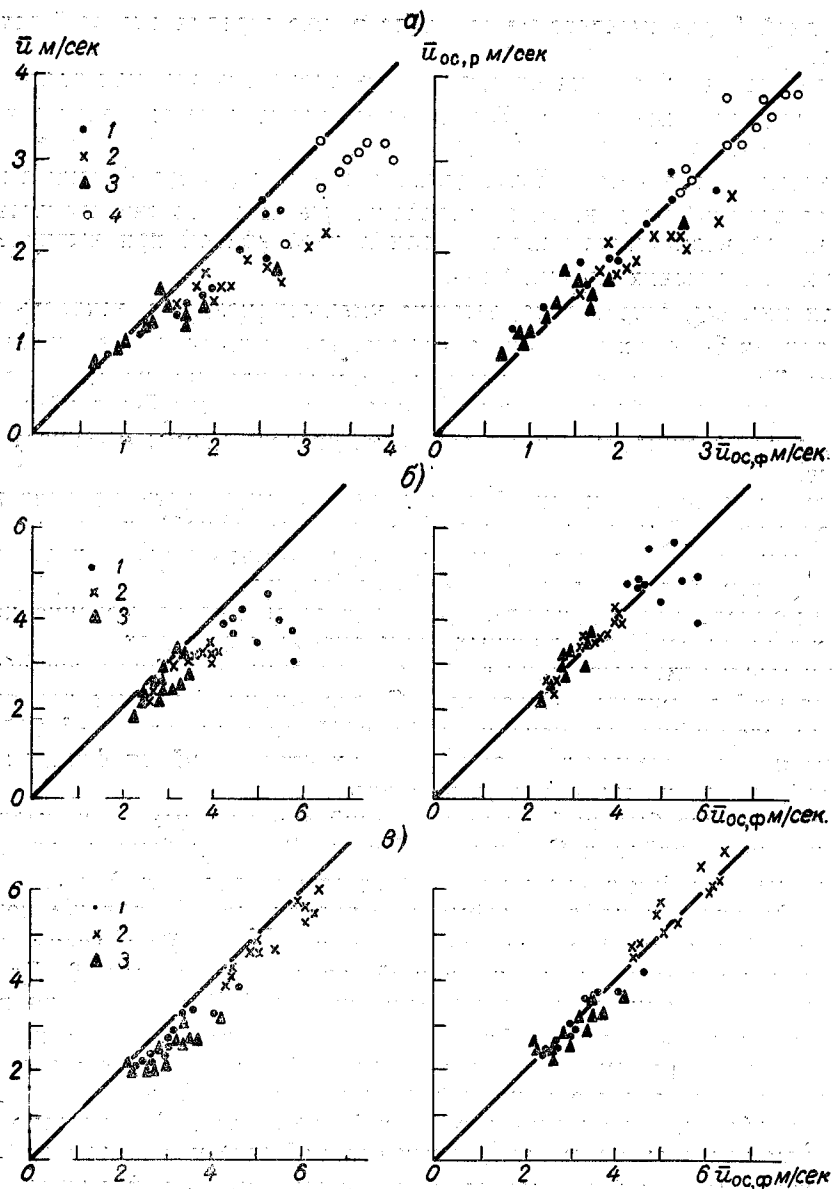


Рис. 6. Сравнение средней месячной скорости ветра \bar{u} и скорости ветра во время осадков $u_{ос,р}$, рассчитанной предложенным способом, со скоростью ветра во время осадков $u_{ос,ф}$, полученной из фактических измерений, для станций, расположенных в разных климатических условиях.

а) 1 — Чита, 2 — Марково, 3 — Средняк, 4 — Сургут; б) 1 — Аральское море, 2 — Омск, 3 — Иман; в) 1 — Пинск, 2 — Вильсанди, 3 — Балцаты.

Выводы

1. Предлагаемый способ расчета средней месячной скорости ветра во время осадков основан на исследовании связи между этой скоростью и скоростью ветра, осредненной по всем срокам измерения ветра за месяц. Коэффициент a , позволяющий рассчитывать скорость ветра во

время осадков ($u_{ос}$) по известной средней месячной скорости ветра (u), зависит от числа дней с осадками за месяц (D). Вид функции $a=f(D)$ определен графически для сезонов с жидкими и твердыми осадками отдельно.

2. Точность расчета величины $u_{ос}$ данным способом определена — она увеличивается с ростом числа дней с осадками в месяце. Средняя квадратическая погрешность определения $u_{ос}$ для средних условий составляет $\pm(0,5 \div 0,8)$ м/сек. при расчете величины $u_{ос}$ за отдельные месяцы. При вычислении средних многолетних значений $u_{ос}$ точность возрастает. Уже при осреднении за 5 лет $\sigma_u = \pm(0,3 \div 0,4)$ м/сек.

3. Проверка полученного способа в разных климатических районах показала, что некоторое систематическое отличие величин $u_{ос}$, рассчитанных этим способом, от фактически наблюдаемых скоростей ветра во время осадков в некоторых районах все-таки имеет место. Однако оно очень невелико (значительно меньше разницы между величинами $u_{ос}$ и u), и для большинства практических целей им, очевидно, можно пренебречь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цвид А. А., Данилов В. А. О связи количества влаги, выпадающей на вертикальные поверхности, со скоростью ветра и осадками. Сб. научных работ Дальневосточного Промстройинипроекта, вып. 6. Хабаровское книжное издательство, 1964.
2. Ключкин Н. К., Мельникова Т. В. К вопросу об измерении осадков. Труды ГГО, вып. 88, 1960.
3. Кузнецова Л. П. Сравнение скорости ветра и температуры воздуха во время выпадения осадков с их средними месячными значениями. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
4. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
5. Богданова Э. Г. Учет ветровой погрешности измерения осадков при вычислении их средних многолетних значений (норм). Труды ГГО, вып. 215, 1968.
6. Швер Ц. А. Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Гидрометеонздат, Л., 1965.

СРАВНЕНИЕ ПОКАЗАНИЙ НАЗЕМНЫХ ДОЖДЕМЕРОВ РАЗЛИЧНЫХ КОНСТРУКЦИЙ

В работах, относящихся к точности измерения жидких осадков, неоднократно упоминались в качестве возможного эталона наземные дождемеры, т. е. дождемеры с приемным отверстием, расположенным вровень с поверхностью почвы [1, 5]. Так как в настоящее время вопрос о систематических погрешностях стандартных осадкомерных приборов достаточно хорошо изучен [2], можно утверждать, что из всех видов дождемеров только наземный свободен от наибольшей по величине систематической ошибки, вызываемой аэродинамическим эффектом. Однако применение его в качестве эталонного прибора при сравнениях с обычными дождемерами или для непосредственного измерения осадков на метеорологических станциях вызывает иногда возражения из-за возможного забрызгивания. Для того чтобы избежать забрызгивания, рядом авторов в разное время было предложено несколько видов противобрызговых защит [5], а в работах [3, 4] специально исследовался вопрос об интенсивности разбрызгивания дождевых капель. Наряду с лабораторными исследованиями, в 1963 г. на экспериментальных базах по усовершенствованию методики измерения осадков были установлены наземные дождемеры, окруженные различными противобрызговыми защитами. В настоящее время накоплено большое количество экспериментального материала, поэтому можно, по-видимому, окончательно ответить на вопрос, влияет ли забрызгивание на показания наземных дождемеров, снабженных противобрызговыми защитами. Если

Таблица 1

Перечень сравниваемых дождемеров

Вид наземного дождемера	Число измерений	Сумма собранных осадков, мм
Ямочный осадкомер. (Ведро осадкомера Третьякова в яме диаметром 120 см)	1289	4843
Ямочный дождемер. (Ведро дождемера с защитой Нифера в яме диаметром 150 см)	1289	4838
Дождемер с решеткой. (Ведро осадкомера, окруженное квадратной решеткой. Сторона квадрата 100 см)	353	1837
Дождемер с жалюзи. (Ведро осадкомера, окруженное круглой жалюзийной защитой диаметром 100 см)	489	1499
Осадкомер с сеткой. (Ямочный осадкомер с сеткой на яме. Диаметр ячеек 0,5 см)	662	2128
Дождемер с сеткой. (Ямочный дождемер с сеткой на яме)	582	1238
Дождемер ГГИ-3000	427	1960

между показаниями этих дождемеров нет систематических различий, а суммы собранных ими осадков различаются не больше, чем на 1,5—2%, то забрызгивания не происходит. В табл. 1 перечислены виды наземных дождемеров, с которыми проводился эксперимент, число случаев наблюдений по каждому дождемеру и суммы собранных осадков. Подробное описание конструкций противобрызговых защит, их установка и внешний вид подробно описаны в статье [5]. Чтобы избежать расхождений в показаниях наземных дождемеров за счет разной интенсивности испарения собранных осадков из дождемерного и осадкомерного ведер, для сравнений был взят только тот период наблюдений, в который осадки измерялись сразу же после их выпадения. При обработке учитывались также потери на смачивание.

Показания всех дождемеров сравнивались с показаниями простейшего наземного дождемера — ямочного осадкомера (табл. 1). Результаты сравнений представлены на рис. 1. На всех графиках рис. 1 по оси абсцисс отложены разности показаний (Δ мм) между наземными дождемерами и ямочным осадкомером; по оси ординат — вероятность ($P\%$) этих разностей. Эти графики позволяют судить о том, являются ли различия в показаниях приборов случайными или систематическими. Если в большинстве случаев ($P_{\text{макс}}$) показания дождемеров одинаковы ($\Delta=0$) и распределение остальных значений Δ симметрично относительно нуля, можно с достаточной степенью точности считать, что дождемеры в среднем собирают одинаковое количество осадков и различия в их показаниях объясняются случайным разбросом. Этим условиям отвечают показания ямочного дождемера, дождемера с решеткой и дождемера с жалюзи (рис. 1, а, б, в). Для дождемеров с сеткой эти условия выполняются несколько хуже. На рис. 1 г, д заметно нарушение симметрии в сторону положительных значений Δ , т. е. дождемеры с сеткой систематически собирают большее количество осадков, чем ямочный осадкомер. Объясняется это тем, что в дождемеры с сеткой попадает часть брызг с сетки. Особенно отчетливо это заметно при крупнокапельных ливневых дождях.

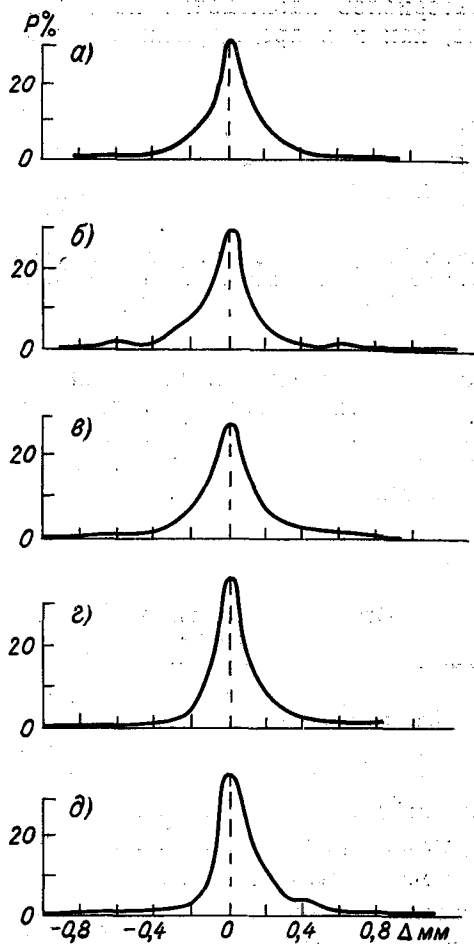


Рис. 1. Распределение повторяемости разностей между показаниями наземных дождемеров и ямочным осадкомером.

а — ямочный дождемер, б — дождемер с решеткой, в — дождемер с жалюзи, г — осадкомер с сеткой, д — дождемер с сеткой.

Кроме перечисленных выше пяти видов наземных дождемеров, анализировались также материалы наблюдений по наземному дождемеру ГГИ-3000. Этот дождемер устанавливается так, что поверхность почвы почти вплотную примыкает к краям приемного отверстия. Сам дождемер снабжен плоской воронкой. В сравнение вошли случаи наблюдений по дождемеру, окруженному травяной растительностью. Можно было заранее предположить, что в данном случае будет иметь место забрызгивание в воронку дождемера и выбрызгивание из нее части осадков, причем количественно выбрызгивание должно быть больше. Обработка материалов наблюдений по дождемеру ГГИ-3000 производилась так же, как и в предыдущих случаях. Результат представлен на рис. 2.

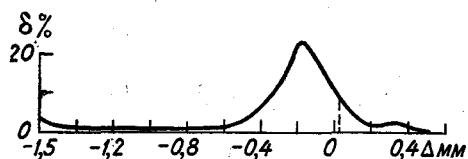


Рис. 2. Распределение повторяемости разностей между показаниями дождемера ГГИ-3000 и ямочного осадкомера.

В отличие от графиков рис. 1 (а, б, в), на рис. 2 отчетливо заметно, что $P_{\text{макс}}$ приходится на $\Delta = -0,2$ мм и вся кривая резко несимметрична относительно $\Delta = 0$, т. е. дождемер ГГИ-3000 собирает меньшее количество осадков, чем другие наземные дождемеры.

В табл. 2 приведены величины относительных погрешностей показаний различных наземных дождемеров при сравнении их с условно принятым за эталон ямочным осадкомером. Для всех приборов, кроме дождемера ГГИ-3000, эта погрешность не превышает 1,5%. Для ямочного дождемера, дождемера с решеткой и дождемера с жалюзи она является случайной; практически эти дождемеры собирают одинаковое

Таблица 2

Относительная погрешность показаний различных дождемеров при сравнении их с эталоном (ямочным осадкомером)

Вид наземного дождемера	Сумма осадков, мм		Разность, мм	Относительная погрешность, %
	наземный дождемер	эталон		
Ямочный дождемер	4838	4843	-5,3	-0,1
Дождемер с решеткой	1837	1827	9,4	0,5
Дождемер с жалюзи	1499	1480	19,3	1,3
Осадкомер с сеткой	2128	2119	9,0	0,4
Дождемер с сеткой	1238	1223	14,5	1,2
Дождемер ГГИ-3000	1960	2074	-114,4	-5,5

количество осадков. Следовательно, эти три вида противобрызговых защит дают хорошие результаты, и любой из этих наземных дождемеров может быть использован в качестве эталона для сравнения с ним показаний дождемеров, установленных на некоторой высоте над поверхностью почвы. Наземные дождемеры могут применяться также для наблюдений за жидкими осадками на сети метеорологических станций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Струзер Л. Р. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков. Труды ГГО, вып. 175, 1965.
2. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
3. Струзер Л. Р., Дьячкова Т. В. О разбрызгивании дождевых капель. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
4. Струзер Л. Р. [и др.]. О погрешностях измерения осадков наземными дождемерами при наличии ветра. Труды ГГО, вып. 215, 1968.
5. Горбунова И. Г. Предварительные результаты исследований в Воейково погрешностей измерения жидких осадков. Труды ГГО, вып. 175, 1965.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНЫХ СЛУЧАЯХ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

Точное определение размеров и веса гололедно-изморозевых образований имеет очень большое практическое значение, так как именно эти величины определяют расчетные нагрузки от гололеда, изморози и ветра при сооружении линий связи и электропередачи.

Преувеличение истинных значений гололедно-изморозевых нагрузок сопряжено с излишними вложениями больших средств и материалов, а недооценка реальных условий гололедности района может привести к целому ряду серьезных аварий.

Наблюдения над обледенением на сети станций и постов Гидрометслужбы проводятся на проводах специального гололедного станка. Недостатки указанного метода наблюдений общеизвестны. Это прежде всего малая высота подвеса проводов, жесткость их крепления и недостаточная длина провода, на котором происходит обледенение. Данные, полученные в результате наблюдений по гололедному станку, могут только очень приблизительно характеризовать величины обледенения на проводах в естественных условиях, т. е. на проводах, свободно подвешенных на высоте 10 м и более над землей.

При наблюдениях над обледенением по проводам гололедного станка при существующей методике определяется:

- 1) вид обледенения,
- 2) продолжительность нарастания отложения,
- 3) максимальный размер отложения,
- 4) вес максимального отложения на 1 м провода,
- 5) общая продолжительность случая, т. е. период с момента появления отложения на проводах до полного его исчезновения.

Следует отметить, что продолжительность случая отложения может быть самой различной, от доли часа и до нескольких суток. На протяжении этого периода стадии обледенения могут чередоваться: стадия нарастания может сменяться стадией сохранения и разрушения отложения, затем снова возобновляться.

Гололедный станок оборудован четырьмя проводами, два из них расположены по линии север — юг один над другим (меридиональные провода) и два — по линии запад — восток закреплены аналогичным образом (широтные провода). Нижние провода (широтный и меридиональный) при наблюдениях не снимаются и называются постоянными, верхние провода снимаются для взвешивания отложения и называются сменными.

Для определения стадии обледенения 20-сантиметровые участки нижних (постоянных) проводов систематически очищаются от отложения и по ним устанавливается, продолжается или уже прекратился процесс обледенения.

При прекращении нарастания, т. е. при достижении отложением максимальных размеров, верхние провода снимаются, уносятся в помещение и после оттаивания осадка с определенного участка провода (25 см) производится определение веса отложения на один погонный метр провода. Перед снятием сменного провода на нем производится измерение диаметра и толщины отложения так же, как это делается и на постоянном проводе.

В случае если продолжительность нарастания сравнительно невелика и процесс проходил непрерывно, такой метод определения веса отложения не вызывает особых возражений. Оба провода (сменный и постоянный) находятся примерно в одинаковых условиях (превышение первого над вторым примерно 30 см), и максимальные размеры отложения, определенные на постоянном проводе, согласуются с весом этого отложения, определенным по сменному проводу.

Совершенно другая картина отмечается при продолжительных случаях обледенения, когда после прекращения нарастания, снятия сменного провода для определения веса отложения и замены его запасным возобновляется нарастание льда. В соответствии с рекомендованной методикой следует повторно определить вес вновь образовавшегося отложения на сменном проводе уже независимо от его размеров и просуммировать с ранее определенным весом. А так как при определении веса на сменном проводе определяются и размеры отложения, то и они должны суммироваться.

Такая рекомендация, на первый взгляд совершенно логичная, на самом деле не учитывает особенностей процесса образования льда на проводах различного диаметра. Различие диаметров проводов, на которых происходит осаждение переохлажденных капель, сказывается и на приросте размера отложения и его веса. Поэтому нельзя отождествлять процесс роста отложений на сменном проводе, диаметр которого для начала каждой стадии нарастания равен 5 мм, и на постоянном проводе, диаметр которого учитывал уже имеющееся отложение льда или снега значительно больше 5 мм. По всей вероятности и температурные различия проводов также играют какую-то роль, однако можно полагать, что эти различия будут сказываться лишь в первый момент, пока сменный провод не покроется коркой льда, после чего температурные условия проводов должны сравняться. На этот счет мы не располагаем никаким экспериментальным материалом, который мог бы подтвердить или опровергнуть наше предположение.

Результаты многократного определения веса и размеров отложений на сменном проводе и их последовательного суммирования приведены в табл. 1.

Из рассмотрения этой таблицы видно, что, чем больше число измерений отложений на сменном проводе, тем больше расхождение между максимальным размером отложения на постоянном проводе, полученным в результате естественного нарастания отложения за весь данный случай обледенения, и максимальным размером, полученным путем суммирования результатов измерений на сменном проводе.

Метод последовательного суммирования размеров и веса отложений можно применять и в связи с тем, что осадок (в особенности кристаллическая изморозь) под действием ветра и других факторов осыпается с постоянного провода и мы получаем заниженные размеры и вес. Это нельзя считать достаточно основательным потому, что осыпается в основном кристаллическая изморозь, которая не определяет нагрузку на провода. К тому же если она осыпается с проводов гололедного станка, то еще в большей степени осыпается с проводов линий электро-

передачи, поэтому при измерении оставшегося на проводе количества осадка получаются более достоверные величины, которые и нужны для практических целей.

Следует также иметь в виду, что погрешности, допускаемые наблюдателем при определении размеров отложений, усугубляются при многократных измерениях.

Таблица 1

Максимальные размеры отложения на постоянном и сменном проводах

Станция	Дата	Вид отложения	Продолжительность в часах		Число измерений	Размеры отложения при суммировании		Максимальный размер на постоянном проводе (D)	
			нарастания	случая		D мм	T мм	широтный	меридиональный
Остров Визе	25/IX 1966 г.	∞∇∇	95	544	9	203	—	37	42
	23/XI 1966 г.	∇∞∇	198	624	3	164	97	68	60
	22/I 1966 г.	∇	714	1576	18	484	200	79	67
Ругозеро	17/XII 1967 г.	∇	50	342	5	81	57	49	46
Шугозеро	21/XI 1968 г.	∇	29	60	3	182	161	61	66
Винницы	18/XI 1968 г.	∞∇∞	60	221	9	63	43	49	47

Из табл. 1 следует, что указанное соотношение справедливо для различных видов отложений (изморозь с гололедом, чистая изморозь и др.). Аналогичным образом соотносятся и веса обледенения, определенные по максимальному отложению на постоянном проводе и путем суммирования отдельных измерений на сменном проводе при каждом прекращении стадии нарастания. Так, по ст. Ругозеро веса, определенные первым и вторым способом для одного случая обледенения, оказались равными соответственно 32 и 72 г, а по ст. Шугозеро — примерно 168 и 200 г.

По материалам многолетних наблюдений над обледенением на ст. Новый Пятигорск, достоверность которых не вызывает сомнений, можно проследить за влиянием толщины провода на размеры и вес отложений.

На рис. 1 показано изменение размеров гололеда и его веса в зависимости от толщины провода на высоте 12 м в процентах к размеру и весу отложения на основном (5- или 4-мм) проводе. Рисунки 2 и 3 построены на основании аналогичных данных для гололеда и сложного отложения для высот 8 и 2 м.

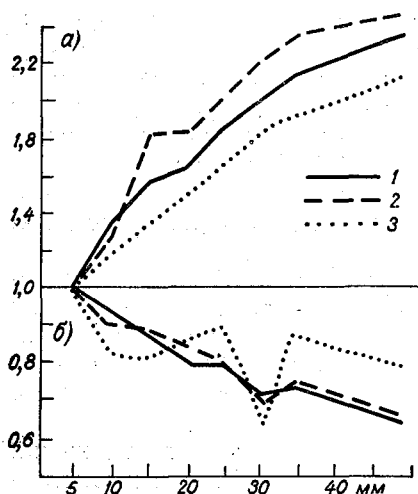


Рис. 1. Зависимость веса (а) и размеров (б) отложений от диаметра провода (по отношению к размеру и весу на 5-мм проводе). Высота 12 м.

1 — сложное отложение, 2 — гололед, 3 — изморозь.

Рисунок 1 со всей очевидностью свидетельствует об уменьшении размеров отложений и об увеличении их веса по мере роста диаметра провода. Не вполне однозначно изменяется количество изморози, что может быть отнесено за счет трудностей определения размеров этого хрупкого осадка вследствие его осыпания.

Графики 2 и 3 подтверждают эту закономерность. К сожалению, для этих высот мы располагаем данными лишь о весе сложного отложения и только для высоты 8 м.

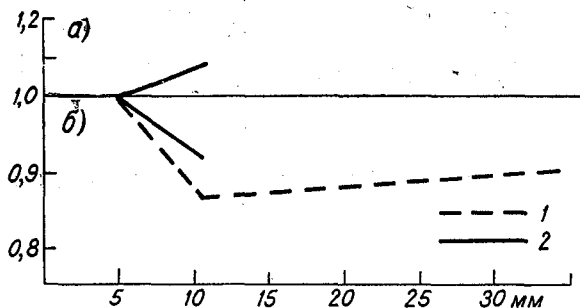


Рис. 2. Зависимость веса (а) и размеров (б) отложений от диаметра провода. Высота 8 м.
1 — гололед, 2 — сложное отложение.

Достаточно стабильной характеристикой отложения, в весьма малой степени зависящей от толщины провода, является плотность. Правда, небольшая тенденция к увеличению этого параметра с увеличением толщины провода наблюдается, однако это увеличение в большинстве случаев незначительно и его можно не принимать во внимание (табл. 2).

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что рекомендации, помещенные в «Изменениях и дополнениях к Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 3, ч. II, изданных в 1965 г., а также в «Наставлении», вып. 3, ч. II, изданном в 1969 г., о том, что при обобщении данных по наблюдениям над продолжительным обледенением в случае возобновления процесса нарастания нужно суммировать все значения определения величины веса, а также диаметра и толщины обледенения, не может быть принята. В таких случаях вес может служить только для получения плотности отложения. А вес для последующего обобщения должен определяться по максимальным размерам отложения на постоянном проводе и по среднему значению плотности, полученной из ряда измерений на съемном проводе.

Процесс обледенения достаточно сложен, и безусловно не только размеры провода влияют на толщину и вес отложения. Немаловажное значение здесь могут иметь и температурные различия постоянного и съемного проводов, которым мы в данном случае не придавали значения, и связанные с этим теплофизические свойства отложения на первой

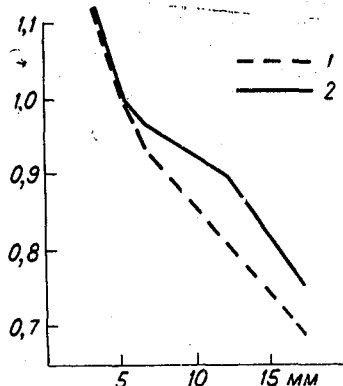


Рис. 3. Зависимость размеров отложений от диаметра провода. Высота 2 м.
1 — гололед, 2 — сложное отложение.

Таблица 2

**Плотность отложений (г/см³) на проводах
различного диаметра на высоте 12 м**

Вид от- ложения	Диаметр провода, мм							
	5	10	15	20	25	30	34	48
S	0,358	0,351	0,353	0,386	0,364	0,377		
S V	0,181		0,231		0,264		0,279	0,297
S V	0,188	0,238	0,278	0,292	0,318	0,326		
V	0,121		0,132		0,136		0,136	0,134
V	0,023	0,031	0,030			0,035		

стадии процесса. Ответить с достаточной подробностью на все эти вопросы можно будет лишь после постановки и проведения соответствующих экспериментов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I, 1958.
2. Изменения и дополнения к «Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 3, ч. II, 1965.
3. Наставление гидрометстанциям и постам, вып. 3, ч. II, 1969.
4. Бургсдорф В. В. Сооружение и эксплуатация линий электропередачи в сильно гололедных районах. Госэнергоиздат, 1947.
5. Б а с с а р с к а я Г. А., Р у д н е в а А. В. Гололедные нагрузки на провода. Гидрометеоздат, Л., 1967.

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА СУТОЧНЫХ СУММ ПОТОКА ТЕПЛА В ПОЧВЕ

1. В соответствии с теорией, развитой в работах [2 и 3], в Руководстве [1] рекомендуется средний поток тепла в почве за интервал τ между двумя соседними сроками наблюдений вычислять по формуле

$$P' = \frac{c}{\tau} S', \quad (1)$$

где c — объемная теплоемкость верхнего 20-см слоя почвы, τ — продолжительность интервала, S' — функция, характеризующая изменение температуры указанного слоя от срока к сроку. Она находится по соотношению

$$S' = S_0 + S_5 + S_{10} + S_{15} + S_{20} = \sum_{i=0, 5, \dots, 20} S_i. \quad (2)$$

Индексы при слагаемых правой части указывают глубины измерения температуры почвы (в сантиметрах). Значения S_i представляют собой произведения вида

$$S_i = 20r_i \Delta t_i, \quad (3)$$

где r_i — численный коэффициент, разный для различных глубин i , Δt_i — разность температуры почвы на i -той глубине в последующий и предыдущий из двух соседних сроков измерения температуры. Расчеты Δt_i , а потому и S_i , S' , P' , согласно [1], выполняются по средним за каждую декаду результатам наблюдений над температурой почвы на глубинах 0, 5, 10, 15 и 20 см в стандартные сроки градиентных наблюдений 1, 7, 10, 13, 16 и 19 час. местного среднего солнечного времени. Для расчета P' используется, кроме того, найденная для данной декады объемная теплоемкость почвы.

Для расчета средних за декаду суточных сумм потока тепла в почве $Q_{\text{сут}}$ по [1] выполняются следующие операции:

а) нахождение средних за декаду значений потока в каждый срок наблюдений как средних арифметических из средних потоков за два интервала, примыкающих к данному сроку:

$$P_k = \frac{P'_{(k-1)-k} + P'_{k-(k+1)}}{2}. \quad (4)$$

Так, например, для срока 13 час.

$$P_{13} = \frac{P'_{10-13} + P'_{13-16}}{2};$$

б) вычисление среднего за декаду среднего суточного потока тепла по формуле

$$P_{\text{ср.сут}} = \frac{P_1 + P_7 + P_{10} + P_{13} + P_{16} + P_{19} + \frac{P_1 + P_7}{2} + \frac{P_1 + P_{19}}{2}}{8}; \quad (5)$$

в) умножение полученного значения $P_{\text{ср.сут}}$, выражаемого обычно в $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, на число минут в сутках:

$$Q_{\text{сут}} = 1440 P_{\text{ср.сут}} \text{ кал/см}^2. \quad (6)$$

Такой путь вычисления суточной суммы является окольным и излишне громоздким. Его использование вызывает неоправданное увеличение трудоемкости расчетов. Он может быть существенно упрощен. Действительно, рассмотрение способа, которым в работе [3] получена формула (1), показывает, что для нахождения суммы потока за данный интервал между сроками достаточно средний поток P' за этот интервал умножить на его продолжительность τ . Тогда получится

$$Q_{\tau} = \tau P', \quad (7)$$

т. е., согласно формуле (1),

$$Q_{\tau} = c S', \quad (8)$$

а сумма за сутки будет

$$Q_{\text{сут}} = c \sum_{\tau} S', \quad (9)$$

где суммирование производится за все интервалы, образующие расчетные сутки, т. е., согласно [1], за интервалы 1—7, 7—10, 10—13, 13—16, 16—19, 19—1 час. Всего за шесть интервалов, в том числе за два 6-часовых и четыре 3-часовых. Поскольку при обработке результатов измерения температуры почвы на станциях значения S' всегда вычисляются (см. в [1] таблицу ТМ-16р), то расчет по формуле (9) не требует новых промежуточных вычислений и не составляет никакого труда. Этим определение суточной суммы значительно упрощается, ибо вместо формул (1), (4), (5) и (6) можно использовать лишь одну формулу (9).

2. Легко показать, что формула (9) не только значительно упрощает вычисление $Q_{\text{сут}}$ по сравнению с формулой (6), но и уточняет его, ибо она лишена дополнительных погрешностей, связанных с использованием промежуточных формул (4) и (5), и выражает физическое очевидное соотношение: суточная сумма потока есть сумма потоков за все интервалы, из которых состоят данные сутки. Действительно, раскроем формулу (9):

$$c \sum_{\tau} S' = c S'_{1-7} + c S'_{7-10} + c S'_{10-13} + c S'_{13-16} + c S'_{16-19} + c S'_{19-1}.$$

Но, согласно (8), каждое из произведений $c S'$ есть сумма потока за соответствующий интервал, т. е.

$$c \sum_{\tau} S' = Q_{1-7} + Q_{7-10} + Q_{10-13} + Q_{13-16} + Q_{16-19} + Q_{19-1}, \quad (10)$$

что вполне естественно.

Система формул (1) и (4) — (6) на первый взгляд может показаться столь же очевидной. Однако поставим (5) в (6):

$$Q_{\text{сут}} = 1440 \frac{P_1 + P_7 + P_{10} + P_{13} + P_{16} + P_{19} + \frac{P_1 + P_7}{2} + \frac{P_1 + P_{19}}{2}}{8} =$$

$$= 180(2P_1 + 1,5P_7 + P_{10} + P_{13} + P_{16} + 1,5P_{19}),$$

затем воспользуемся (4), тогда получим

$$Q_{\text{сут}} = 180 \left(2 \frac{P'_{19-1} + P'_{1-7}}{2} + 1,5 \frac{P'_{1-7} + P'_{7-10}}{2} + \frac{P'_{7-10} + P'_{10-13}}{2} + \right.$$

$$\left. + \frac{P'_{10-13} + P'_{13-16}}{2} + \frac{P'_{13-16} + P'_{16-19}}{2} + 1,5 \frac{P'_{16-19} + P'_{19-1}}{2} \right) =$$

$$= 180(1,75P'_{1-7} + 1,25P'_{7-10} + P'_{10-13} + P'_{13-16} + 1,25P'_{16-19} + 1,75P'_{19-1}),$$

т. е., на основании (7) имеем

$$Q_{\text{сут}} = 180 \left(1,75 \frac{Q_{1-7}}{360} + 1,25 \frac{Q_{7-10}}{180} + \frac{Q_{10-13}}{180} + \frac{Q_{13-16}}{180} + 1,25 \frac{Q_{16-19}}{180} + \right.$$

$$\left. + 1,75 \frac{Q_{19-1}}{360} \right) = 0,875Q_{1-7} + 1,25Q_{7-10} + Q_{10-13} + Q_{13-16} +$$

$$+ 1,25Q_{16-19} + 0,875Q_{19-1}. \quad (11)$$

Последнее соотношение, полученное из формулы (6), не имеет столь же отчетливого физического смысла, как соотношение (10), полученное из формулы (9). Это свидетельствует о том, что расчеты по формуле (9) не только менее трудоемки, чем методика, изложенная в [1], но и физически более обоснованны.

3. Основной причиной недостаточной обоснованности методики расчета $Q_{\text{сут}}$, приведенной в [1], т. е. причиной малой точности формулы (6), является некорректность операции вычисления значений потоков в сроки по формулам вида (4). При любом реальном суточном ходе потока значения P_k в сроки наблюдений, определенные через средние потоки $P'_{(k-1)-k}$ и $P'_{k-(k+1)}$ за соседние интервалы, окажутся искаженными. При равных интервалах между сроками погрешности вычисления значений P_k не сказались бы на величине суточной суммы, но при неравных интервалах взаимной компенсации этих погрешностей не происходит. Абсолютная погрешность $P_{\text{ср.сут}}$ будет того же порядка, что и абсолютные погрешности P_k за отдельные сроки, а относительная погрешность — значительно больше, чем у P_k , так как сама величина $P_{\text{ср.сут}}$ из-за изменения знака P в суточном ходе обычно в несколько раз меньше, чем величины P_k .

4. Нетрудно найти величину абсолютной погрешности рассматриваемой суммы при вычислении ее по формуле (6) по сравнению с формулой (9). Для этого достаточно вычесть (10) из (11):

$$\Delta Q_{\text{сут}} = -0,125Q_{1-7} + 0,25Q_{7-10} + 0,25Q_{16-19} - 0,125Q_{19-1}$$

или, согласно (7),

$$\Delta Q_{\text{сут}} = -0,125 \cdot 360P'_{1-7} + 0,25 \cdot 180P'_{7-10} + 0,25 \cdot 180P'_{16-19} -$$

$$- 0,125 \cdot 360P'_{19-1} = 45(P'_{7-10} + P'_{16-19} - P'_{19-1} - P'_{1-7}). \quad (12)$$

В умеренных широтах в теплое время года в большинстве случаев $\dot{P}_{16-19} < 0$, но P'_{19-1} и P'_{7-1} тоже почти всегда отрицательны и поэтому $\Delta Q_{сут}$ часто оказывается положительной величиной. Таким образом, методика расчета, рекомендованная в [1], должна большей частью приводить к завышенным значениям вычисляемой величины. Если же учесть, что, согласно [1], декадные суммы потока тепла в почве получаются простым умножением средней за декаду суточной суммы на число дней в декаде, то ошибка в суточной сумме сильно сказывается также на результатах вычисления декадных сумм.

Таблица 1
Сравнение средних за декаду и месяц суточных сумм потока тепла в почве, рассчитанных по формулам (6) и (9). Воейково, июль 1962 г.

Декада	$Q_{сут}$ по формулам		Погрешность (6) относительно (9)	
	(6)	(9)	абсолютная	относительная, %
1	6	4	2	50
2	6	0	6	—
3	1	-2	3	150
Месяц	6	1	5	500

5. Для предварительной опытной проверки изложенных положений были в качестве исходных данных использованы материалы наблюдений над температурой почвы на ст. Воейково в июле 1962 г., опубликованные в приложениях 3 и 5 к [1].

Результаты расчетов, выполненных по формулам (6) и (9), приводятся в табл. 1. В ней указаны также абсолютная и относительная погрешность первого из этих результатов по сравнению со вторым, принятым за эталон.

Из табл. 1 видно, что формула (6) действительно дает значения, заметно отклоняющиеся от фактических в сторону превышения и отличающиеся от последних не только по величине, но в отдельных случаях даже по знаку. Особенно велики относительные погрешности этих значений.

Для получения более полной оценки погрешности формулы (6) были использованы материалы наблюдений над температурой почвы на ст. Пинск за шесть месяцев 1965 г. (с мая по октябрь) и за четыре месяца 1966 г. (с апреля по июль). Для получения более подробных характеристик рассматриваемой погрешности расчет средних за декаду и за месяц значений $Q_{сут}$ производился в данном случае с точностью до десятых долей кал/см²·мин., а не до целых, как рекомендовано в [1]. Результаты приведены в табл. 2.

Данные табл. 2 подтверждают наличие значительных погрешностей в результатах, получающихся по станционной методике по формуле (6). В 31 из 40 случаев (78%) эта методика действительно дает завышенные значения $Q_{сут}$, причем в 15 случаях (38%) имеется расхождение с действительным значением не только по величине, но и по знаку. Лишь в 3 случаях, т. е. только в 8%, относительная погрешность составляет менее 100%; зато в 16 случаях (40%) она превышает 500%, в том числе в 11 случаях (28%) даже достигает или превышает 1000%. Таким образом, значения, получаемые по формуле (6), нередко в 5—10 раз и более превышают фактические.

Полученные здесь результаты проверены и подтверждены также и на других, еще более обширных исходных данных. Материалы этой проверки будут опубликованы в другой статье. Тем самым представляется доказанным, что рекомендуемая в [1] методика расчета суточных сумм потока тепла в почве должна быть заменена расчетом по формуле (9).

Таблица 2.

Средние за декаду и месяц суточные суммы потока тепла в почве, рассчитанные по формулам (6) и (9). Ст. Пинск

Месяц	Декада	По формулам		Расхождение		Месяц	Декада	По формулам		Расхождение	
		(6)	(9)	абсолютное	относительное			(6)	(9)	абсолютное	относительное
1965 г.											
V	1	5,5	0,6	4,9	818	VIII	1	5,5	0,5	5,0	1000
	2	0,0	0,7	-0,7	100		2	0,0	-0,9	0,9	100
	3	8,9	1,4	7,5	536		3	1,7	-1,4	3,1	222
	Месяц	5,5	0,9	4,6	511		Месяц	-1,7	-0,5	2,2	440
VI	1	3,6	1,3	2,3	177	IX	1	8,9	1,1	7,8	710
	2	5,5	0,2	5,3	2650		2	0,0	-1,6	1,6	100
	3	0,0	-1,2	1,2	100		3	0,0	-0,4	0,4	100
	Месяц	5,5	-0,1	5,6	5600		Месяц	3,6	-0,2	3,8	1900
VII	1	1,7	2,0	-0,3	15	X	1	0,0	-2,4	2,4	100
	2	-1,7	1,5	-3,2	213		2	-5,5	-1,2	-4,3	358
	3	7,2	-0,8	8,0	1000		3	-3,6	0,1	-3,7	3700
	Месяц	0,0	0,6	-0,6	100		Месяц	-1,7	-1,1	-0,6	55
1966 г.											
IV	1	11,0	5,2	5,8	112	VI	1	8,9	1,2	7,7	642
	2	1,7	-0,5	2,2	440		2	8,9	1,1	7,8	710
	3	7,2	2,5	4,7	188		3	3,6	-1,2	4,8	400
	Месяц	5,5	2,5	3,0	120		Месяц	5,5	0,2	5,3	2650
V	1	5,5	1,3	4,2	329	VII	1	7,2	0,4	6,8	1700
	2	3,6	-0,3	3,9	1300		2	8,9	3,4	5,5	162
	3	3,6	-0,4	4,0	1000		3	-1,7	-1,4	-0,3	21
	Месяц	3,6	0,3	3,3	1100		Месяц	0,0	0,6	-0,6	100

6. Целесообразно рассмотреть причины, по которым в [1] включен способ расчета $Q_{сут}$, не дающий достаточно точных результатов. По-видимому, одной из них явился неучет специфики значений потока тепла в почве в сроки наблюдений, т. е. значений P_k ($k=1, 7, 10, 13, 16, 19$ час.), по сравнению со значениями турбулентного потока тепла L_k и затраты тепла на испарение V_k в те же сроки. Дело в том, что значения L_k и V_k , как известно [1], получаются из результатов примерно 10-минутных серий градиентных измерений и потому характеризуют лишь сравнительно короткий интервал времени, примыкающий к тому или иному k -тому сроку измерений. В связи с тем, что отсутствуют самописцы, измеряющие величины L и V , и редко используются градиентографы, можно условно принять, что эти величины меняются от срока к сроку более или менее плавно и по срочным значениям L_k и V_k можно построить графики предполагаемого суточного их хода. Тогда суточные суммы этих потоков можно найти планиметрированием полученных

кривых или в первом приближении вычислить по тем или иным простейшим формулам трапеций, заменяющим кривые суточного хода достаточно близкими к ним ломаными линиями. Последняя методика расчета суточных L , V и радиационного баланса, а заодно и суточных сумм потока тепла в почве как раз и рекомендована в [1]. Но механическое ее перенесение на расчет $Q_{\text{сут}}$ в действительности нецелесообразно, ибо значения P_k , в отличие от L_k и V_k , не являются «мгновенными», а вычисляются из «средних» потоков P'_{1-7}, P'_{7-10} ..., которые сами могут быть геометрически интерпретированы как отношение соответствующих площадей на графике суточного хода P к продолжительности соответствующих интервалов или же аналитически вычислены по методике [3] с помощью интегралов, являющихся более точным приближением к площади кривой суточного хода P , чем простые формулы трапеций.

7. После перехода от расчетов по формуле (6) к расчетам по формуле (9) все же сохраняется необходимость в вычислении средних за интервалы значений P' и затем значений этого потока в сами сроки измерений, т. е. значений P_k , поскольку именно эти последние далее используются для расчета турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение методом теплового баланса. Этот метод является основным из рекомендуемых в [1], он действительно наиболее обоснован с физической точки зрения, ибо опирается на закон сохранения энергии, и поэтому, вероятно, еще долго будет использоваться в метеорологических расчетах. Но несмотря на сохранение необходимости в вычислении значений P_k , все-таки расчет по формуле (9) остается менее трудоемким, чем по формуле (6); из трех операций, перечисленных в пункте «1», первая сохраняется, но вторая и третья все же отпадают, а они как раз наиболее трудоемки.

8. Опыт выполнения расчетов по формуле (9), накопленный в последнее время, а также дальнейшее ее рассмотрение приводят к заключению о том, что эта формула может быть упрощена еще более значительно. В самом деле, раскроем правую ее часть с учетом формул (2) и (3). Тогда получим

$$\begin{aligned} c \sum_{\tau} S' &= c \sum_{\tau} \sum_{i=0, 5, \dots, 20} S_i = c \sum_{\tau} \sum_{i=0, 5, \dots, 20} 20r_i \Delta t_i = \\ &= c \sum_{\tau} 20(r_0 \Delta t_0 + r_5 \Delta t_5 + \dots + r_{20} \Delta t_{20}) = c \{ 20[r_0(t_7 - t_1)_0 + \\ &\quad + r_5(t_7 - t_1)_5 + \dots + r_{20}(t_7 - t_1)_{20}] + 20[r_0(t_{10} - t_7)_0 + \\ &\quad + r_5(t_{10} - t_7)_5 + \dots + r_{20}(t_{10} - t_7)_{20}] + \dots + 20[r_0(t'_1 - t_{19})_0 + \\ &\quad + r_5(t'_1 - t_{19})_5 + \dots + r_{20}(t'_1 - t_{19})_{20}] \} = c \{ 20[r_0(t'_1 - t_1) + \\ &\quad + r_5(t'_1 - t_1)_5 + \dots + r_{20}(t'_1 - t_1)_{20}] \} = c \sum_{i=0, 5, \dots, 20} 20r_i(t'_1 - t_1)_i. \end{aligned}$$

В последних формулах значение $t'_{1,i}$ представляет собой температуру на i -той глубине в стандартный срок 1 час «следующих суток». При вычислении средней за декаду $Q_{\text{сут}}$ значение $t'_{1,i}$ находится как средняя температура в срок 1 час за декаду, «смещенную» на один день вперед по сравнению с нормальной, т. е., например, не за период с 1 по 10 число данного месяца, а со 2 по 11 и т. д. Подробнее способ расчета этой величины описан в [1].

Итак, окончательно получаем

$$Q_{\text{сут}} = c \sum_{i=0, 5, \dots, 20} 20r_i(t'_1 - t_1)_i. \quad (13)$$

Из сравнения формул (13) и (9) видно, что расчет по первой из них допускает дальнейшее резкое уменьшение вычислительной работы. Действительно, при ее использовании могли бы отпасть не только три операции, перечисленные в пункте «1», но также и следующие трудоемкие процедуры: вычисление средних за декаду температур на всех глубинах во все сроки, кроме срока 1 час данной и смещенной декады, средних разностей температуры в соседние сроки, средних S_i для всех глубин и интервалов, средних сумм S' , значений $\frac{c}{\tau}$, средних потоков за интервалы. Надобность во всех этих операциях сохраняется лишь постольку, поскольку, как отмечено в пункте «7», знание потоков тепла в почве в сроки градиентных измерений необходимо для расчетов других элементов теплового баланса деятельного слоя в эти же сроки. Поскольку, однако, для получения этих потоков вычисление значений S' будет сохранено, то возникает возможность использования формулы (13) как основной, а формулы (9) как контрольной. Расхождение между $\sum 20r_i(t'_i - t_i)_i$ и значением $\sum \frac{S'}{\tau}$ не должно превышать нескольких сотых долей кал/см²·мин. Оно

связано лишь с округлением при вычислении значений $20 r_i(t'_i - t_i)_i$. Если же это расхождение превышает 0,05 кал/см²·мин., то в расчетах допущена ошибка, которую можно легко обнаружить сравнением значения $20 r_i(t'_i - t_i)_i$ для каждой глубины со значением $\sum S_i$ для этой же глубины.

9. Для иллюстрации упрощений, достигаемых при использовании формул (9) и (13) вместо формулы (6), воспользуемся данными о средней температуре почвы на ст. Пинск за третью декаду августа 1968 г., помещенными в табл. 3.

Для выполнения расчетов по формуле (6) прежде всего найдем разности температуры Δt_i на всех глубинах в последующий и предыдущий сроки (табл. 4).

Далее вычислим значения S_i , S' , $\frac{c}{\tau}$, средние значения P' за интервалы и, наконец, значения P_k в конкретные сроки. При вычислении $\frac{c}{\tau}$ используем найденное на рассматриваемой станции в данную декаду значение $c = 0,42$ кал/см³·град. Вычисления помещены в табл. 5, построенной по форме ТМ-16р из [1].

Таблица 3
Средняя температура почвы на ст. Пинск за третью декаду августа 1968 г.

Срок, часы	Глубина, см				
	0	5	10	15	20
1	15,8	17,3	17,5	17,6	17,4
7	16,3	16,3	16,5	16,7	16,9
10	20,6	17,6	17,2	16,8	17,0
13	23,9	20,8	19,0	17,7	17,2
16	23,7	21,3	19,9	18,5	17,9
19	19,3	20,5	19,5	18,7	18,1
1	16,4	17,7	17,8	17,9	17,8

Таблица 4
Разности температуры, град.

Интервалы времени, часы	Глубина, см				
	0	5	10	15	20
1-7	0,5	-1,0	-1,0	-0,9	-0,5
7-10	4,3	1,3	0,7	0,1	0,1
10-13	3,3	3,2	1,8	0,9	0,2
13-16	-0,2	0,5	0,9	0,8	0,7
16-19	-4,4	-0,8	-0,4	0,2	0,2
19-1	-2,9	-2,8	-1,7	-0,8	-0,3

Используя данные табл. 5, найдем по формуле (5)

$$P_{\text{ср. сут}} = \frac{-0,03 + 0,01 + 0,06 + 0,05 + 0,04 - 0,01 - 0,04}{8} = 0$$

и по формуле (6)

$$Q_{\text{сут}} = 0 \text{ кал/см}^2.$$

Для расчета же по формуле (9) табл. 5 было бы достаточно довести лишь до графы «S'». По сумме в этой графе, равной 5,66, формула (9) дает

$$Q_{\text{сут}} = 0,42 \cdot 5,66 = 2 \text{ кал/см}^2.$$

Для расчета же по формуле (13) таблицы 4 и 5 вообще не нужны, а из табл. 3 и приложения 10 к [1] находим следующие величины:

Глубина, см	0	5	10	15	20
$t_1' - t_1$	0,6	0,4	0,3	0,3	0,4
$20 r_i (t_1' - t_1)$	0,98	2,66	1,05	0,94	0,03

Отсюда $\sum_{i=0,5, \dots, 20} 20 r_i (t_1' - t_1)_i = 5,66$, что действительно совпадает с $\sum S_i'$, а поэтому совпадут и результаты расчета по формулам (9) и (13).

Таблица 5

Расчет потока тепла в почве

Интервал, часы	S_0	S_5	S_{10}	S_{15}	S_{20}	S'	τ	$\frac{c}{\tau}$	P'	Срок, часы	P_k
19—1	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,04	1	-0,03
1—7	0,82	-6,66	-3,50	-2,81	-0,04	-12,19	360	0,0012	-0,02	7	0,01
7—10	7,05	8,66	2,45	0,31	0,01	18,48	180	0,0023	0,04	10	0,06
10—13	5,41	21,31	6,30	2,81	0,02	35,85	180	0,0023	0,08	13	0,05
13—16	-0,33	3,33	3,15	2,50	0,06	8,71	180	0,0023	0,02	16	0,00
16—19	-7,22	-5,33	-1,40	0,62	0,02	-13,31	180	0,0023	-0,03	19	-0,04
19—1	-4,76	-18,65	-5,95	-2,50	-0,02	-31,88	360	0,0012	-0,04		
$\sum S_i$	0,99	2,66	1,05	0,93	0,05	5,66	—	—	—	—	—

10. На основании рассмотренного материала можно сделать следующие выводы:

а) рекомендованная в [1] методика расчета средних за декаду суточных сумм потока тепла в почве приводит к результатам, которые могут отличаться от действительных в 5—10 раз и более и отклоняться от них не только по величине, но и по знаку;

б) расхождение между указанными суммами, вычисленными по [1] и действительными, определяется формулой (12), из которой видно, что первые суммы обычно завышены;

в) методика вычисления $Q_{\text{сут}}$ уточняется и упрощается использованием вместо формулы (6) формул (9) и особенно (13).

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеиздат, Л., 1964.
2. Русин Н. П. Об определении теплообмена в почве на гидрометеорологических станциях. Тр. ГГО, вып. 52 (114), 1955.
3. Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. Тр. ГГО, вып. 39 (101), 1953.

Н. П. ФАТЕЕВ, Л. Л. ПАНКРАТОВИЧ,
Ц. Ш. ОГОРОДНИКОВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ПОПРАВКИ НА ОГРАНИЧЕННОСТЬ ПОТОКА ПРИ ГРАДУИРОВКЕ АНЕМОМЕТРОВ

Исследование проводилось с целью определения влияния ограниченности размеров потока в рабочей части аэродинамической трубы на точность градуировки датчиков скорости ветра. Для исследования использовались применяемые в поверке трубы открытого типа с различными размерами и формой сечения рабочей части:

- а) эллиптические с сечением $0,6 \times 0,9$ м (завод «Гидрометприбор», г. Сафоново, и Бюро поверки, Ленинград);
- б) восьмигранная с диаметром рабочей части около 1 м (Центральное бюро поверки);
- в) круглая диаметром 2 м (Ленинградский политехнический институт);
- г) круглая диаметром 0,55 м (ГГО).

В качестве поверяемых приборов были выбраны крупногабаритные датчики ветра типа М-47 и М-63. По литературным данным известно, что ограниченность размеров потока в рабочей части трубы приводит к изменению скорости потока в области расположения испытываемой модели [1]. Чтобы учесть влияние ограниченности потока на показания поверяемых приборов и сравнивать результаты поверки в разных аэродинамических трубах, необходимо определить поправки на ограниченность потока. Только в том случае, когда размеры модели весьма малы по сравнению с поперечным сечением рабочей части трубы, таких поправок можно не учитывать. Для неподвижной пластины, установленной перпендикулярно к потоку, влияние ограниченности потока не существенно, если площадь модели в свету составляет не более 3—5% площади сечения трубы [2]. Для моделей, подобных датчикам ветра М-47 и М-63, эта зависимость не изучена.

Эффект изменения скорости в области модели за счет наличия самой модели можно назвать эффектом загромождения моделью потока.

Величина поправки на загромождение зависит от типа трубы и модели, а также от соотношения их геометрических размеров. Эту поправку удобно выражать соотношением

$$V_{\text{ист}} = V_{\text{изм}}(1 + \epsilon), \quad (1)$$

где $V_{\text{ист}}$ — скорость потока, набегающего на модель (вертушку); $V_{\text{изм}}$ — скорость потока, измеренная контрольным прибором на выходе из сопла трубы; ϵ — коэффициент загромождения.

Для труб с открытой рабочей частью знак при ϵ отрицательный, что указывает на уменьшение скорости перед моделью.

Коэффициент загромождения ε потока моделью, представляющей собой тело вращения, расположенное вдоль оси трубы, может быть вычислен по формуле

$$\varepsilon = \tau \lambda \left(\frac{A}{S} \right)^{\frac{3}{2}}, \quad (2)$$

где λ — множитель, зависящий от формы тела; A — площадь миделевого сечения модели; S — площадь поперечного сечения рабочей части трубы; τ — коэффициент, зависящий от формы поперечного сечения трубы и от свойств границ рабочей части. Тогда выражение (1) с учетом (2) примет вид:

$$V_{\text{ист}} = V_{\text{изм}} \left[1 - \tau \lambda \sqrt{\left(\frac{A}{S} \right)^3} \right] = V_{\text{изм}} K, \quad (3)$$

где K — поправочный коэффициент на загромождение, определяемый по формуле

$$K = 1 - \tau \lambda \sqrt{\left(\frac{A}{S} \right)^3}. \quad (4)$$

Величина τ для труб с открытой рабочей частью, имеющей форму круга, эллипса и восьмиугольника, по данным [2], равна $-0,206$.

Величина множителя λ для сфероидов и тел вращения может быть определена также из работы [2]. Для рассматриваемых приборов принимаем $\lambda = 9,0$.

Площадь миделевого сечения A восьмилопастной вертушки типа М-47, как показали подсчеты, равна 300 см^2 .

Площадь миделевого сечения A четырехлопастного винта прибора М-63 составляет около 40% площади, ометаемой винтом, и равна 500 см^2 . Вычисленные по формуле (4) поправочные коэффициенты на загромождение для приборов М-47 и М-63 приведены в табл. 1.

Таблица 1
Поправочные коэффициенты на загромождение

	Тип трубы				
	ЛПИ	ГМП (г. Сафо- ново)	БП (г. Ле- нинград)	ЦБП	ГГО
Прибор М-63					
A/S % . . .	1,6	11,0	11,0	6,4	20
$K_{\text{расч}}$. . .	1,00	0,93	0,93	0,97	0,84
Прибор М-47					
A/S % . . .	0,9	7	7	4	13
$K_{\text{расч}}$. . .	1,00	0,96	0,96	0,98	0,92

Из таблиц видно, что расчетные поправочные коэффициенты на загромождение K для приборов М-63 несколько меньше, чем для приборов М-47, а соответствующая им поправка $\Delta V = V_{\text{ист}} - V_{\text{изм}}$ больше.

Для проверки расчетных коэффициентов были проведены испытания четырех датчиков ветра типа М-47 в различных аэродинамических трубах. Первоначально приборы юстировались и поверялись в трубе завода «Гидрометприбор», г. Сафоново. Затем эти приборы поверялись в трубах Бюро поверки (Ленинград), Центрального бюро поверки

и в трубе Ленинградского политехнического института, которая была принята за образцовую, так как загромождение потока моделью в ней можно не учитывать.

Поверка приборов производилась при скоростях потока 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35 м/сек.

Для вычисления поправочного коэффициента на загромождение были подсчитаны средние показания приборов (средние из четырех). Коэффициент K определялся отношением показаний приборов в трубе ЛПИ к их показаниям в других трубах. Показания приборов в трубе ЛПИ принимались за истинные значения:

$$K = \frac{V_{\text{ист}}}{V_{\text{нзм}}} \quad (5)$$

Результаты определения поправочного коэффициента на загромождение представлены в табл. 2. Из таблицы следует, что коэффициент K для всех труб меньше расчетного. Для заводских труб он равен 0,99 при скоростях потока до 15 м/сек. и уменьшается до 0,98 при скоростях потока 20—35 м/сек. Соответственно расхождение показаний приборов в этих трубах и в трубе ЛПИ увеличивается с 0,1 м/сек. при скорости потока 7 м/сек. до 0,6 м/сек. при скорости потока 35 м/сек.

Таблица 2

Поправочный коэффициент на загромождение
для приборов М-47 в различных трубах

Тип трубы	$\frac{A}{S}$ %	Скорость потока, м/сек.						
		7	10	15	20	25	30	35
ЛПИ	0,9	6,25	9,2	14,3	19,3	24,4	29,7	35,2
ГМП, г. Сафоново	7,0	6,35	9,33	14,56	19,7	24,9	30,3	35,8
$K_{\text{факт}}$		0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98
Бюро поверки, Ленинград	7,0	6,35	9,42	14,56	19,6	24,8	30,2	35,8
$K_{\text{факт}}$		0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98
ЦБП	4,0	6,25	9,2	14,45				
$K_{\text{факт}}$		1,0	1,0	0,99				

Известно, что абсолютная погрешность измерения мгновенной скорости ветра прибором М-47 равна $\pm (0,5 + 0,05 V)$, где V — скорость потока в м/сек. Тогда при скоростях потока 7 м/сек. и 35 м/сек. она соответственно равна 0,85 м/сек. и 2,22 м/сек., т. е. ошибка, вносимая в поверку датчиков М-47 за счет загромождения потока, лежит в пределах погрешности самого прибора и значительно меньше ее. Поэтому вводить поправку на загромождение при поверке этих приборов в заводских трубах нецелесообразно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горлин С. М., Слезингер И. И. Аэромеханические измерения. Методы и приборы. Наука, М., 1964.
2. Пенкхерст Р., Ходлер Д. Техника эксперимента в аэродинамических трубах. ИИЛ, М., 1955.
3. Повх И. Л. Аэродинамика. Учебное пособие. Лаборатория полиграфических машин. ЛПИ, 1962.

РАСЧЕТ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПИРГЕЛИОМЕТРОВ

Пиргелиометры разных моделей сравниваются друг с другом по солнцу при разных условиях мутности атмосферы, т. е. при разных значениях околосолнечной радиации. Установлено, что различие в показаниях сравниваемых пиргелиометров, определяемое разной геометрией приборов, может достигать нескольких процентов. Геометрические характеристики для оригинального пиргелиометра Онгстрема, используемого в Уккле, найдены в работе Босси и Пастьельса [1]. Нами рассмотрены геометрические характеристики пиргелиометров с прямоугольными отверстиями, используемых в ЦЛП ГГО. Это оригинальные пиргелиометры Онгстрема № 212 и 250, применяемые как эталоны (причем пиргелиометр № 250 рассмотрен с короткой и длинной трубками), пиргелиометр конструкции Линдгольма № 164, модернизированные пиргелиометры Онгстрема № 541 (с насадками) и № 616.

Все расчеты проведены на электронной счетной машине БЭСМ 3М с контролем отдельных точек вручную.

Полагая, что от солнца и околосолнечной части неба на приемник падает параллельный пучок лучей, при расчете геометрических характеристик пиргелиометра можно выделить на источнике радиации угловую зону, из которой полностью виден весь приемник (рис. 1). Это — зона полного облучения, ограниченная углом скоса z_1 . Также можно выделить зону, за пределами которой ни один луч не достигает поверхности приемника — предельный угол z_2 . Таким образом, точки источника радиации, лежащие между углами z_1 и z_2 , относятся к зоне полутени.

Если представить себе приемную полоску и входную диафрагму, имеющие размеры $2t$, $2u$ и $2v$, $2w$ соответственно, расстояние между ними l , то для пиргелиометра можно рассчитать величины: $a_1 = \frac{v}{l}$, $a_2 = \frac{w}{u}$, $b_1 = \frac{l}{t}$, $b_2 = \frac{l}{u}$, углы скоса z_1 , z_1' ; предельные углы z_2 , z_2'' ; углы отверстия z_0 , z_0' .

Результаты таких расчетов для указанных пиргелиометров приведены в табл. 1.

Как показали Босси и Пастьельс, коэффициент геометрической полутени F в первом приближении равен отношению общей площади приемника и проекции входной диафрагмы на плоскость приемника к полной площади чувствительной поверхности, т. е., как показано на рис. 2, $F(z, \varphi) = \frac{\text{площадь } A_1B_1CD_1}{\text{площадь } ABCD}$. Коэффициент полутени от зоны полного излучения равен единице.

Таблица 1

Геометрические характеристики ниргелиометров

№ переносметра	l мм	n мм	ω мм	t мм	ρ мм	$z_1 = \arctg \frac{l}{\omega - n}$	$z_1' = \arctg \frac{l}{\rho - t}$	$z_0 = \arctg \frac{l}{\omega}$	$z_0' = \arctg \frac{l}{\rho}$	$z_2 = \arctg \frac{l}{\omega + n}$	$z_2' = \arctg \frac{l}{\rho + t}$	$\frac{t}{\rho} = \rho_0$	$\frac{n}{\omega} = \rho_0$	$\frac{t}{l} = \rho_1$	$\frac{n}{l} = \rho_2$
212	50,0	1,0	2,5	9,7	11,8	1° 43'	2° 24'	2° 52'	13° 17'	4° 00'	23° 16'	1,21	2,50	5,16	50,0
250к	50,5	1,0	2,5	9,5	11,5	1 42	2 16	2 50	12 50	3 58	22 34	1,21	2,50	5,32	50,5
250дл	100,7	1,0	2,5	9,5	11,5	0 36	1 37	1 25	6 31	2 00	11 47	1,21	2,50	10,60	100,7
164	74,0	1,25	2,5	9,5	10,3	0 55	0 38	1 55	7 55	2 53	14 59	1,03	2,00	7,79	59,2
541к	54,0	1,25	2,5	7,9	11,0	1 19	3 17	2 52	11 20	3 57	19 18	1,39	2,00	6,84	43,2
541сп	84,0	1,25	2,5	7,9	11,0	0 51	2 08	1 42	7 27	2 33	12 41	1,39	2,00	10,63	67,2
541дл	104,0	1,25	2,5	7,9	11,0	0 41	1 42	1 23	6 00	2 04	10 18	1,39	2,00	13,16	83,2
616	50,0	1,0	2,5	9,45	11,5	1 43	2 21	2 52	12 57	4 00	22 44	1,22	2,50	5,29	50,0

Центр проекции входной диафрагмы определяется углом φ от продольной оси приемной полоски и радиусом $D=l \operatorname{tg} z$, где z есть угол, изменяющийся от 0 до z_a , под которым из центра приемной полоски виден элемент источника, освещающий приемную полоску или ее часть. Таким образом, коэффициент полутени определяется зависимостью

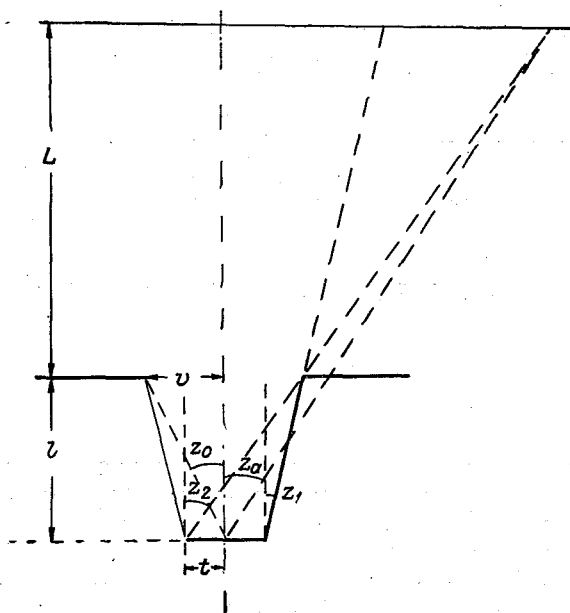


Рис. 1. Угловые характеристики пиргелиметра.

от z и φ . Все положения центра проектируемого прямоугольника распределяются по четырем зонам, границы которых определяются размерами t, u, v, w и l конкретного пиргелиметра. Для каждой зоны найдены значения полутени $F(z, \varphi)$.

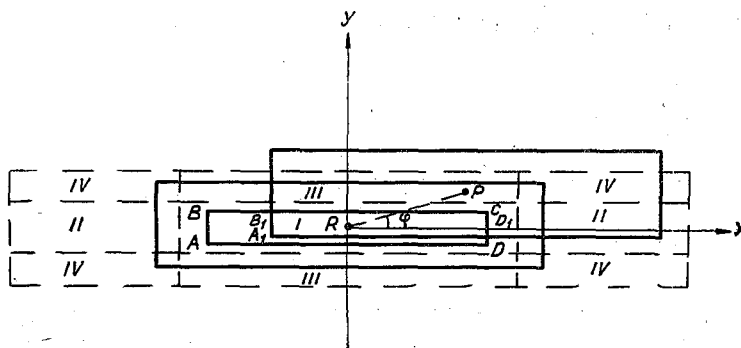


Рис. 2. Изображение различных зон пиргелиметра.

Влияние эффекта полутени увеличивается с увеличением z и φ . Зона полного облучения ограничивается $z=2^\circ$ для натурального пиргелиметра Онгстрема с короткой трубкой. Для пиргелиметров с длинной трубкой зона полного облучения меньше.

Можно подсчитать количество энергии, получаемое приемником пиргелиометра от элемента поверхности источника радиации, положение которого относительно приемника определяется параметрами z и φ .

Суммарная энергия J , воспринимаемая приемником, выразится двойным интегралом

$$J = S \int_0^{z_a} \int_0^{2\pi} E(z, \varphi) F(z, \varphi) \sin z \cos z dz d\varphi, \quad (1)$$

где S — площадь приемной полоски, $E(z, \varphi)$ — яркость солнца и около-солнечного неба, $F(z, \varphi)$ — коэффициент полутени, z_a — угловой диаметр круга на источнике, за которым никакой луч не может попасть на приемник.

Первое интегрирование по φ возможно, в связи с тем что $E(z, \varphi)$ можно считать не зависящим от φ , поэтому можно выразить среднюю величину

$$\bar{F}(z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} F(z, \varphi) d\varphi. \quad (2)$$

Так как для одного и того же значения z для разных φ величины $F(z, \varphi)$ будут различны в разных зонах, показанных пунктиром на рис. 2, то следует определить величины φ , для которых окружность радиусом $D = l \operatorname{tg} z$ пересекает пределы различных прямоугольных зон. Интеграл $\bar{F}(z)$ берется как сумма по зонам в зависимости от z и φ .

Для каждой зоны найдено значение F :

$$\begin{aligned} \text{I зона} \int_{\varphi_0}^{\varphi_1} F_1 d\varphi &= \Delta\varphi; \\ \text{II зона} \int_{\varphi_0}^{\varphi_1} F_2 d\varphi &= \frac{1}{2} [(1 + a_1) \Delta\varphi - b_1 \operatorname{tg} z (\sin \varphi_1 - \sin \varphi_0)]; \\ \text{III зона} \int_{\varphi_0}^{\varphi_1} F_3 d\varphi &= \frac{1}{2} [(1 + a_2) \Delta\varphi - b_2 \operatorname{tg} z (\cos \varphi_0 - \cos \varphi_1)]; \\ \text{IV зона} \int_{\varphi_0}^{\varphi_1} F_4 d\varphi &= \frac{1}{4} [(1 + a_1)(1 + a_2) \Delta\varphi - b_1 \operatorname{tg} z (1 + a_2) \times \\ &\times (\sin \varphi_1 - \sin \varphi_0) - b_2 \operatorname{tg} z (1 + a_1) (\cos \varphi_0 - \cos \varphi_1) + \\ &+ \frac{1}{4} b_1 b_2 (\cos 2\varphi_0 - \cos 2\varphi_1) \operatorname{tg}^2 z]. \end{aligned} \quad (3)$$

Углы φ , определяющие границы зон, легко найти при пересечении круга с определенным z со следующими прямыми:

$$\begin{aligned} x = x_0, \quad \varphi_2 &= \arccos \frac{x_0}{l \operatorname{tg} z}; \\ y = y_0, \quad \varphi_1 &= \arcsin \frac{y_0}{l \operatorname{tg} z}; \\ y = y_1, \quad \varphi_3 &= \arcsin \frac{y_1}{l \operatorname{tg} z}. \end{aligned} \quad (4)$$

Ход коэффициентов полутени $\bar{F}(z)$ в зависимости от z для некоторых из исследуемых пиргелиометров рассчитан нами и показан на рис. 3. На этом же рисунке показан ход $F(z)$ для отдельных значений φ (0, 30, 60°) пиргелиометра № 541а.

Коэффициент полутени $\bar{F}(z)=0,5$ для излучения, идущего от участка околосолнечного неба при $z=4^\circ$ для пиргелиометров с короткими трубками, для пиргелиометров же с длинными трубками $\bar{F}(z)=0,5$ при $z=2^\circ$. Это означает, что излучение от участка неба, отстоящего

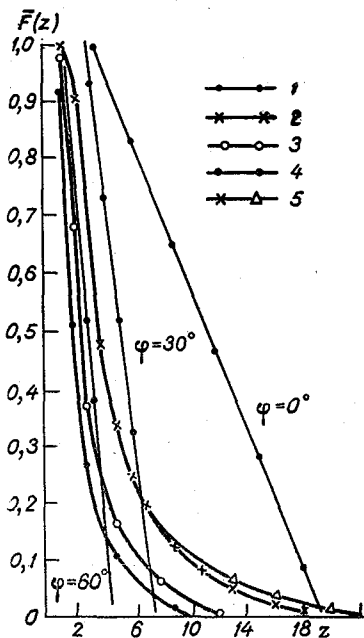


Рис. 3. Изменение коэффициента полутени пиргелиометров в зависимости от z .

1 — $F(z)$ пиргелиометра № 541к, 2 — пиргелиометр № 541к, 3 — № 541сп по № 164, 4 — № 541дл и № 250дл, 5 — № 212, № 250к и № 616.

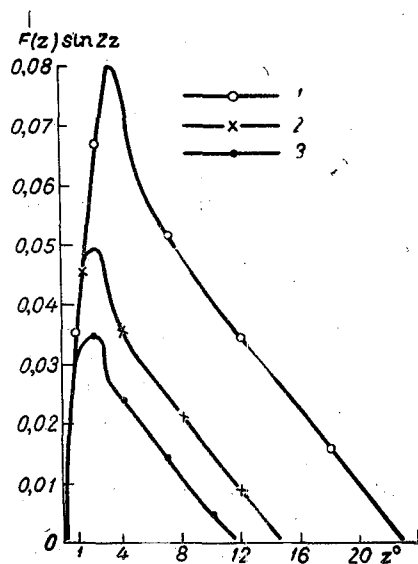


Рис. 4. Изменение характеристической функции пиргелиометров в зависимости от z .

1 — пиргелиометр № 212, 2 — № 164, 3 — № 250.

от центра солнца на 4° , попадает только на 50% площади приемной полоски пиргелиометров с короткими трубками и на 20% площади полоски пиргелиометров с длинными трубками.

С другой стороны, $\bar{F}(z) < 0,1$ для пиргелиометров с короткими трубками получается при $z=10 \div 11^\circ$, а для длинных трубок при $z=5 \div 7^\circ$.

Вводя осредненное значение коэффициента геометрической полутени, для круговых колец $\bar{F}(z)$ можно выразить суммарную энергию, падающую на приемник

$$J = 2\pi S \int_0^{\alpha} E(z) \bar{F}(z) \sin z \cos z dz. \quad (5)$$

Величина энергии, падающей на приемник от полусферы, полученная Ламбертом, равна

$$J_S = \pi ES. \quad (6)$$

Если считать яркость солнца и неба, не зависящей от z , то поверхностно-угловое соотношение выразится через характеристическую функцию пиргелиметра

$$\psi = \int_0^{za} \bar{F}(z) \sin 2z \, dz. \quad (7)$$

Зависимости характеристических функций некоторых из исследованных нами пиргелиметров от z приведены на рис. 4. Из рисунка видно, что при увеличении длины трубки значение z , которому соответствует максимум характеристической функции, уменьшается с 3 до 2°.

Интегральные характеристические функции для тех же пиргелиметров можно получить приближенным интегрированием по формуле

$$\psi = \frac{\Delta z}{n+1} (\bar{F}_0 \sin 0^\circ + \bar{F}_1 \sin 2^\circ + \bar{F}_2 \sin 4^\circ + \dots + \bar{F}_n \sin 2n^\circ). \quad (8)$$

Результаты расчетов по формуле (8) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Интегральные характеристические функции

№ пиргелиметра	$\int_0^{za} \bar{F}(z) \sin 2z \, dz$	№ пиргелиметра	$\int_0^{za} \bar{F}(z) \sin 2z \, dz$
212	0,0134582	541сп	0,0044623
250к	0,0129265	541дл	0,0028663
250дл	0,0032104	164	0,0056115
541к	0,0108831	616	0,0131773

Как видно из табл. 2, величины характеристических функций уменьшаются с увеличением длины трубки.

Однако надо иметь в виду, что для оригинальных пиргелиметров Онгстрема № 212 и 250 в табл. 2 приведены приближенные величины характеристических функций. Для расчета их точных значений надо учитывать влияние внутренней диафрагмы. По подсчетам Босси и Пастельса действительная величина ψ на 12% больше величин, приведенных в табл. 2.

Полученные величины полностью характеризуют пиргелиметры, если их использовать для измерений при однородном источнике радиации. В случае неоднородного источника необходимо также учитывать особенности распределения яркости по источнику и особенности распределения чувствительности по приемным полоскам пиргелиметров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bossy L., Pastiels R. Étude des propriétés fondamentales des actinometres. Inst. Roy. Météor. de Belgique Mem., VXXIX, 1948.

СОДЕРЖАНИЕ

Д. П. Беспалов. Особенности системы метеорологических наблюдений, основанной на синхронных сроках	3
И. Д. Копанев. О рационализации снегомерной сети	7
И. Н. Нечаев. Учет потерь на испарение из осадкомера при измерении осадков	15
Ц. А. Швер. Об одной систематической ошибке осадкомерных измерений . .	34
Л. Р. Струзер. Метод измерения правильных величин твердых атмосферных осадков	41
Э. Г. Богданова. Способ расчета средних значений скорости ветра во время выпадения осадков	48
И. Г. Горбунова, Т. П. Степанюк. Сравнение показаний наземных дождемеров различных конструкций	56
С. А. Смирнов. Определение характеристик отложений при продолжительных случаях обледенения	60
И. А. Савиковский, А. Г. Бройдо. Усовершенствование методики расчета суточных сумм потока тепла в почве	65
Н. П. Фатеев, Л. Л. Панкратович, Ц. Ш. Огородникова. Исследование величины поправок на ограниченность потока при градуировке анемометров	74
В. А. Клеванцова. Расчет геометрических параметров пиргелиметров . . .	77

ТРУДЫ ГГО, вып. 244

Методика метеорологических наблюдений

Отв. редактор Беспалов Д. П. Редактор Штанникова Л. И.
Техн. редактор Костакова М. С. Корректор Г. В. Алексеева

Сдано в набор 18/VI 1969 г. Подписано к печати 13/X 1969 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 2,75. Печ. л. 7,7.

Уч.-изд. л. 6,42. Тираж 850 экз. М-15378. Индекс МЛ-105

Заказ № 704. Цена 45 коп.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

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

Особенности системы метеорологических наблюдений, основанной на синхронных сроках. Беспалов Д. П. Труды ГГО, 1969, вып. 244, стр. 3—6.

С 1 января 1966 г. система метеорологических наблюдений в СССР была переведена на единые синхронные сроки наблюдений. Эта система основывается на производстве измерений характеристик метеозамеров на всей территории синхронно 8 раз в сутки. За срок наблюдения принят 10-минутный интервал времени, рекомендованный многими комиссиями ВМО.

В качестве основных приборов для производства измерения приняты наиболее перспективные и совершенные в техническом отношении приборы.

В новой системе большое применение получают объективные методы контроля и анализа результатов наблюдения с применением электронных вычислительных машин.

Опыт показывает, что новая система с синхронными сроками является более обоснованной в физическом отношении, а результаты наблюдений лучше поддаются объективным методам обработки, анализа и обобщений.

УДК 551.501

О рационализации снегомерной сети. Копанев И. Д. Труды ГГО, 1969, вып. 244, стр. 7—14.

Результаты исследований, выполненных в ГГО, ГГИ и ГМЦ, позволили установить оптимальные параметры снегомеров и оценить погрешности определения характеристик снежного покрова как на маршруте, так и на площади. На маршруте средняя погрешность результата измерения высоты составляет 5—7%, плотности 3—6% и запаса воды в снеге 6—10%; наибольшая погрешность соответственно достигает 10—15, 7—12 и 12—20%.

На площади средняя погрешность результата измерения высоты составляет 10—12%, плотности 3—5% и запаса 10—15%; наибольшая погрешность соответственно достигает 20—25, 5—10 и 20—30%.

Размещение снегомерной сети в настоящее время характеризуется большой неравномерностью, определяемой исторически сложившимися условиями, временем и степенью хозяйственного освоения отдельных районов в нашей стране.

Выполненные разработки для территории Белоруссии показывают, что здесь для объективной оценки высоты, плотности и соответственно снегозапасов нужно иметь такую снегомерную сеть, чтобы одна станция приходилась в среднем на 1200—1500 км². Следовательно, оптимальная постоянно действующая снегомерная сеть Белоруссии должна состоять из 150 пунктов снегомерных наблюдений, а не из 226 пунктов, имеющих в настоящее время.

Аналогичные разработки, связанные с рационализацией снегомерной сети, должны быть выполнены для всей территории нашей страны.

Табл. 1. Библ. 8.

УДК 551.508.7

Учет потерь на испарение из осадкомера при измерении осадков. Нечаев И. Н. Труды ГГО, 1969, вып. 244, стр. 15—33.

В статье излагается метод расчета потерь на испарение из осадкомера, построенный на основании опубликованной автором ранее экспериментальной зависимости интенсивности испарения от дефицита влажности воздуха и скорости ветра. Потери на испарение из осадкомера E в процентах от измеренного количества осадков x равны

$$E = 5\tau\omega\Delta q\%,$$

где τ — время испарения в часах; ω — интенсивность испарения, определенная по экспериментальной зависимости; Δq — потери на смачивание; величины которых сняты с опубликованных карт.