551.49
К65

А. Р. КОНСТАНТИНОВ

ИСПАРЕНИЕ В ПРИРОДЕ

Издание второе
переработанное
и дополненное

Д216888

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1968

УДК 551.573.551.508.7

Монография посвящена вопросам измерения, расчета и исследования режима испарения в естественных условиях. Дается анализ способов измерения испарения с поверхности почвы, снега и воды. Рассматриваются методы исследования турбулентных процессов, в результате анализа которых разрабатывается методика расчета испарения по данным градиентных измерений. Упрощенный вариант этой методики позволяет рассчитывать испарение по температуре и влажности воздуха, измеренным на сетевых метеорологических станциях.

Книга рассчитана на научных сотрудников, работающих в области метеорологии, климатологии, агрометеорологии, гидрологии и смежных дисциплин, сотрудников проектных организаций, связанных с вопросами гидротехнического строительства и агролесомелиоративных мероприятий, студентов и аспирантов университетов, сельскохозяйственных институтов и институтов водного хозяйства (гидротехников), агрономов и мелиораторов, сталкивающихся в своей повседневной деятельности с необходимостью оценки водного баланса и испарения с сельскохозяйственных полей и водоемов.

The monograph is concerned with measurements, calculation and investigation of the evaporation from soil-, water-, and snow surfaces. Methods of atmospheric turbulence investigation are analysed, and on the basis of this analysis the technique of calculation of evaporation with the use of gradient measurements is developed. Thus, in a simple case, the evaporation can be determined through air temperature and moisture measurements made at meteorological stations.

The book is meant for scientific workers in the field of meteorology, climatology, agrometeorology, hydrology, etc., also for workers of Designing Establishments who deal with hydraulic engineering and land improvement. It will be of interest to students and postgraduates of the Universities, Agricultural Institutes and Institutes of Hydraulic Engineering, agronomers, meliorators who deal with estimation of the water balance and evaporation from agricultural fields and water basins.

2-9-7
72-67

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Второе издание монографии «Испарение в природе» (первое издание вышло в свет в 1963 г.) существенно уточнено и дополнено. Уточнения касаются некоторых вопросов физики приземного слоя атмосферы (анализ структурных характеристик турбулентных процессов, исследования вертикальных профилей метеорологических элементов и т. д.) и методики расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях.

Второе издание монографии дополнено результатами выполненных в последние годы исследований водного режима сельскохозяйственных полей и гидрометеорологических основ орошаемого земледелия.

Вместе с тем из второго издания монографии исключено изложение вопросов, лишь косвенно связанных с испарением в природе (описание конструкции нового дождемера, обоснование предложений об упрощении методики производства градиентных измерений температуры и влажности воздуха и описание приборов, предназначенных для исследований турбулентной структуры воздушных потоков, — вертикального анемометра, трехлопастного анемографа и термоанемографа). Кроме того, из монографии исключено имеющее лишь локальное значение описание режима испарения с территории Украины и районов освоения целинных и залежных земель, а также исключено описание гидрометеорологической эффективности лесных полос и оценки изменения испарения и водного режима почв под влиянием агролесомелиоративных мероприятий. Эти вопросы подробно рассмотрены в вышедшей в 1965 г. монографии автора и Л. Р. Струзера «Лесные полосы и урожай».

Внесен также ряд других изменений и дополнений, которые, однако, не носят принципиального характера. Существенно уточнен и дополнен список литературы работами, имеющими отношение к рассматриваемым в монографии вопросам.

При подготовке рукописи монографии к печати автор с благодарностью воспользовался рядом ценных замечаний, высказанных д-ром геогр. наук П. П. Кузьминым и канд. геогр. наук Н. И. Астаховой, а также помощью, оказанной А. В. Кудиной, А. А. Левенко, Е. Н. Матюшенко и С. П. Бруяцкой при оформлении рукописи.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Монография представляет собой результат систематического обобщения исследований в области гидрометеорологического приборостроения, физики приземного слоя атмосферы, процесса и режима испарения с различных подстилающих поверхностей в естественных условиях, проводимых автором в течение более 15 лет. Начало исследований относится к периоду работы автора в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО), с 1946 по 1949 г., в течение которого была разработана аппаратура для изучения турбулентной структуры воздушных потоков и заложены основы тех представлений о процессах турбулентного обмена в приземном слое, которые на протяжении многих лет развивались и совершенствовались автором.

В период работы в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), с 1949 по 1959 г., автором была несколько усовершенствована аппаратура для производства структурных измерений, завершено построение схемы расчета турбулентных потоков по градиентным данным и разработана методика расчета испарения по данным наблюдений метеорологических станций.

В это время (1956—1959 гг.) автор осуществлял методическое руководство гидрофизическими исследованиями, проводимыми на основной экспериментальной базе ГГИ — в Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории (ВНИГЛ). Это крупнейшая в СССР полевая лаборатория, проводящая комплексные гидрометеорологические исследования всех основных составляющих водного и теплового балансов суши и водоемов.

В последние годы (1959—1961) за время работы автора в Украинском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте (УкрНИГМИ) была завершена разработка методики расчета испарения по данным сетевых метеорологических станций, а также подготовлена рукопись настоящей монографии. В ней использованы данные, полученные в семи экспедициях,

проведенных в различных зонах СССР с участием автора, и результаты многолетних наблюдений Валдайской и Дубовской научно-исследовательских гидрологических лабораторий (ВНИГЛ и ДНИГЛ[1]). а также лаборатории физики приземного слоя УкрНИГМИ.

Несмотря на широкий круг вопросов, рассмотренных в монографии, касающихся инструментальной метеорологии, собственно метеорологии, гидрологии и агрометеорологии, в методике исследований их имеется одно общее — дается анализ физических причин, обусловливающих исследуемый процесс. Это в одинаковой мере относится ко всем разделам работы, в том числе и к таким различным по характеру исследований разделам, как оценка точности показаний различных приборов и исследование испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей, включая и их связи с биологическими факторами и влагозапасами почвы. Везде главное содержание исследований составляет физический анализ процесса или явления.

Монография состоит из четырех частей, каждая из которых разбита на три или четыре главы; последние в свою очередь подразделяются на два или три параграфа. В соответствии с этим делением первая цифра при нумерации каждого раздела данной монографии означает номер части, вторая — номер главы, а третья — номер параграфа.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность чл.-корр. АН СССР, д-ру физ.-мат. наук А. М. Обухову и д-ру физ.-мат. наук Д. Л. Лайхтману, обсуждение с которыми содержания второй части монографии, посвященной исследованию турбулентности, позволило уточнить некоторые принципиальные положения этого раздела. Одновременно автор выражает искреннюю благодарность д-ру геогр. наук П. П. Кузьмину, канд. физ.-мат. наук А. В. Ткаченко и канд. геогр. наук И. С. Шпаку, взявшим на себя труд полностью прочитать монографию и сделавшим ряд ценных замечаний. Наконец, автор сердечно благодарит научного редактора канд. физ.-мат. наук Л. Р. Струзера, немало потрудившегося над улучшением монографии.

---

[1] С 1961 г. — Гидрометеорологическая обсерватория Северо-Кавказского УГМС.

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестна та большая роль, которую играет наука в развитии народного хозяйства нашей страны. Особое место занимают мероприятия, направленные на повышение продуктивности сельскохозяйственного производства. Наряду с механизацией трудоемких работ большая роль в этих мероприятиях отводится правильной организации труда, которая должна базироваться на научных основах, исходить из неустанного внедрения в практику последних достижений сельскохозяйственной науки и смежных дисциплин.

Для отраслевого развития сельского хозяйства необходимо в большей мере, чем до сих пор, учитывать почвенно-климатические условия района для ведения прибыльного высокопродуктивного хозяйства. Одним из способов отыскания путей правильного выбора отраслевой направленности того или иного района является изучение взаимосвязи сельскохозяйственных культур с условиями их произрастания, нахождение количественных характеристик условий соответствия среды, в которой произрастают растения, потребности последних в тепле и влаге. Суммарное испарение и транспирация сельскохозяйственных культур являются тем звеном, которое прежде всего связывает эти культуры с внешними условиями.

В настоящей монографии наряду с другими вопросами большое место занимают исследования испарения и водного режима сельскохозяйственных полей в различных климатических условиях. При этом обосновываются количественные характеристики необходимых агрометеорологических условий (главным образом водопотребления растений) для получения высоких урожаев. Эти характеристики могут быть положены в основу определения степени соответствия различных климатических условий оптимальному росту тех или иных культур, а также в основу определения норм орошения и интенсивности отдельных поливов в конкретных погодных условиях.

Процессы испарения в природе чрезвычайно разнообразны. В настоящей монографии рассматривается лишь испарение

с естественных подстилающих поверхностей: суши, воды и снега. Другие вопросы, связанные с испарением (испарение и конденсация облачных капель, промышленная сушка и т. д.), в работе не рассматриваются.

Вода является наиболее важным, распространенным и подвижным веществом на земной поверхности, участвующим почти во всех физических и биологических процессах. Ее общие запасы на земле оцениваются в $2 \cdot 10^{18}$ т (0,03% массы Земли). Из них на долю Мирового океана приходится 70%, а на долю воды, входящей в состав земной коры, — около 30%. Запасы воды в атмосфере по сравнению с этими запасами исчезающе малы. Большая подвижность воды обусловлена ее сравнительно малой молекулярной вязкостью, а также особенностями температурного режима земной поверхности, при котором постоянно создаются условия для перехода воды из одного агрегатного состояния в другое. Особо важную роль играет переход воды в процессе испарения из жидкого в парообразное состояние.

Молекулы воды находятся в непрерывном хаотическом движении. При этом всегда у какой-то части молекул, расположенных вблизи водной поверхности, скорость движения в направлении к поверхности возрастает настолько, что их кинетическая энергия оказывается достаточной для совершения работы против сил поверхностного натяжения. В зависимости от упругости водяного пара над поверхностью та или иная часть вылетевших молекул может возвратиться обратно в воду. Интенсивность испарения при этом определяется разностью вылетевших и вернувшихся обратно молекул.

Испарение с поверхности почвы является более сложным процессом, хотя и включает в себя те же основные элементы, что и испарение с водной поверхности.

Вода — необходимая составная часть органических клеток. Без нее немыслима жизнь вообще. Питание большинства растений минеральными веществами осуществляется посредством транспирации, т. е. испарения воды, проходящей через клетки растений. Испарение является основной составляющей расходной части водного баланса водоемов и почв. Оно представляет собой одно из звеньев внутреннего и внешнего влагооборотов воды в природе.

Для многих воднохозяйственных проблем крайне необходимо знать величины годового испарения и его сезонного хода как с поверхности водоемов, так и особенно с поверхности сельскохозяйственных полей и водосборов. Для определения этих величин нужно располагать методикой их расчета. При построении последней необходимо иметь приборы, позволяющие измерять испарение и исследовать факторы, характеризующие процесс испарения в естественных условиях.

В соответствии с вышеизложенным в части 1 настоящей монографии рассматриваются приборы, позволяющие измерять испарение с естественных подстилающих поверхностей (почвы, воды и снега).

В части 2 монографии дается анализ закономерностей турбулентного обмена в атмосфере и обосновываются расчетные формулы, позволяющие определять интенсивность испарения по данным градиентных наблюдений в температурно неоднородной атмосфере.

В части 3 на основе схемы расчета испарения по градиентным данным строятся расчетные графики для определения испарения с почвы, воды и снега по данным наблюдений за температурой и влажностью воздуха на сетевых метеорологических станциях.

В части 4 анализируется процесс испарения с водной поверхности, исследуется формирование режима испарения в условиях леса и болот, дается определение испаряемости — максимально возможного испарения с сельскохозяйственных полей.

В части 5 монографии исследуется процесс испарения с сельскохозяйственных полей, излагаются гидрометеорологические основы орошаемого земледелия. В заключение этой части приводится характеристика режима испарения с территории СССР.

1. ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ С РАЗЛИЧНЫХ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Процесс испарения в природе зависит от многих факторов, главнейшими из которых являются увлажненность подстилающей поверхности и метеорологические условия над нею. К метеорологическим условиям могут быть отнесены: интенсивность солнечной радиации, влажность воздуха и скорость ветра. Последняя определяет собой интенсивность турбулентного перемешивания. Влажность воздуха при заданной увлажненности и температуре подстилающей поверхности определяет величину вертикального градиента влажности. Оба эти фактора непосредственно влияют на интенсивность испарения, которое пропорционально их величине.

Зависимость испарения от солнечной радиации более сложная. Лучи солнца являются источником тех энергетических ресурсов испарения, без которых оно в природе было бы немыслимо, поскольку известно, что на испарение 1 г воды расходуется около 600 кал. тепла. Кроме того, солнечные лучи, нагревающие поверхность, оказывают влияние на вертикальный градиент температуры воздуха, который в свою очередь воздействует на интенсивность турбулентного перемешивания и тем самым на испарение.

К числу второстепенных факторов, сказывающихся на испарении, можно отнести шероховатость и отражательную способность (альбедо) испаряющей поверхности. Первая влияет на интенсивность турбулентного обмена, а вторая — на количество поглощенной солнечной энергии.

Градиенты температуры и влажности воздуха в атмосфере, обусловливающие испарение, могут быть непосредственно измерены. Определить интенсивность турбулентного перемешивания очень трудно. Она связана с распределением средних скоростей ветра и его структурой, причем эти характеристики в свою очередь связаны с устойчивостью температурной стратификации атмосферы.

Важное место в изучении испарения принадлежит приборам, дающим возможность непосредственно измерять исследуемые величины. Приборы позволяют глубже и точнее характеризовать процесс испарения, проверить правильность того или иного представления об этом процессе (результатом изучения которого должна явиться методика его расчета), а также дают возможность всесторонне характеризовать режим испарения с различных поверхностей, в том числе и с различных сельскохозяйственных угодий. Многие из этих характеристик не могут быть получены расчетным методом. Методике измерения испарения и обоснованию ее применимости посвящена часть 1 настоящей монографии.

Для проверки методики расчета испарения, исследования режима и изучения факторов, обусловливающих процесс испарения в естественных условиях, используются данные, полученные с помощью различных испарителей — приборов, предназначенных для измерения испарения с естественных подстилающих поверхностей. Подробное описание этих приборов выходит за рамки данной монографии. Однако для оценки возможной точности измерений с помощью этих приборов приводим краткое описание их принципа действия и методики работы с ними. Все они предназначены для измерения испарения либо с поверхности суши, либо с водной поверхности.

1.1. ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ СУШИ

Изучением и разработкой методики измерения испарения с поверхности суши занимались многие отечественные и зарубежные ученые. Большую ценность представляют исследования М. А. Рыкачева (1898), В. П. Попова (1929, 1933, 1948), С. И. Небольсина (1935), В. Е. Сочеванова (1931), И. С. Васильева (1950), Н. Ф. Радионовича (1952, 1954), К. И. Каулиной (1960), О. В. Иванова (1962), Н. В. Пикуша (1964) и др. Особенно полно методика измерения испарения с поверхности суши была изучена после Великой Отечественной войны в Государственном гидрологическом институте. Сотрудники этого института предложили несколько типов испарителей, которые сейчас широко используются.

1.1.1. Почвенные гидравлические и весовые испарители

К поверхности суши могут быть отнесены различные сельскохозяйственные угодья, лес, болото и снежный покров. Для всех этих видов поверхности существуют соответствующие испарители. Наиболее широкое распространение получили испарители, предназначенные для измерения испарения с сельскохозяйственных

угодий. Среди них высокой точностью измерений отличаются гидравлические испарители большой и малой моделей, являющиеся уникальными по точности приборами. Для измерения испарения на широкой сети станций используются весовые испарители, которые, обладая меньшей точностью, просты в изготовлении и эксплуатации.

Гидравлические испарители выгодно отличаются от весовых почти неограниченной возможностью увеличения размеров почвенного монолита, испарение с которого измеряется прибором, а также чрезвычайно высокой точностью, которая может быть достигнута при определении изменения веса монолита.

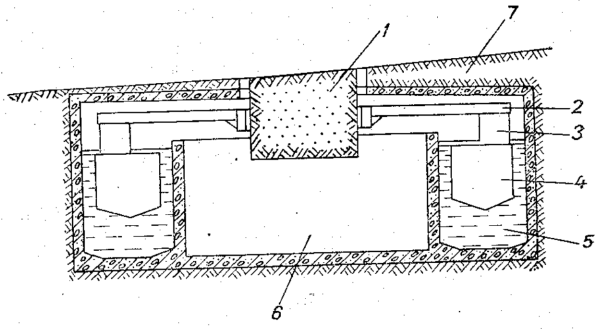


Рис. 1. Схема устройства гидравлического испарителя большой модели.

1 — почвенный монолит, *2* — опорная консоль, *3* — шейка поплавка, *4* — кольцевой полый поплавок, *5* — кольцевой бассейн, наполненный водой, *6* — пространство для работы наблюдателя, *7* — насыпной грунт на крышке прибора.

Установленный в Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории (ВНИГЛ) в 1950 г. гидравлический испаритель большой модели, предложенный В. А. Урываевым и разработанный им совместно с К. С. Пецулем, имеет площадь почвенного монолита 5 м^2 при глубине 2 м. Подробное описание прибора приводится в монографии В. А. Урываева (1953), а принципиальная схема его устройства показана на рис. 1.

В центре прибора помещен почвенный монолит, заключенный в стальной кожух, соединенный с 12 радиально расходящимися консолями. Последние опираются на выступы (шейки) поплавка, погруженного в воду кольцевого бассейна. Весь мертвый груз монолита и кожуха с консолями (около 40 т) уравновешивается подъемной силой поплавка. Суммарная площадь 12 шеек подобрана равной площади испаряющей поверхности прибора. Поэтому изменение веса почвенного монолита (выраженное в толщине слоя воды) вследствие испарения, конденсации или выпадения осадков на его поверхность тождественно

вертикальному перемещению плавающей системы испарителя относительно уровня воды в бассейне.

Эти перемещения регистрируются с помощью расположенных один относительно другого под углом 120° в горизонтальной плоскости трех самописцев уровня, представляющих собой поплавки, помещенные в выступах кольцевого бассейна, верхний шток которых связан с коротким рычагом пера-самописца. Длинный конец пера пишет на барабане с суточным заводом, укрепленном между консолями плавающей системы. Подбором размеров короткого и длинного плеч пера масштаб записи вертикальных перемещений плавающей системы увеличен в 10 раз. Средняя кривая, полученная по данным регистрации трех самописцев, характеризует изменение положения центра тяжести почвенного монолита. Представляется возможность с большой точностью регистрировать суточный ход испарения с поверхности почвенного монолита.

Для контроля записи прибора предусмотрено устройство, позволяющее определять величину перемещения плавающей системы между сроками измерений с точностью до 0,01 мм. Оно состоит из трех подвешенных к консолям индикаторных головок, под которыми расположены реперные столики. Для одновременного учета изменений уровня воды кольцевого бассейна между сроками измерений применяется электроконтактный уровнемер, позволяющий определять уровень воды с такой же точностью.

В результате использования параллельных независимых способов измерения вертикальных перемещений плавающей системы оказалось возможным определять изменения веса исследуемого монолита за любой промежуток времени с высокой точностью.

Наряду с измерением испарения, конденсации и осадков в испарителе предусмотрена возможность измерять поверхностный сток и количество воды, просочившейся сквозь толщу почвенного монолита. Тем самым прибор дает возможность изучать все составляющие водного баланса почвенного монолита.

Для уменьшения теплообмена монолита с окружающим пространством его кожух покрыт слоем тепловой изоляции. Благодаря большому объему почвенного монолита и изоляции термический режим и режим влажности почвенного монолита практически не отличаются от аналогичных режимов почвы окружающего поля. Разница между величинами температуры и влажности почвы на различных глубинах в монолите и в окружающей почве имеет тот же порядок, что и разница между соответствующими характеристиками двух смежных вертикалей на том же поле.

С начала наблюдений по испарителю по 1955 г. включительно на почвенном монолите была луговая растительность, а с 1956 г.

монолит был включен в нормальный севооборот, принятый для Валдайского района. В 1956 г. на монолите произрастал лен, в 1957 г. — картофель, в 1958 г. — овес, в 1959 г. — кукуруза и т. д.

За многолетний период эксплуатации испарителя было установлено, что состояние луговой растительности и сельскохозяйственных культур на монолите ничем не отличается от их состояния на окружающем поле. Так как режим температуры и влажности почвы, а также состояние растений почвенного монолита большого гидравлического испарителя совпадают с соответствующими характеристиками окружающего склона, есть все основания считать, что испарение и транспирация с поверхности монолита тождественны испарению и транспирации с поверхности окружающего поля. Поэтому показания рассматриваемого прибора могут быть использованы в качестве эталона при сравнении с другими методами определения составляющих водного баланса (главным образом испарения и конденсации), а также для изучения режима испарения в различных условиях.

В настоящей монографии данные измерений испарения с помощью этого испарителя используются для оценки точности других методов определения испарения (теплового и водного балансов, турбулентной диффузии и расчета испарения по данным метеорологических станций).

Наличие суточной регистрации величин испарения впервые позволило с большой точностью измерять величины ночной конденсации на поверхность монолита, испарения с поверхности снега и изучить зависимость испарения от различных гидрометеорологических факторов.

Разновидностью гидравлического испарителя большой модели является лесной гидравлический испаритель конструкции В. А. Урываева и П. Н. Бурцева, позволяющий измерять и регистрировать испарение с отдельных деревьев в возрасте до 20—30 лет (Урываев, 1953; Федоров, 1957; Субботин, 1964).

Испаритель состоит из четырех баков, наполненных водой, с плавающими в них поплавками. На выступы последних опираются две балки, к которым подвешивается люлька. На нее для взвешивания закатываются на тележках, двигающихся по рельсам, почвенные монолиты с растущими в них деревьями. Металлические кожухи испарителей имеют площадь 3 м^2 и высоту 1,5 м. Всего имеется пять испарителей: с березой, елью, два с соснами и один с лесной подстилкой без дерева. Взвешивание всех испарителей производится ежедекадно. В промежутках между взвешиванием поочередно один из испарителей остается на весах-люльке, где ежедневно производится регистрация суточного хода испарения. В два последних дня декады обычно регистрируется суточный ход транспирации деревьев; при этом для прекращения испарения с почвы поверхность монолита покрывается чехлом. Данные лесного гидравлического испари-

теля дали возможность впервые достаточно детально измерить величину и исследовать режим испарения в условиях леса.

Сооружение гидравлического испарителя большой модели представляет известные трудности в основном технического характера. Поэтому он не может быть рекомендован для внедрения на широкую сеть и применим лишь в научно-исследовательских целях. Для более широкого использования принципа гидростатического взвешивания В. А. Урываевым совместно с П. Н. Бурцевым разработана конструкция гидравлического испарителя малой модели (ГПИ), упрощенная и облегченная по сравнению с испарителем большой модели (рис. 2).

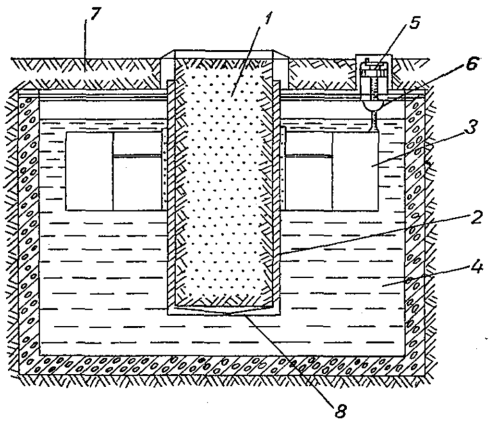


Рис. 2. Схема устройства гидравлического испарителя малой модели.

1 — почвенный монолит, *2* — металлический цилиндр с тепловой изоляцией, *3* — кольцевой поплавок, *4* — бак с водой, *5* — микрометренный винт, *6* — чашечка со ртутью, *7* — слой почвы на крышке бака, *8* — водосборный сосуд.

Почвенный монолит испарителя площадью 0,2 м^2, глубиной 1,25—1,50 м заключен в металлический цилиндр, помещенный во внешнем цилиндре — чехле. Последний опирается на кольцевой поплавок — понтон, плавающий в резервуаре, наполненном водой. Общий вес плавающей системы с почвенным монолитом около 800 кг. Поплавок находится в погруженном состоянии. Степень погружения регулируется различным наполнением поплавка водой (ГПИ-51) или тремя наборами гирь, которые загружаются в вертикальные цилиндрические шахты, расположенные под углом 120° в плоскости поплавка (ГПИ-53).

Вертикальные перемещения плавающей системы являются показателями изменения веса почвенного монолита, обусловленного испарением, конденсацией или выпадением осадков на его поверхность. Эти перемещения измеряются с помощью микрометренных винтов, укрепленных под углом 120° один относительно другого на специальной раме крышки испарителя. Под измерительным устройством на поплавке установлена чашечка со ртутью. Микрометренный винт оканчивается двумя иглами, соприкосновение которых со ртутью замыкает цепь и зажигает индикаторную лампочку. В этот момент берется отсчет по лимбу винтов. Таким образом, вертикальные перемещения плавающей системы могут быть определены с точностью 0,1 мм.

Происходящее при этом изменение уровня воды в баке определяется с помощью отдельного поплавка и такого же микрометренного винта, какие служат для измерения перемещения плавающей системы. В приборе предусмотрена возможность измерения количества воды, просочившейся сквозь почвенный монолит.

Подробное описание прибора приводится в монографии В. А. Урываева (1953). Результаты работы прибора в естественных условиях (в Валдае, Дубовке, Каменной степи), кроме упомянутой монографии, приводятся еще в статьях С. Ф. Федорова (1954), О. В. Попова (1956), В. Ф. Пушкарева (1961 а), А. С. Субботина (1964), В. Ф. Пушкарева и А. С. Субботина (1964). В этих работах сделан вывод о соответствии термического и водного режимов почвенных монолитов испарителя термическому и водному режимам почвы окружающего поля. Некоторые нарушения этих режимов в самом нижнем слое почвенного монолита не оказывают влияния на величину испарения с его поверхности.

Слой почвы на перекрытии бака-испарителя составляет около 30 см, что при специальном уходе за растениями обеспечивает нормальный фон для культуры, произрастающей в почвенном монолите испарителя. Все это обусловливает полную тождественность величины испарения с монолита величинам испарения с окружающего поля, что при высокой точности взвешивания дает возможность применения прибора в различных климатических условиях в качестве эталона. Именно вследствие таких качеств гидравлический испаритель малой модели рекомендован для опорной сети агрометеорологических станций, на которых проводятся измерения испарения с сельскохозяйственных полей. Этому способствовала также относительная простота изготовления и эксплуатации прибора. В настоящее время прибор установлен в 15 пунктах территории СССР. Уже имеющийся опыт эксплуатации этого прибора в различных климатических зонах подтвердил полную пригодность его для измерения величин и изучения режима испарения с различных сельскохозяйственных угодий.

Для широкого использования испарителей на сети почвенно-испарительных пунктов, агрометстанций, на полях колхозов и совхозов Государственным гидрологическим институтом рекомендован наиболее простой прибор для измерения испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей — испаритель ГГИ-500 (рис. 3). Площадь почвенного монолита 500 см^2 (0,05 м^2), глубина в зависимости от условий применения испарителя 0,5 и 1,0 м.

Предварительные методические исследования, проведенные в 1948—1950 гг. под руководством В. Ф. Пушкарева (1954) в зоне избыточного увлажнения (ВНИГЛ), показали, что достаточная глубина монолита для измерения испарения с поля под паром,

луга и поля с зерновыми культурами при условии его ежемесячной смены составляет 0,5 м.

В зоне недостаточного увлажнения, согласно данным исследований, проводившихся в Каменной степи под руководством автора и Л. Р. Струзера (1954), величина испарения с поля с зерновыми культурами мало меняется при изменении глубины почвенного монолита от 0,5 до 1,0 м. Этот вывод справедлив при частоте смены монолита через 10—15 дней.

Согласно данным тех же исследований, площадь почвенного монолита-испарителя для измерения испарения с парового поля, луга и поля с зерновыми культурами в пределах ее изменения

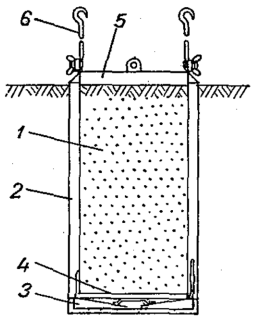


Рис. 3. Схема устройства почвенного испарителя ГГИ-500.

1 — почвенный монолит, заключенный во внутренний цилиндр, *2* — внешний цилиндр (гнездо), *3* — водосборный сосуд, *4* — съемное дно с отверстиями, *5* — козырек испарителя, *6* — крючья для подъема испарителя из гнезда во время его взвешивания и перезарядки.

от 0,05 до 0,10 м² мало влияет на величину испарения. При уменьшении площади ниже 0,05 м² водный и тепловой режимы почвенного монолита заметно искажаются. Поэтому в зоне как избыточного, так и недостаточного увлажнения рекомендуется использование почвенного монолита площадью 0,05 м².

На основании этих предварительных данных уже в 1952 г. специальным межведомственным совещанием в Государственном гидрологическом институте (Попов, 1952) методика измерения испарения с помощью испарителей ГГИ-500 высотой 0,50 м с паровых полей, луга и залежи была признана пригодной для всех климатических районов СССР. В зонах избыточного и достаточного увлажнения эта методика рекомендовалась для измерения испарения и с других культур, корневая система которых не распространяется глубоко вниз. В частности, это целиком относилось к зерновым культурам в указанных зонах.

Несколько позднее для обоснования пригодности испарителей ГГИ-500 для измерения испарения с различных сельскохозяйственных культур в зоне недостаточного увлажнения А. К. Филипповой (Константинов и Струзер, 1954) было проведено изучение корневой системы зерновых культур с определением влияния подрезки ее снизу и сбоку на величину испарения и транспирации. Это влияние при достаточно частой смене почвенного монолита оказалось несущественным.

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического

22168

В различных климатических условиях (Пушкарев, 1954; Константинов и Струзер, 1953), а также в лаборатории (Попов, 1951) подробно исследовался водный режим почвенных монолитов-испарителей не только с точки зрения общих влагозапасов, но и при их послойном рассмотрении. Изучалось также влияние дна испарителя на фильтрацию воды через толщу почвенного монолита. Как общий вывод из этих исследований было получено заключение о пренебрежимо малом искажении водного режима почвенных монолитов-испарителей по сравнению с режимом почв окружающего поля.

Весьма обстоятельно исследовался термический режим почвенных монолитов В. Ф. Пушкаревым (1954) как во ВНИГЛ, так и особенно тщательно в Елшанке[1]. При этом наряду с исследованием термического режима почвенного монолита, заключенного в металлический кожух, исследовался режим монолита, помещенного в кожух из фанеры. В результате этих исследований было установлено, что термический режим почвенных монолитов, затененных растительностью (луг, поле с зерновыми культурами и т. д.) практически не искажается. Заметное искажение термического режима почвенных монолитов наблюдается лишь на паровом поле в зоне недостаточного увлажнения.

Благодаря частичной тепловой изоляции почвенного монолита и повышенной теплопроводности металлических стенок кожуха испарителя происходит выравнивание температуры почвенного монолита по вертикали, в результате чего температура его нижних слоев повышается, а верхних понижается. Козырек испарителя увеличивает площадь теплосбора последнего, вследствие чего общий теплозапас почвенного монолита-испарителя в дневное время суток несколько превосходит теплозапас почвы окружающего поля. При этом температура поверхности почвенного монолита остается такой же или даже снижается по сравнению с температурой поверхности окружающего парового поля, тогда как температура нижних слоев монолита, являющихся основным местом сосредоточения добавочной теплоаккумуляции, заметно повышается. Поскольку на величину испарения оказывает влияние главным образом температура поверхности почвы, заметного влияния повышенной температуры нижележащих слоев на испарение не наблюдается.

Это обстоятельство подтверждается сравнением величин испарения, измеренных с помощью обычных испарителей и деревянных, термический режим почвенного монолита которых практически не искажается. Величины испарения, измеренные с помощью этих испарителей, совпали, что говорит об отсутствии влияния на испарение искажения термического режима почвенного монолита испарителей, установленных на паровом поле.

[1] Куйбышевская область.

По мере накопления данных о работе испарителей ГГИ-500 в зоне недостаточного увлажнения, а также из анализа результатов специальных экспериментов, проведенных под руководством Л. Р. Струзера (Струзер, 1955; Константинов и Струзер, 1954), последним была установлена необходимость рекомендовать для измерения испарения с зерновых культур в зоне недостаточного увлажнения испарители высотой 1,0 м. Зарядка испарителя должна производиться в начале вегетационного периода, после чего испаритель в течение всего периода вегетации, как правило, не сменяется. Эти рекомендации нашли отражение и в «Руководстве по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей» (1957).

Дно испарителей ГГИ-500 съемное, с отверстиями, через которые вода, просочившаяся сквозь толщу монолита, стекает в водосборный сосуд. Испаритель взвешивается один раз в пять дней на почтовых малогабаритных весах с точностью до 10—15 г, что в переводе на слой воды составляет 0,2—0,3 мм. Подъем и опускание испарителей в гнездо при взвешивании осуществляются простейшим подъемным устройством, позволяющим производить операции с испарителями на расстоянии, не вытаптывая вокруг них травостой.

Важной особенностью испарителей ГГИ-500 является возможность с их помощью раздельно определять транспирацию и испарение с почвы между стеблями растений. Для этого одним из испарителей измеряют суммарное испарение (транспирация плюс испарение с почвы), тогда как с помощью другого измеряют испарение с почвы между стеблями растений. Растения над таким испарителем срезают и подвешивают в прежнем положении для создания искусственного затенения. Разность показаний этих испарителей дает величину транспирации за период между взвешиванием испарителей. Возможность измерения транспирации является большим преимуществом испарителей ГГИ-500 перед всеми другими видами определения испарения с сельскохозяйственных полей.

Благодаря своей простоте испарители ГГИ-500 получили широкое распространение у нас в стране. По инициативе и под руководством В. Ф. Пушкарева организована и работает сеть почвенно-испарительных станций, уже сейчас охватывающая около 70 пунктов, расположенных в различных почвенно-климатических условиях СССР. Полученные данные сетевых наблюдений позволяют изучить режим испарения с сельскохозяйственных культур в различных пунктах СССР. С помощью испарителей ГГИ-500 также измеряется испарение с почвы под пологом леса. Часть этих данных используется в настоящей монографии.

На почвенно-испарительной площадке ВНИГЛ уже в течение многих лет (с 1948 г.) в качестве стандартных приборов используются весовые испарители площадью 0,3 и 1,0 м² и высотой

соответственно 0,6 и 0,8 м. В испарителях предусмотрено раздельное измерение просочившейся сквозь монолит воды и поверхностного стока. Взвешивание испарителей производится с точностью, соответствующей 0,2 мм слоя воды. Сравнительно большие размеры испарителей обеспечивают идентичность теплового и водного режимов их монолитов соответствующим режимам почвы окружающего поля. Все это позволяет использовать указанные весовые испарители для измерения испарения не только с парового поля, луга и поля с зерновыми культурами, но также и с полей с другими сельскохозяйственными культурами, в том числе и с паропропашных, таких как картофель, кукуруза и т. д. Данные, полученные с помощью этих испарителей, также используются в настоящей работе.

Описание применяющихся за рубежом различных типов преимущественно весовых испарителей, лизиметров и микроиспарителей приводится в работах Клокова (Klockow, 1958), Робертсона (Robertson, 1955), Стэнхилла (Stanhill, 1958), Кохрейна (Cochrane, 1959), Линслея, Колера, Паулюса (1962), Пляйса (Pleiss, 1964), Маклроя (Mclroy, 1957, 1964), Хессе (Hesse, 1964), Морриса (Morris, 1959), Прюита, Ангуса (Pruitt, Angus, 1960), Маклроя, Самнера (Mclroy, Sumner, 1961), Пэсквилла (Pasguill, 1949, 1949a, 1950) и др. Описание гидравлических испарителей можно найти в работах Кинга, Таннера, Суоми (King, Tanner, Suomi, 1958), Макмиллана, Бёрджи (McMillan, Burgy, 1960) и др. Специальное описание применяющихся там испарителей выходит за рамки настоящей работы.

В заключение краткого описания приборов для измерения испарения с сельскохозяйственных угодий приводим для примера результаты сопоставлений показаний различных испарителей (табл. 1). Данные этой таблицы указывают на удовлетворительное согласование результатов, полученных различными методами измерения испарения, что говорит о их надежности.

Для измерения испарения с болот используется специальный тип болотных испарителей, разработанных В. В. Романовым (1953а; 1961, 1962). Важной особенностью этих испарителей является возможность поддерживать уровень грунтовых вод в их монолите таким же, как и в окружающем болотном массиве. Существуют два типа болотных испарителей. Испарение с поверхности испарителя площадью 0,1 м^2 определяется весовым способом, а с поверхности испарителя площадью 0,05 м^2 — по расходу воды в устройстве, автоматически регулирующем уровень грунтовых вод.

В зимнее время года поверхность почвы обычно находится под снежным покровом, испарение с которого измеряется с известными трудностями. Последние обусловлены очень малой интенсивностью испарения с поверхности снега, а также горизонтальным переносом сухого снега при средних и больших

Таблица 1

Сравнение величин испарения (мм) с почвы, измеренных различными испарителями и определенных методом водного баланса

Место, год	Количество дней сравнения	Поверхность, культура	Метод измерения испарения				
			водный баланс (1,0 м)	гидравлический испаритель		весовые испарители ГГИ-500	
				большой модели	малой модели	высотой 1,0 или 0,8 м	высотой 0,5 м
Валдай, 1951 . .	118	Паровое поле	—	—	169		173
Каменная степь (открытая степь), 1951 . .	78	Овес	172				184
Каменная степь (среди лесных полос), 1951 . .	96		208				206
Валдай, 1952 . .	103	Луг	—	213	—	—	225
Елшанка, 1952 .	51	Яровая пшеница	85			91	74
	63	То же	119			103	92
Дубовка, 1952 .	128	Паровое поле			187		180
Валдай, 1953 . .	129	Луг	—		187	—	180
	61	Озимая рожь	—			201	176
	104	Луг	—	241			240
Каменная степь, 1953	30	Ячмень	65			54	46
Дубовка, 1953	41	Яровая пшеница	146			121	115
	112	Паровое поле			82		85
Елшанка, 1953	71	Яровая пшеница	192			173	127
«Гигант», 1953	29	Озимая пшеница	79			47	39
Валдай, 1954 . .	104,	Овес	260			216	202
	111	„			246	220	198
Дубовка, 1954	173	Паровое поле			224		212
Елшанка, 1954	69	Овес	252			230	195
Дубовка, 1954	50	Ячмень	147			118	119
Гигант, 1954 . .	50	Озимая пшеница	199			198	
Каменная степь, 1957	69	Ячмень	72			74	
	77	Пар	112				110
Киев, 1957 . . .	73	„	159				146
Омск, 1957 . . .	97	Яровая пшеница	213			239	
Валдай, 1958 . .	81	Овес		246		217	178
Дубовка, 1958 . .	195	Озимая пшеница	542			530	
	256	Целина	439				451
	255	Пар	450				385
Каменная степь, 1958	109	Ячмень	343			349	
	108	Пар	270				217
Валдай, 1959 . .		Озимая рожь			112	111	89
Дубовка, 1959 . .	114	Озимая пшеница	218			218	
	156	Целина	208				214
	157	Пар	225				179

Место, год	Количество дней сравнения	Поверхность, культура	Метод измерения испарения				
			водный баланс (1,0 м)	гидравлический испаритель		весовые испарители ГГИ-500	
				большой модели	малой модели	высотой 1,0 или 0,8 м	высотой 0,5 м
Каменная степь, 1959	151	Ячмень	255			260	
	148	Пар	220				151
Киев, 1959 . . .	158	Озимая пшеница	279			263	
Одесса, 1959 . .	174	Ячмень	333			357	
	174	Пар	300				265
Жовтневе, 1960	40	Целина	120			121	
	46	„	134			137	
Жовтневе, 1961	48	„	72		86	57	

скоростях ветра, нарушающим режим испарения со снежного монолита испарителя. Поэтому испарители зимой работают эпизодически, в период безветренной погоды. Размеры испарителей малы. Обычно их площадь составляет 0,01—0,05 м² при высоте 0,05—0,1 м. Делаются они из легкого материала (алюминий, целлулоид, органическое стекло и т. д.), с тем чтобы иметь возможность определять вес испарившегося снега с максимальной точностью. Существует множество разновидностей таких испарителей как зарубежного, так и отечественного производства [Познышев, 1934; Иванов, 1939; Горшенин, 1948; Китредж, 1951; Кёлер (Köhler), 1950; Сабо, 1954; Идзон, 1956; Жиганов и Горшенин, 1957; Дюнин, 1961; Линслей, Колер, Паулюс, 1962; Филатова, 1961; Алпатьев и Перченок, 1963; Кузнецов, 1964 и др.]. Наиболее полно исследовал работу этих испарителей П. П. Кузьмин (1953, 1957, Методические указания № 31, 1952), который предложил использовать в качестве сетевого прибора для измерения испарения с поверхности снега испаритель площадью 0,05 м², высотой 0,06 м из алюминия.

Приведенное краткое описание приборов для измерения испарения с поверхности суши (сельскохозяйственные угодья, лес, болото и снежный покров) показывает, что для всех случаев имеются испарители, приспособленные для измерения испарения с учетом ее особенностей.

1.1.2. Некоторые пути улучшения методики измерения испарения с поверхности почвы

Работа почвенных испарителей ГГИ-500 неоднократно обсуждалась в отечественной литературе (Радионович, 1952, 1954; Будыко и Тимофеев, 1952; Констрантинов, 1954; Русин, 1955;

Каулина; 1956, 1960; Струзер и Русин, 1956; Будыко, 1956; Пушкарев, 1958; Константинов и Пушкарев, 1959, 1960; Константинов, Попов и Пушкарев, 1961; Пушкарев, 1961а; Субботин, 1964; Пушкарев и Субботин, 1964 и др.). В последние годы автором (1961б), автором и Олейником (1963) проведены дополнительные исследования работы испарителей в зоне избыточного и недостаточного увлажнения. Так как выводы из этих исследований не являются вполне очевидными, необходимо остановиться на их содержании более подробно.

В изданном в 1957 г. Руководстве по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей, часть I впервые для широкой сети станций дана научно обоснованная методика измерения испарения и транспирации, пригодная для различных климатических условий. Для повышения точности измерений и успешного внедрения этой методики в практику массовых наблюдений требуется провести дополнительные уточнения и упрощения в направлении стандартизации оборудования, сокращения объема и трудоемкости наблюдений.

Предложенное в Руководстве деление почвенно-испарительных площадок с испарителями ГГИ-500 на различные типы в зависимости от климатических условий не вполне удачно. Использование разной методики при измерении одного и того же элемента — испарения — не позволит сравнивать и обобщать результаты измерений для больших территорий, поскольку различие измеренных величин может быть вызвано различиями как почвенно-климатических условий, так и методики измерений. Последние весьма существенны, так как в разных климатических зонах рекомендуются сменяемые или несменяемые испарители высотой 0,5 или 1,0 м.

Водный режим почвенных монолитов в испарителях, а следовательно, и испарение чрезвычайно сильно зависят от глубины почвенного монолита, причем, чем глубже монолит, тем больше соответствие теплового и водного режимов монолита аналогичным режимам почвы окружающего поля.

Эти преимущества относятся не только к зоне недостаточного увлажения, где испарители высотой 1 м уже рекомендованы Руководством для широкого применения. В зонах достаточного и избыточного увлажнения испарители высотой 1 м также обеспечивают меньшие искажения водного режима почвенного монолита, чем испарители высотой 0,5 м. Это касается процесса высыхания почвенного монолита и его переувлажнения, вызванного различием условий фильтрации влаги в нижележащие слои и капиллярным подъемом воды, задержанной дном испарителя.

В 1954 и 1958 гг. во ВНИГЛ под руководством автора были проведены специальные опыты по сопоставлению показаний испарителей ГГИ-500 высотой 0,5 и 1,0 м с показаниями гидрав-

лического испарителя малой (1954 г.) и большой (1958 г.) моделей. В последнем случае для сопоставлений использовался также стандартный (для почвенно-испарительной площадки ВНИГЛ) испаритель площадью 0,3 м² и глубиной 0,6 м, установленный на то же поле, что и испарители ГГИ-500. Гидравлический испаритель большой модели находился на поле, расположенном в 150 м юго-западнее экспериментального участка. Все испарители были установлены на полях, засеянных овсом.

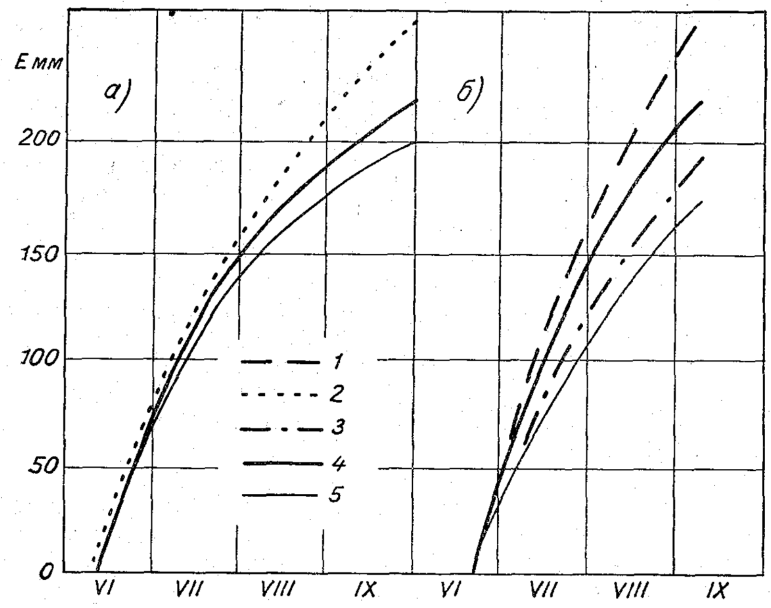


Рис. 4. Интегральные кривые суммарного испарения, измеренного с помощью различных испарителей в 1954 (*а*) и 1958 (*б*) гг. с поля, засеянного овсом.

1 — гидравлический испаритель большой модели, *2* — гидравлический испаритель малой модели, *3* — испаритель площадью 0,03 м², высотой 0,6 м, *4* — испаритель ГГИ-500 высотой 1,0 м, *5* — испаритель ГГИ-500 высотой 0,5 м.

Результаты исследований за 1954 г. изложены в работе автора и М. П. Козлова (1955). На рис. 4 приведен график из этой работы, на котором изображен интегральный ход испарения, измеренного с помощью разных приборов. Испарители ГГИ-500 высотой 0,5 м (2 штуки) сменялись через каждые 10 дней и после выпадения большого количества осадков (более 20 мм). Испарители глубиной 1,0 м (2 штуки) не сменялись в течение всего сезона.

Лето 1954 г. на Валдае было средним по увлажнению (осадки за май — сентябрь составили 276 мм). Разность величин

суммарного испарения за сезон, измеренного с помощью испарителей высотой 1 м (средняя по двум испарителям), и испарения, измеренного с помощью испарителя ГПИ-51, находилась в пределах точности измерений, т. е. укладывалась в 10%, тогда как среднее различие для испарителей высотой 0,5 м составило 16% в сторону уменьшения испарения (почвенные монолиты испарителей пересыхали). По этому поводу еще в 1955 г. было установлено, что «... в отдельные месяцы и за сезон испарители меньшей высоты дают меньшую величину испарения и соответственно бóльшие расхождения с показаниями испарителя ГПИ-51» (Константинов, Козлов, 1955).

В 1958 г. осадки за май — сентябрь составили 278 мм. Результаты измерений испарения различными испарителями приведены на рис. 4, из которого следует, что величины суммарного испарения, измеренные с помощью испарителей высотой 1 м (217 мм), отличаются от величин испарения, измеренных с помощью стандартного испарителя (192 мм), на 13% в сторону завышения, а от величин испарения, измеренных с помощью гидравлического испарителя большой модели (246 мм), на 12% [1] в сторону уменьшения; соответствующая разница для испарителей высотой 0,5 м (178 мм) составила 7 и 28% в сторону уменьшения. Таким образом, и здесь испарители ГГИ-500 высотой 1 м дают более надежные результаты.

Особенно показательны данные сопоставления измеренных величин испарения за летний период наиболее засушливого года (1959 г.). За июль — сентябрь испарение с занятого рожью поля учебного хозяйства Валдайского сельскохозяйственного техникума составило: по гидравлическому испарителю малой модели 112 мм, по испарителю ГГИ-500 высотой 1,0 м 111 мм, а по аналогичному испарителю высотой 0,5 м всего лишь 89 мм. За тот же отрезок времени испарение с аналогичного участка почвенно-испарительной площадки ВНИГЛ, измеренное с помощью весовых испарителей площадью 0,3 м^2, высотой 0,6 м и площадью 1,0 м^2, высотой 0,8 м, составило соответственно 114 и 112 мм. Следовательно, величина испарения, измеренного с помощью испарителей ГГИ-500 высотой 0,5 м, оказалась заниженной примерно на 20%.

У испарителей ГГИ-500 высотой 0,5 м на легких супесчаных почвах в зоне избыточного увлажнения осадки, составляющие более 20 мм слоя воды, обычно просачиваются до дна испарителя. Образующаяся при этом капиллярная кайма на уровне 20—50 см ото дна испарителя неизбежно переувлажняет зону корневой системы растений почвенного монолита в испарителе,

[1] Некоторое превышение величин испарения, измеренных с помощью гидравлического испарителя большой модели, объясняется лучшим состоянием растительности в этом испарителе и в окружающем его поле по сравнению с состоянием посевов на участке с испарителями ГГИ-500.

что приводит к завышению измеряемого испарения и транспирации. Именно этим обстоятельством обусловлена необходимость смены монолитов этих испарителей после каждого такого дождя.

У испарителей высотой 1,0 м, как показывает опыт, просачивание воды до дна в летний период наблюдается лишь после выпадения 40—50 мм осадков, что бывает крайне редко. Даже в условиях Валдайской возвышенности, где годовая норма осадков превышает 700 мм, осадки, дающие слой 40—50 мм, выпадают не более одного раза за вегетационный период, а большей частью и совсем не наблюдаются, тогда как осадки, дающие слой 20 мм, выпадают за то же время 3—4 раза.

Из всех основных форм передвижения влаги в почве (парообразного, пленочного, капиллярного и гравитационного) решающими для водного режима почвы в зоне избыточного увлажнения являются капиллярное и гравитационное. Гравитационная вода при наличии отверстий в дне испарителя уходит за пределы его почвенного монолита и собирается специальными водосборными сосудами. Для этой воды дно с отверстиями не является препятствием. Если бы это было не так, то при больших значениях фильтрации, наблюдаемых на Валдае, которые составляют за сезон десятки и даже сотни миллиметров (в основном в весенний и осенний периоды), гидравлические испарители большой и малой моделей, а также весовые испарители высотой 0,8 м, почвенные монолиты которых, как правило, в течение сезона не сменяются, неизбежно переувлажнялись бы. А это, как известно (Урываев, 1953; Пушкарев, 1954, 1961а), не наблюдается. Не наблюдалось это явление и у несменяемых испарителей ГГИ-500 высотой 1,0 м, устанавливавшихся в 1954 и 1958 гг. на поле с посевом овса. Это значит, что сами по себе большие величины фильтрации при наличии отверстий в дне испарителя не искажают процесса испарения с почвенных монолитов высотой 0,8—1,0 м и более. Искажающее влияние дно испарителя оказывает лишь на капиллярное перемещение воды. При этом дно играет роль как бы уровня грунтовых вод, над которым вследствие капиллярного поднятия образуется переувлажненная зона почвенного монолита (капиллярная кайма).

Капиллярное поднятие на Валдае (для преобладающих здесь песчаных и супесчаных почв) составляет в среднем 0,35 м, а корневая система сельскохозяйственных культур не выходит, как правило, за пределы 0,4 м. Поэтому для надежной работы испарителей в период переувлажнения необходимо, чтобы высота его почвенного монолита превосходила $0{,}40+0{,}35=0{,}75$ м. Испарители, удовлетворяющие этим условиям, не нуждаются в смене почвенных монолитов после осадков, обусловливающих просачивание воды до дна испарителя.

Испарители ГГИ-500 высотой 0,5 м этим условиям не удовлетворяют, поэтому их применение связано либо с большими ошибками измерений, либо (при частой смене монолитов) с большой трудоемкостью работы с ними.

Испарители ГГИ-500 высотой 1,0 м полностью удовлетворяют указанным выше условиям, не требуют смены монолитов после выпадения осадков и поэтому могут быть рекомендованы для использования (несменяемого) в зоне не только недостаточного, но и избыточного увлажнения.

Та же мысль высказана и в монографии В. А. Урываева (1953), обобщившего первые экспериментальные данные ВНИГЛ о влиянии глубины почвенного монолита испарителя на интенсивность испарения. Он считает, что при достаточно увлажненных почвах испарители малой высоты (27,5 и 40 см) дают завышенные величины испарения по сравнению с показаниями более высоких испарителей (60, 80 и 100 см).

Интересны в этом отношении результаты опытов, проводившихся в течение ряда лет на Валдае, по исследованию влияния уровня грунтовых вод на испарение. Результаты этих опытов опубликованы в работе автора и В. Ф. Пушкарева (1954). Уровень грунтовых вод в почвенных монолитах залегал на глубинах 0,25, 0,50, 0,90 и 1,80 м.

Максимальное испарение с луга за 1953—1955 гг. показал испаритель, уровень грунтовых вод в котором был равен 0,5 м. Интенсивность испарения с него на 31% превзошла интенсивность испарения с испарителя, уровень грунтовых вод в котором был близок к уровню грунтовых вод окружающего луга (1,8 м). Аналогичные данные были получены в последующие годы при опытах со льном (1956 г.), картофелем (1957 г.), овсом (1958 г.) и кукурузой (1959 г.). Здесь превышение составило от 15 до 34%.

Следовательно, в дождливый период испаритель ГГИ-500 высотой 0,50 м завышает величину испарения примерно на 30%. Соответствующее завышение для испарителя высотой 1,0 м не выходит за пределы 5—10%. Из сказанного следует, что глубина испарителя ГГИ-500, равная 0,5 м, является наиболее невыгодной, так как приводит к максимальным ошибкам в показаниях испарителя в периоды с большим количеством осадков.

Для суглинков дело обстоит несколько сложнее. Здесь капиллярное поднятие может доходить до 1 м и более. Поэтому корневая система растений в испарителе высотой как 0,5 м, так и 1 м будет в этом случае находиться в зоне капиллярной влаги. Дело в том, что с увеличением высоты капиллярного подъема резко уменьшается коэффициент фильтрации почво-грунтов (см. Роде, 1952, 1956; Иовенко, 1960 и др.).

Этот факт подтверждается опытами 1958 г. во ВНИГЛ, где в месте зарядки почвенных монолитов испарителей высотой 1 м

находился слой суглинка мощностью 20—30 см. Просачивание в этих испарителях за весь сезон не наблюдалось, несмотря на то что количество осадков за отдельные короткие периоды превосходило 30—50 мм.

Принято считать, что частая смена монолита позволяет избавиться от ошибок, связанных с нарушением теплового и водного режимов почвенного монолита. На самом деле это далеко не так. При смыкании капиллярной каймы с корневой системой имеет место транзитное перемещение влаги из нижележащих слоев почвы в воздух без заметного изменения влагозапасов верхних горизонтов почвы. В этом случае практически никакая частота смены почвенного монолита не обеспечит соответствия величин испарения с почвенного монолита испарителя величинам испарения с почвы окружающего поля. Поэтому испарители с монолитом глубиной 0,5 м, сменяемые один, два и три раза в месяц, не дают в этих условиях более надежных данных, чем несменяемые монолиты испарителей высотой 1 м. Учитывая это обстоятельство, а также чрезвычайную редкость просачивания воды в суглинистых почвах до дна испарителя [1] в летние месяцы, можно утверждать, что испарители высотой 1 м и для суглинистых почв имеют преимущество перед испарителями высотой 0,5 м.

По существу то же самое признано и авторами Руководства, которые рекомендуют гидравлические испарители малой модели в качестве эталонных приборов для широкой сети станций во всех климатических зонах СССР, в том числе и для суглинистых почв зоны избыточного увлажнения. Следует напомнить при этом, что почвенный монолит гидравлического испарителя малой модели меняется один раз в год, до посева культуры, а высота испарителя составляет 1,25—1,50 м, что всего на 25—50 см больше высоты испарителя ГГИ-500-100. Поэтому почвенные монолиты испарителей ГГИ-500 высотой 1 м и малых гидравлических испарителей находятся практически при одинаковом режиме увлажнения, так как лишние 25—50 см глубины почвенного монолита не меняют существа дела при оценке капиллярного подъема в суглинках.

Таким образом, испарители высотой 1,0 м обеспечивают лучшее, чем испарители высотой 0,5 м, соответствие режима влажности почвенного монолита и окружающего поля в зоне не только недостаточного, но и избыточного увлажнения.

Вполне естественно, что в случаях, когда постоянно высокий уровень грунтовых вод, вечная мерзлота, каменистый грунт или другие подобные причины затрудняют использование стандартных испарителей высотой 1 м, необходимо уменьшить их высоту до 0,7, 0,5 или даже 0,3 м, изменив при этом соответственно

[1] Эти случаи рассматриваются ниже.

и методику работы с этими испарителями (главным образом изменив частоту их смены).

Изложенное выше позволяет сделать следующий вывод: все почвенно-испарительные площадки следует делать одного типа, с одинаковыми приборами и оборудованием; все испарители ГГИ-500 должны иметь высоту 1 м.

При этом надо твердо отдавать себе отчет в том, что и испарители глубиной 1,0 м не всегда дают надежные результаты. В особо засушливых условиях их глубина оказывается недостаточной. Об этом убедительно говорят данные специальных экспедиционных исследований УкрНИГМИ и ГГО. Остановимся на этих данных более подробно.

За время совместных экспедиций УкрНИГМИ и ГГО летом 1960 и 1961 гг. в с. Жовтневе Днепропетровской области УССР получены многочисленные данные, позволяющие с большой полнотой характеризовать режим испарения с поверхности залежи в степной части Украины. Испарение определялось несколькими независимыми способами: с помощью весовых и гидравлических испарителей, методами водного и теплового баланса, турбулентной диффузии и расчетами по температуре и влажности воздуха, измеренным на рядом расположенной метеорологической станции. Более подробно программа наблюдений за каждый год описана в статье Б. И. Витковского, Н. И. Гойсы, А. Р. Константинова и др. (1963). Там же описаны и метеорологические условия, наблюдавшиеся во время работы экспедиций 1960 и 1961 гг. Из этого описания следует, что лето 1960 г. по степени увлажнения было средним: осадки за время работы экспедиции (с 17/V по 4/VII) составили 95 мм. Для детального исследования динамики влагозапасов влажность почвы в этом году определялась с 10-кратной повторностью ежедекадно до глубины 1,0 м, а в начале и конце периода наблюдений — до глубины 5,0 м. Методическое руководство этими работами осуществлялось И. С. Шпаком и Р. Н. Олейником. Одновременно Н. Г. Иовенко были определены гидрологические почвенные константы. Их значения приведены в работе И. С. Шпака (1962). Там же приведены и результаты детального анализа динамики влажности почвы за 1960 г. Поэтому в настоящей монографии дается лишь краткая характеристика изменений влагозапасов почвы, обусловленных испарением.

Данные о послойном изменении влагозапасов почвы за время работы экспедиции в 1960 г. приведены в табл. 2. Они свидетельствуют о существенном иссушении верхнего слоя почвы (0—0,7 м) за рассматриваемый период. В слое 0,7—1,0 м влагозапасы почвы почти не менялись, а на глубинах 1,0—5,0 м влагозапасы в почве даже несколько возросли. Последнее может быть объяснено миграцией парообразной и отчасти пленочной влаги

из верхних горизонтов в нижние, обусловленной перегревом верхних слоев почвы (речь об этом пойдет ниже).

Таблица 2

Изменение влагозапасов (мм) в различных слоях почвы
с. Жовтневе, 1960 г.

Дата	Слой почвы, см															
	0—5	5—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500
17/V	14	15	33	31	25	24	21	21	21	21	21	247	213	210	202	233
21/V	12	13	30	30	26	23	20	20	22	22	22	240				
1/VI	9	10	23	24	24	23	21	21	22	22	21	220				
11/VI	6	7	18	18	19	20	19	20	21	21	21	190				
21/VI	4	7	16	17	18	19	19	21	22	23	23	189				
1/VII	15	14	21	18	18	19	18	19	21	21	21	205	219	214	204	236

Выпавшие с 21/VI по 1/VII осадки в количестве 54,6 мм увеличили влажность почвы лишь до глубины 30 см; это обстоятельство типично для степной части Европейской территории СССР. Однако большое количество осадков, выпавшее здесь в летнее время, не образует поверхностного стока, вся вода расходуется на испарение и транспирацию. Расход влаги корневой системой в 1960 г. ограничивался в основном слоем почвы мощностью до 0,7—1,0 м. Эту величину можно принять за характеристику слоя почвы активного влагообмена. Глубина этого слоя меньше высоты испарителя ГГИ-500-100. Поэтому следует сделать вывод, что весовые испарители высотой 1,0 м в средние по увлажнению годы пригодны для измерения испарения с почвы степной части Украины.

Величины испарения, рассчитанные методом водного баланса слоев почвы разной мощности, приведены в табл. 3. Там же для сопоставления приведены величины испарения, определенные с помощью испарителя ГГИ-500-100 и рассчитанные по градиентным данным (§ 2.3.2), а также по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях (§ 3.3.2).

Прежде всего можно отметить удовлетворительное согласование результатов определения испарения четырьмя упомянутыми независимыми методами. Расхождения между ними[1] составляют менее 15%, что лежит в пределах точности определения испарения каждым из сравниваемых методов.

Возрастание величин испарения, определенных методом водного баланса слоев почвы от 0—0,2 до 0—1,0 м, объя-

[1] За основу сравнения принимается величина испарения, определенная методом водного баланса слоя почвы 0—1,0 м.

сняется наличием корневой системы, поглощающей воду с глубины до 1,0 м. Дальнейшее уменьшение рассматриваемой величины испарения с увеличением мощности почвенного слоя с 0—1 до 0—5 м может быть объяснено упомянутым выше передвижением парообразной и пленочной влаги из верхних горизонтов почвы в нижележащие.

Таблица 3

Испарение (мм), полученное различными методами

с. Жовтневе, 1960 г.

Период	Вычислено методом водного баланса слоя почвы, см								Рассчитано по		Измерено по испарителю ГГИ-500-100
	0—20	0—50	0—100	0—150	0—200	0—300	0—400	0—500	данным сети	градиентам	
17—21/V	10	10	8						13	15	14
21—26/V	27	34	34						12	14	16
26/V—1/VI									15	18	21
1—6/VI	19	33	37						9	11	14
6—11/VI									13	11	13
11—16/VI	18	21	15						16	14	17
16—21/VI									11	9	12
21—26/VI	32	31	40						18	14	14
26/VI—1/VII									18	30	16
17/V—1/VII	106	129	134	133	128	124	122	120	125	145	137

Известный интерес представляет сравнение величин испарения, определенных по различным расчетным схемам метода турбулентной диффузии. Эти данные приведены в табл. 4.

Таблица 4

Испарение (мм), определенное по различным расчетным схемам

с. Жовтневе, 1960 г.

Период	Метод теплового баланса	Метод турбулентной диффузии по схеме				Рассчитано по данным метеостанций	Измерено по испарителю ГГИ-500-100	Рассчитано по методу водного баланса слоя почвы 0—100 см
		Будыко	Лайхтмана	Тимофеева	автора			
26/V—4/VI	42	27	24	43	27	23	34	
5—14/VI	35	22	18	27	24	30	30	
15—24/VI	25	22	14	23	21	29	26	
25/VI—4/VII	47	50	48	57	53	34	31	
26/V—4/VII	149	121	104	150	125	116	121	120
σ мм	9	11	13	14	12	7	—	—

Расчеты испарения по схемам М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтмана и М. П. Тимофеева, а также по методу теплового баланса проведены Л. Р. Струзером. Расчеты испарения методом турбулентной диффузии по схеме автора выполнены А. В. Кудиной.

Приведенные данные показывают, что расхождения (за период с 26/V по 4/VII) между измеренными величинами и рассчитанными методом водного баланса, турбулентной диффузии (схемы М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтмана и автора), а также по данным наблюдений метеорологических станций не выходят за пределы 15%. Величины испарения, определенные методом теплового баланса и по схеме М. П. Тимофеева, оказались несколько завышенными (до 24%).

Завышение величин испарения, определенных методом теплового баланса, обусловлено отсутствием учета в этом методе различия интенсивности выборочного обмена для тепла и водяного пара. Подробнее это обстоятельство рассматривается в работах автора (1962, 1963), где показано, что упомянутая ошибка может достигать 15% и более в сторону завышения рассчитываемых величин испарения.

Если испарение, измеренное с помощью испарителя ГГИ-500-100, принять за истинное, то среднеквадратичные отклонения σ за декаду для каждого из сравниваемых методов составят: по схеме Будыко 11 мм, по схеме Лайхтмана 13 мм, по схеме Тимофеева 14 мм, по схеме автора 12 мм, по данным наблюдений метеорологических станций 7 мм, по методу теплового баланса 9 мм. Таким образом, наименьшие отклонения от измеренных величин дал метод расчета испарения по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях.

Лето 1961 г. было засушливым. Осадки за время работы экспедиции (с 16/VII по 1/IX) составили 2,9 мм. Влажность почвы измерялась два раза в месяц до глубины 1,5 м, а в начале и конце работы экспедиции — до глубины 3 м. Данные об изменении влагозапасов в почве представлены в табл. 5.

Таблица 5

Изменение влагозапасов (мм) в различных слоях почвы
с. Жовтневе, 1961 г.

Дата	Слой почвы, см															
	0—5	5—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100	0—100	100—150	150—200	200—250	250—300
16/VII	10	11	24	24	25	26	27	27	29	29	28	260	145	147	135	126
31/VII	6	8	19	21	21	22	23	25	26	26	26	223	138			
16/VIII	4	6	16	18	18	18	19	20	22	22	24	187	127			
1/IX	3	6	16	18	19	19	19	20	22	23	23	188	127	130	133	130

Из этой таблицы видно систематическое иссушение почвы в течение периода работы экспедиции. С увеличением глубины интенсивность иссушения уменьшается. В слое 2,0—2,5 м иссушение практически отсутствует, глубже (2,5—3,0 м) заметна тенденция к повышению влагозапасов в почве, обусловленная передвижением парообразной и пленочной влаги сверху вниз вследствие сильного прогревания верхних слоев почвы.

По изменению влагозапасов методом водного баланса определялась величина испарения. Малая повторность наблюдений за влажностью почвы (четырехкратная) не позволила достаточно надежно определить величины испарения этим методом за периоды, меньшие 1,5 месяца, т. е. за время, меньшее продолжительности работы экспедиции. Величина испарения за этот интервал времени, рассчитанная методом водного баланса слоя почвы 0—1,0 м, составляет 72 мм, слоя 0—1,5 м — 90 мм и слоя 0—3,0 м — 106 мм.

Возрастание величины испарения, определенного методом водного баланса, с увеличением мощности почвенного слоя объясняется большим иссушением верхних горизонтов почвы, вследствие чего корневая система травостоя (злаковые, многолетние травы, полынь, молочай и др.) получила глубокое развитие. Суммарное испарение с луга за весь период (кроме первой декады) уменьшилось до 2 мм в сутки; растения существовали за счет влаги, накопленной слоями почвы, расположенными ниже 1,0 м. Поэтому показания испарителя ГГИ-500-100 (табл. 6), а также данные водного баланса слоя почвы мощностью 1,0 м оказались заниженными. Отсюда следует, что

Таблица 6

Испарение (мм), полученное различными методами
с. Жовтневе, 1961 г.

Период	Вычислено методом водного баланса слоя почвы, см			Рассчитано по		Измерено по испарителям	
	0—100	0—150	0—300	данным метеостанций	градиентам	ГГИ-500-100	ГПИ-53
16—21/VII				19	12	13	15
21—26/VII				13	8	9	10
26/VII—1/VIII				10	10	11	13
1—6/VIII				7	6	7	11
6—11/VIII				5	7	4	8
11—16/VIII				9	7	4	10
16—21/VIII				6	14	4	9
21—26/VIII				10	10	2	7
26/VIII—1/IX				9	8	3	3
16/VII—1/IX	72	90	106	88	82	57	86

в особо засушливые периоды испарители ГГИ-500-100 дают заниженные величины испарения. Это происходит потому, что растительность в засушливый период в основном существует за счет влагозапасов слоев почвы, расположенных ниже 1,0 м. В этом случае никакая частота смены почвенных монолитов не может исключить указанного недостатка. Лишь увеличение высоты испарителя (хотя бы до 1,5 м, как это имеет место у гидравлического испарителя малой модели) способно приблизить величины испарения, измеренные с помощью этого прибора, к их истинному значению. Эти выводы целиком согласуются с подобными выводами И. С. Шпака (1962).

Сопоставим теперь более подробно результаты определений испарения различными методами за время работы экспедиции 1961 г. (табл. 6). Сюда относятся результаты определения испарения с помощью весового (ГГИ-500-100) и гидравлического испарителей (ГПИ-53), методом водного баланса, результаты расчета испарения по методу турбулентной диффузии и по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях.

Результаты сопоставления показывают, что истинная величина испарения лежит в пределах от 80 до 90 мм. Это подтверждает относительно хорошее совпадение результатов определения испарения четырьмя независимыми методами (ГПИ дает 86 мм, водный баланс слоя почвы 0—1,5 м дает 90 мм, расчет испарения методом турбулентной диффузии — 82 мм и, наконец, расчет испарения по данным метеорологических станций — 83 мм).

Относительно высокая величина испарения, определенная методом водного баланса слоя 0—3,0 м, может быть объяснена наличием потока парообразной влаги из слоя почвы 0—3,0 м в нижележащие слои. Занижение испарения, определенного методом водного баланса слоя 0—1,0 м, свидетельствует о том, что корневая система растений потребляет гораздо большее количество воды из нижележащих слоев, чем величина оттока парообразной влаги вниз из этого слоя. Для слоя 0—1,5 м имеет место примерное равенство упомянутых величин (т. е. потребление воды корневой системой из слоя почвы, расположенного ниже 1,5 м, примерно равно количеству парообразной влаги, идущей вниз вследствие перегрева слоя почвы 0—1,5 м). При мощности слоя почвы 0—3,0 м корневая система не выходит за его пределы и поэтому ни в коей мере не компенсирует отток водяного пара в нижележащие слои. Поэтому при определении испарения методом водного баланса весь поток водяного пара вниз включен в величину испарения, вследствие чего последняя получилась на 15—20 мм завышенной. Учитывая малую точность определения влагозапасов при измерении влажности почвы с четырехкратной повторностью (Роде, 1960; Иовенко, 1960;

Филиппова, 1958, 1964), приведенную оценку интенсивности потока водяного пара вниз за пределы слоя почвы 0—3,0 м следует считать ориентировочной. Порядок этой величины согласуется с аналогичными оценками, приведенными в работах Бялого (1938), Вериго (1948), Колясева и Мельниковой (1951), Филипповой (1955), Струзера (1957), автора и Олейника (1963) и др.

Различие в методике измерений на почвенно-испарительных площадках касается также частоты смены почвенных монолитов испарителей. Наряду с не сменяемыми в течение всего сезона испарителями в Руководстве предложены испарители, сменяемые один, два и три раза в месяц. Эти сроки смены поставлены в зависимость от общих климатических условий в месте проведения измерений.

Методика измерения испарения, рекомендуемая Руководством для зоны недостаточного увлажнения, сильно отлична от методики измерения испарения, применяемой в зонах достаточного и избыточного увлажнения, хотя в зависимости от количества осадков для конкретных вегетационных периодов один и тот же район может быть недостаточно, достаточно или избыточно увлажнен. В качестве примера можно напомнить, что лето 1951, 1959 и 1964 гг. в северо-западных районах РСФСР (зона избыточного увлажнения) были типичными для зоны недостаточного увлажнения (большая сумма радиации, малые осадки). Лето 1952 г. и частично лето 1958 и 1964 гг. в южных районах ЕТС (зона недостаточного увлажнения) были типичными для зоны достаточного, а периодами и для зоны избыточного увлажнения. Таких примеров можно привести сколько угодно.

Зона достаточного увлажнения, приравненная по методике, рекомендуемой Руководством, к зоне избыточного увлажнения, нередко бывает зоной как избыточного, так и недостаточного увлажнения. Во многих конкретных пунктах измерений даже внутри одного летнего сезона могут быть засушливые и дождливые периоды, т. е. процесс испарения внутри этого сезона может проходить по типу процессов, характерных для зон избыточного и недостаточного увлажнения.

Поэтому условное климатическое деление, принятое в Руководстве, не может служить достаточным обоснованием применения различной методики, при которой могут быть использованы испарители высотой 0,5 и 1,0 м, часто сменяемые или вовсе не сменяемые в течение всего сезона. Эти неизбежные несоответствия методики измерений климатическим условиям постоянно будут являться источником ошибок измерений, поскольку заведомо известно, что, например, испарители ГГИ-500 высотой 0,5 м непригодны для измерений суммарного испарения с зерновых культур в засушливые периоды и т. д.

С целью исключения упомянутых источников ошибок для

всех зон нужно использовать испарители ГГИ-500 высотой 1 м. Поэтому предлагается исключить из методики измерений испарения деление почвенно-испарительных площадок по типам в зависимости от климатических зон, как чисто условное, не учитывающее физику процесса испарения и являющееся источником ошибок наблюдений.

Частота смены почвенных монолитов также связывается авторами Руководства с упомянутыми выше климатическими зонами. Поэтому и она является источником дополнительных ошибок, поскольку в течение одного сезона могут чередоваться несовместимые условия, требующие и не требующие смены монолитов. Следовательно, заранее регламентировать сроки смены испарителя нельзя; это неизбежно ведет к браку наблюдений.

Зарядка испарителей очень трудоемка; при взятии почвенных монолитов имеет место подрезка корневой системы и некоторое нарушение структуры почвы монолита. Все это является причиной часто наблюдаемого угнетенного состояния растений в испарителях. Специальными исследованиями доказано, что испарители высотой 1 м в зоне недостаточного увлажнения следует менять лишь один раз, в начале вегетационного периода. Поэтому авторы Руководства правильно рекомендуют для зоны недостаточного увлажнения сменять почвенные монолиты испарителей высотой 1 м один раз в сезон, перед их установкой в поле. Точно так же, согласно результатам опытов ВНИГЛ, следует поступать и с испарителями высотой 1 м в зонах достаточного и избыточного увлажнения. Это улучшит качество наблюдений и уменьшит их трудоемкость.

Что же касается возможности исключения при измерении испарения в естественных условиях случаев смыкания капиллярной каймы в почвенном монолите с корневой системой, то контроль за ними вполне осуществим. Нужно лишь знать высоту капиллярного подъема почво-грунтов в пункте наблюдений и глубину корневой системы исследуемой сельскохозяйственной культуры. В тех же редких случаях, когда вода просачивается сквозь толщу почвенного монолита (что может быть обнаружено по ее появлению в водосборном сосуде) и капиллярная кайма (считая от дна испарителя) достигает корневой системы, почвенный монолит испарителя следует сменить. Однако, как показывает опыт, такие случаи в летнее время встречаются чрезвычайно редко. Следствием вышеизложенного является вывод: почвенные монолиты испарителей в течение сезона, как правило, не следует менять.

Само сабой разумеется, что в зонах достаточного и избыточного увлажнения точно так же, как и в зоне недостаточного увлажнения, в случаях, когда растительность в испарителе окажется угнетенной, его почвенный монолит надо сменить. Сме-

нять монолит следует также и после выпадения осадков, образующих поверхностный сток, и в случае затопления гнезда испарителя.

Для того чтобы судить о водном режиме почв различных сельскохозяйственных угодий для гидрологических и агрономических целей, нужно знать в первую очередь величину суммарного испарения. Разделение последнего на продуктивное испарение и транспирацию нужно главным образом для специальных научно-исследовательских целей. При этом необходима большая тщательность в производстве этих измерений, не обеспечиваемая предложенной в Руководстве методикой, так как естественная почва затеняется стеблями растений, а, согласно Руководству, испарение с почвы измеряется с помощью почвенного монолита со срезанными и удаленными растениями. Тепловой и ветровой режимы, а также величина осадков над таким монолитом нарушаются[1] так, что результаты этих измерений характеризуют какой-то другой режим, отличный от режима испарения с почвы между стеблями растений.

На агрометстанции Елшанка (Куйбышевская область) в 1952 г. под руководством Л. Р. Струзера, а во ВНИГЛ в 1957 и 1958 гг. под руководством автора проводились специальные сравнительные исследования величин испарения с почвы, не затененной и затененной стеблями растений. Последние срезались и в естественном положении подвешивались над почвой. В результате этих исследований было установлено, что испарение с незатененной почвы в Елшанке превысило величину испарения с естественно затененной почвы на 16%, а на Валдае соответственно на 20,5 и 16%.

Анализируя результаты эксперимента в Елшанке, автор и Л. Р. Струзер в совместной работе еще в 1954 г. констатировали, что «... постановка затенения при измерении испарения с почвы под покровом зерновых культур в зоне недостаточного увлажнения желательна».

Упомянутые выше дополнительные опыты на Валдае показали, что затенение над испарителями нужно и в зоне избыточного увлажнения. Поэтому методика измерений непродуктивного испарения, рекомендуемая Руководством, не обеспечивает нужной точности; эти измерения на сети станций следует прекратить. Для создания действительно естественных условий при измерении испарения с почвы под покровом растений необходимо над почвой подвешивать срезанные стебли и сменять их через 5 дней или еще чаще. Проведение таких тщательных измерений не под силу сетевым станциям; они могут быть выпол-

[1] При малой высоте травостоя над незатененной почвой сильно искажается ветровой режим и температура поверхности монолита, а при высокой растительности искажается величина осадков, выпадающих на поверхность монолита.

нены лишь в небольшом числе пунктов по специальной программе. Этих надежных данных было бы вполне достаточно для научно-исследовательских и некоторых агрономических целей. Исключение из программы широкой сети станций измерения непродуктивного испарения существенно сократит объем работ по изучению испарения с сельскохозяйственных полей с помощью весовых испарителей. Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что на широкой сети станций не следует производить измерения испарения с почвы между стеблями растений.

1.2. ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Характеристика величин испарения с водной поверхности нужна для решения многих практических и научных вопросов, связанных с водным хозяйством страны, гидроэнергетикой и агромелиоративными мероприятиями. В связи с этим важное значение приобретает вопрос об изучении распределения величин испарения с водной поверхности по территории. Существенную роль при этом играют не только средние многолетние характеристики, но и их отклонения за отдельные экстремальные годы, а также их внутригодовое распределение.

Наиболее сложным вопросом методики измерения испарения с водной поверхности оказался вопрос о размере бассейна, испарение с которого принимается за эталон. Многочисленные экспериментальные данные, приведенные в ранее опубликованных работах О. С. Познышева (1937), Миллера (Miller, 1937), В. К. Давыдова (1938, 1944), С. И. Руденко (1948), Б. Д. Зайкова (1949, 1960), А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954), П. П. Кокаулина и Г. Л. Яцентковского (1950), М. Я. Кунявского (1957), М. П. Тимофеева (1958, 1960, 1963), Р. К. Линслея, М. А. Колера и Д. Л. Х. Паулюса (1962), С. Е. Хаунаш (1964), Литлвуда и Ридила (Littlewood and Rideal, 1956), монографии U. S. Geol. Survey (1954), Р. Слейтера и И. Маклроя (1964) и др., а также данные многолетних наблюдений на водноиспарительной площадке ВНИГЛ (Кузнецов, 1954; Урываев, 1954, Федорова и Константинов, 1954; Константинов и Федорова, 1959; Константинов, Федорова и Голубев, 1960; Константинов, 1963; Голубев, 1964) указывают на существенную зависимость интенсивности испарения от размера испаряющей поверхности, т. е. от площади испарителя-водоема. С уменьшением последней интенсивность испарения возрастает. Это обстоятельство объясняется влиянием на величину испарения следующих факторов.

1. Влажность воздуха над водной поверхностью испарителя, как правило, больше влажности воздуха на одном и том же уровне над окружающей почвой. Поэтому водяной пар над испарителем не только поднимается вверх, но и растекается в сто-

роны. Чем меньше размер испарителя и чем больше сухость окружающего воздуха, тем сильнее выражена эта закономерность.

2. Температура поверхности почвы, окружающей испаритель, в дневное время суток, когда процесс испарения наиболее интенсивен, выше температуры водной поверхности в испарителе, поэтому имеет место адвективный приток тепла из воздуха к испаряющей поверхности, увеличивающий ее энергетические ресурсы испарения. Кроме того, бортик испарителя, выступающий над поверхностью почвы, нагревается лучами солнца и теплым воздухом, движущимся вдоль поверхности почвы. Вследствие теплопроводности металлических стенок испарителя это дополнительное тепло отдается водной массе, увеличивая испарение с ее поверхности. Чем выше температура воздуха и почвы, тем более сильно выражено влияние этих факторов.

3. Бортик испарителя дополнительно турбулизирует воздушный поток, что способствует росту адвективного притока тепла к водной поверхности и увеличивает интенсивность относа водяного пара от поверхности в вышележащие слои. Так как с ростом площади испарителя относительное влияние бортика на турбулентное перемешивание воздуха падает, влияние этого фактора на интенсивность испарения с ростом площади испарителя уменьшается.

Из анализа многочисленных экспериментальных данных, выполненного автором и другими по данным наблюдений ВНИГЛ, следует, что на показания испарительного бассейна площадью 20 м^2 не оказывают заметного влияния факторы, обусловливающие повышенное испарение с водной поверхности испарителей малой площади.

Вопрос об изменении интенсивности испарения с водоемов большой площади рассмотрен в главе 4.1 настоящей работы. Из данных этого параграфа следует, что с ростом площади водоема свыше 20—100 м^2 интенсивность испарения изменяется немонотонно. Сначала она несколько возрастает (до интенсивности испарения с площади водоема 30—40 км^2) [1], а затем снова начинает уменьшаться, асимптотически приближаясь к интенсивности испарения с больших водоемов (озер, морей, океанов).

Возрастание интенсивности испарения с водоемов площадью до нескольких десятков квадратных километров может быть объяснено увеличением над водной поверхностью скорости ветра и градиента влажности воздуха (обусловленным опусканием воздушных масс, речь о котором пойдет ниже) по сравнению с подобными характеристиками над окружающей почвой. При дальнейшем увеличении размера водоема интенсивность испарения

[1] Для простоты рассуждений поперечные и продольные размеры водоема принимаются одинаковыми.

снова начинает постепенно снижаться, так как возрастание скорости ветра постепенно прекращается, а влагонасыщенность воздуха все более возрастает.

1.2.1. Приборы, принятые в Советском Союзе, для измерения испарения с водной поверхности

При столь резкой зависимости интенсивности испарения от размера испарителя-водоема, как это имеет место в природе, не имеет смысла искать естественный водоем-эталон, удовлетворяющий всем многогранным запросам практики, поскольку

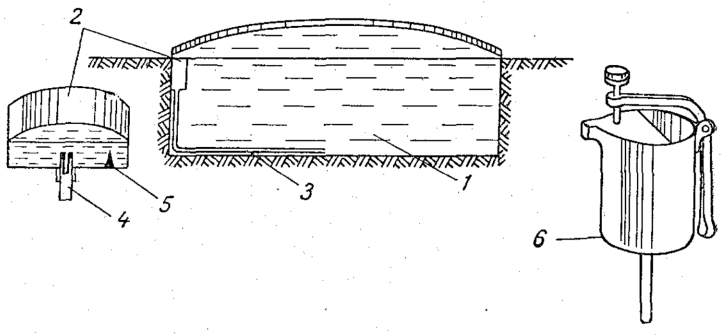


Рис. 5. Схема устройства водноиспарительного бассейна площадью 20 м².

1 — цилиндрический бак, *2* — успокоитель, *3* — труба, соединяющая успокоитель с центром бассейна, *4* — реперная трубка, *5* — иглообразный стержень, *6* — объемная бюретка.

в одних и тех же климатических условиях интенсивность испарения с поверхности лужи, пруда, озера или моря будет отличаться на десятки процентов. В этих условиях естественно выбрать за основу измерений такой водоем-эталон, на величину испарения с которого не должны оказывать влияние ни причины, особенно сильно действующие на испарители малого размера, ни причины, обусловленные безграничным возрастанием размеров водоема. Такому требованию полностью удовлетворяет испарительный бассейн площадью 20 м² (глубиной 2 м), который принят в СССР за водоем-эталон. Для перехода от показаний этого бассейна к испарению с меньших и главным образом бо́льших по размерам водоемов могут быть использованы соответствующие кривые связи, построенные в различных климатических условиях на основании либо экспериментальных данных, либо теоретических разработок.

Испарительный бассейн площадью 20 м² представляет собой цилиндрический бак с плоским дном, изготовленный из листовой стали (рис. 5).

Около внутренней стенки бака устанавливают успокоитель. Это отделенный с помощью раструба от остальной части бассейна небольшой объем воды, примыкающий к поверхности. На уровень воды в нем не оказывает влияния ни волнение, ни перекос уровня воды в бассейне. Это достигается путем соединения раструба трубкой, проходящей вдоль дна, с центром водоема. Внутри успокоителя находится иглообразный стержень, служащий для указания высоты, на которой должен поддерживаться уровень воды в бассейне. Через дно раструба пропущена металлическая реперная трубка, на которую при измерении уровня воды в бассейне надевается объемная бюретка. Это металлический стакан высотой 6 см, площадью 20 см^2, ко дну которого снаружи прикреплен стержень, предназначенный для установки бюретки на реперную трубку. В стенке бюретки, у самого дна, имеется круглое отверстие, через которое вода из испарителя попадает внутрь бюретки. Отверстие закрывается резиновой пробкой, укрепленной на конце Г-образного рычага. Вода из бюретки через сливной носик переливается в измерительную стеклянную трубку. По количеству воды в трубке, определяемому числом делений, соответствующих уровню воды в ней, с помощью таррировочного множителя судят об уровне воды в бассейне в момент измерения. Разность начального и конечного уровней, с учетом выпавших осадков, дает величину слоя воды, испарившейся за рассматриваемый промежуток времени.

Для измерения величин и изучения режима испарения с водной поверхности в различных климатических условиях организована сеть водноиспарительных станций, сравнительно равномерно распределенная по территории СССР. Имеется около 50 пунктов, в которых испарение измеряется с помощью испарительного бассейна площадью 20 м^2. Однако этого количества пунктов недостаточно для обширной территории СССР. Так как изготовление и транспортировка бассейнов площадью 20 м^2 весьма трудоемки, то дальнейшее расширение числа пунктов наблюдений идет за счет использования в качестве прибора для измерения испарения с водной поверхности испарителя ГГИ-3000 (площадь 0,3 м^2, глубина 60 см). В настоящее время насчитывается примерно 400 пунктов, где установлены эти испарители.

В центре бака этого испарителя, изготовляемого из оцинкованного листового железа, имеется реперная трубка, на которую при наблюдении надевается объемная бюретка (рис. 6 *а*). Указателем высоты, на которой должен поддерживаться уровень воды в испарителе, служит укрепленная на реперной трубке коленчатая игла. Испаритель устанавливается в грунт таким образом, чтобы верхние края бака возвышались на 7,5 см над поверхностью окружающей почвы.

Показания этого прибора находятся в сравнительно устойчивой связи с показаниями испарительного бассейна. Для

перехода от показаний испарителя ГГИ-3000 к показаниям бассейна используются редукционные коэффициенты, полученные из результатов совместного измерения испарения по обоим испарителям в различных климатических условиях. Для среднего многолетнего значения редукционных коэффициентов по территории СССР В. И. Кузнецовым (1954) построены специальные карты. Ниже (§ 3.3.2) будет дан способ определения этих коэффициентов за различные декады и месяцы по сетевым метеорологическим данным.

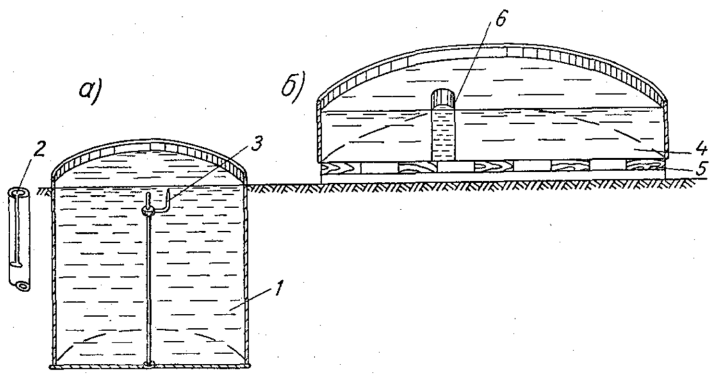


Рис. 6. Схема устройства испарителя ГГИ-3000 (СССР) (*а*) и испарителя класса «А» (США) (*б*).

1 — бак, закапываемый в землю, *2* — реперная трубка, *3* — иглообразный стержень; *4* — бак, устанавливаемый на поверхность брусьев, *5* — брусья, укладываемые на поверхность почвы, *6* — успокоитель.

Методика производства наблюдений за испарением с водной поверхности с помощью испарительного бассейна площадью 20 м^2 и испарителя ГГИ-3000 изложена в Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам (1951).

До сих пор мы рассматривали методику измерения испарения на широкой сети станций с помощью водных испарителей, установленных на суше. Вопрос о практическом использовании данных этих наблюдений будет рассмотрен ниже (§ 4.1.1.). Наиболее существенным с точки зрения практического использования данных сетевых наблюдений является вопрос о соотношении величин испарения с испарителей, установленных на суше, и величин испарения с естественных водоемов. Для определения испарения с последних могут быть использованы методы водного или теплового баланса, турбулентной диффузии и метод непосредственного измерения испарения с помощью плавучих испарительных установок.

Метод водного баланса является в настоящее время наиболее распространенным [Давыдов, 1944; Зайков, 1949, 1960; Браслав-

ский и Викулина, 1954; Чеботарев, 1960; Будыко и Юдин, 1960; Шнитников, 1959; Никулин, 1962; Багров, 1963; Тимофеев, 1963; Булавко, 1964; Викулина и Натрус, 1964; Качмарек (Kaczmarek, 1960) и др.], однако трудности учета отдельных составляющих баланса и главным образом величины подземного водообмена ограничивают использование этого метода.

Применение метода теплового баланса [см., например, Крицкий, Менкель и Россинский, 1947; Шнитников, 1959; Браславский и Викулина, 1954; Лайхтман и Тимофеев, 1956; Огнева, 1956; Самочкин, 1956; Строкина, 1956; Пиотрович, 1958; Константинов и Федорова, 1959; 1960; Мхитарян, 1960, 1963; Кириллова и Несина, 1963; Боуен (Bowen), 1926; Миллер (Miller), 1937; Ушияма (Uchijima), 1961; и др.] предусматривает проведение подробных актинометрических и метеорологических наблюдений над термикой водных масс и ложа в различных частях водоема, а также измерений прихода и расхода тепла посредством водотоков. Проведение всех этих наблюдений весьма трудоемко, поэтому определение испарения с водоемов методом теплового баланса находит ограниченное применение.

Вопрос о применимости метода турбулентной диффузии для расчета испарения с водной поверхности будет рассмотрен ниже (§ 2.2.3 и 2.3.2).

Плавучие испарительные установки представляют собой обычные водные испарители, установленные на плоту. Размеры плота зависят от размера водоема и в первую очередь от максимального размера волны.

На территории СССР в настоящее время имеется 20 сетевых пунктов, на водных объектах которых производится регулярное измерение испарения с помощью плавучих испарительных установок. Одной из таких установок является плавучая испарительная установка, расположенная в центре Валдайского озера. Ее подробное описание приводится в работах В. А. Урываева (1953), автора и Т. Г. Федоровой (1954, 1959).

Конструкция плавучей испарительной установки ВНИГЛ была разработана в ГГИ С. С. Гинко в 1950—1951 гг. С мая 1952 г. она введена в эксплуатацию. Общая площадь Валдайского озера равна 21 км². Ширина западного плеса в месте установки плота 2—3 км, длина 5,5 км.

Плот деревянной конструкции представляет собой равносторонний треугольник с длиной сторон, равной 17 м. Для ослабления энергии волны предусмотрены волногасители — доски, прибитые к бревенчатым консолям, выступающим на 2,5 м от края плота. Дощатый пол со щелями в 1—2 см и дополнительные волногасители — доски, поставленные на ребро, служат для успокоения волны внутри бревенчатого треугольника, образующего плот. Последний устанавливается в полузатопленном положении. Для регулировки степени погружения плота под него

подведены три бака-понтона с изменяемым уровнем воды в них. Глубина озера, где установлен на якоре плот, равна 25—35 м. Длина якорного троса 80 м. За счет прогиба троса плавучая установка при волнении имеет дополнительную амортизацию.

Плот закреплен в одной точке за якорный трос, что дает ему возможность свободно перемещаться по окружности, центром которой является якорь, и устанавливаться всегда одной и той же вершиной против ветра и волны. Благодаря этому приборы и оборудование всегда находятся в одном и том же положении по отношению к ветру.

С целью выяснения поведения плота на большой волне делалось несколько выездов к нему на катере при скоростях ветра 8—10 м/сек. (с порывами до 15—18 м/сек.) при наибольшем разгоне волны вдоль плеса. Высота волны доходила до 1 м и более. Выяснилось, что при этом плот плавно изгибался по профилю волны, равномерно покачиваясь. Волна, ударяясь о плот, в большей мере гасилась волногасителями и уже сильно ослабленная набегала на плот, внутри которого окончательно гасилась на расстоянии 1,0—1,5 м от внешнего контура плота. Брызги, образовывающиеся при ударе волн о выступы, разлетались на 1,5—2,0 м. Выплескивание из испарителей благодаря использованию тонких дощатых крестовин-перегородок, установленных в них несколько ниже уровня поверхности воды, не наблюдалось.

В кормовой части плота установлено пять испарителей (рис. 80). Три из них площадью 0,3 м^2 и два площадью 1,0 и 3,0 м^2. Один испаритель площадью 0,3 м^2 имеет глубину 1,5 м, все остальные — 0,6 м.

Наличие испарителей разной площади и глубины позволяет оценить влияние этих факторов на показания испарителей. Рядом с испарителями установлены дождемеры с высотой борта 7,5 и 30 см.

Плавучая испарительная установка снабжена необходимым оборудованием не только для измерения величин испарения и осадков, но также и для изучения основных гидрометеорологических факторов, обусловливающих испарение: градиентов скорости ветра, температуры и влажности воздуха, температуры поверхности воды в испарителях и в озере, температуры воды в озере на различных глубинах, а также радиационных характеристик водной поверхности.

Эти комплексные наблюдения позволяют определять испарение в центре озера не только путем непосредственного измерения, но и с помощью расчетов методами турбулентной диффузии и теплового баланса. Данные таких расчетов наряду с измеренными величинами испарения будут использованы ниже.

Рассмотрим влияние на испарение площади и глубины испарителей, установленных на плоту. Испарители площадью 0,3 м^2

дают завышенные величины испарения (рис. 7) вследствие турбулизирующего влияния бортика и перегрева воды в них в дневное время суток. Ночное охлаждение компенсирует действие последнего эффекта лишь частично. Та же зависимость хорошо прослеживается, если по вертикальной оси отложить величину испарения, приходящуюся на единицу разности упругости паров, определенную по температуре поверхности. Нетрудно видеть, что этим приемом мы исключаем искажающее влияние бортика и кожуха испарителя на температуру поверхности воды. Ход этой зависимости указывает на существенное искажающее влияние бортика испарителя на скорость ветра над водной поверхностью испарителя, а следовательно, и на испарение.

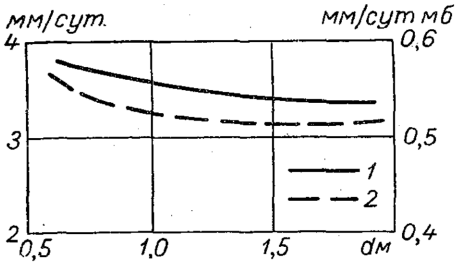


Рис. 7. Зависимость интенсивности испарения от диаметра плавучего испарителя (ВНИГЛ, 1952—1958 гг.).

1 — зависимость среднего суточного испарения, *2* — зависимость испарения, отнесенного к единице разности упругости пара, определенной по температуре поверхности воды в испарителе.

Наличие искажающего влияния бортика испарителя подтверждается тем обстоятельством, что у установленных на плоту испарителей с различной относительной высотой бортика интенсивность испарения, отнесенная к единице разности упругости паров, оказалась различной. Однако разница в величинах испарения, измеренных с помощью испарителей площадью 1,0 и 3,0 м^2, оказалась ничтожной (1%), что говорит о пренебрежимо малом изменении интенсивности испарения при дальнейшем возрастании размера испаряющей поверхности плавучего испарителя.

Глубина испарителей, установленных на плоту, как и береговых испарителей, не оказывает заметного влияния на величину интенсивности испарения (расхождения в показаниях испарителей глубиной 0,6 и 1,5 м не превышают 3%).

При использовании показаний испарителей, установленных на плоту, неизбежно возникает вопрос об искажающем влиянии плота на воздушный поток над испарителями и тем самым на истинные величины испарения. С целью выяснения этого вопроса в 1957 г. во ВНИГЛ с наветренной стороны плота на шарнирном креплении был установлен испаритель ГГИ-3000 в воде. При небольших волнениях испаритель мог плавно подниматься и опускаться без попадания в него воды из озера. Бортик испарителя был минимальным (1—2 см), что позволяло исключить его искажающее влияние. Температура поверхности воды в этом испарителе в период наблюдений практически не отличалась от температуры поверхности воды в озере.

Вследствие изложенного показания этого испарителя принимались за количественные характеристики истинного испарения в центре озера.

Для сравнения его показаний с показателями других испарителей были выбраны лишь те периоды их совместной работы, когда скорость ветра не превосходила 3—4 м/сек., т. е. когда отсутствовало забрызгивание и переливание воды в испаритель через бортик. Проведенное сравнение показало, что различие величин испарения, измеренных с помощью этого испарителя, и исправленных величин испарения, измеренных с помощью испарителя площадью 3,0 м², установленного на плоту, лежит в пределах точности измерений (4%). Поэтому величины испарения, измеренные с помощью испарителя площадью 3,0 м² с учетом отличий температуры поверхности воды в нем от температуры поверхности воды в озере, в настоящей работе взяты за основу измеренных величин при сопоставлении с другими методами определения испарения.

1.2.2. Результаты сопоставления показаний испарителей ГГИ-3000 (СССР) с показаниями испарителя класса «А» (США)

Несмотря на большое значение вопроса измерения испарения с водной поверхности, до последнего времени еще нет общепризнанного прибора для этой цели, рекомендованного на международную водноиспарительную сеть.

Как уже отмечалось, в Советском Союзе на массовой сети станций применяются испарители ГГИ-3000 площадью 0,3 м², высотой 0,60 м. Испаритель устанавливается в грунт так, чтобы вода в нем была на одном уровне с окружающей почвой. Высота бортика, выступающего над поверхностью, равна 7,5 см (рис. 6 *а*).

В Соединенных Штатах Америки для измерения испарения с водной поверхности применяются большей частью испарители класса «А». Площадь испарителя 1,16 м², высота 0,25 м. Прибор устанавливается на деревянных брусьях, укладываемых на поверхности почвы (рис. 6 *б*).

Описание конструкции испарителя класса «А», способа его установки и методики работы с ним можно найти в инструктивных указаниях Бюро погоды США (Evaporation . . . , 1955), в монографии Линслея, Колера, Паулюса (1962) и работах Харбека, Колера, Коберга (Harbeck, Kohler, Coberg, 1958). Описание других типов испарителей можно найти у Е. Андерсона, Л. Андерсона, Марциано (Anderson, Anderson, Marciano, 1950) и в монографиях U. S Geol. Survey (1954), Р. Слейтера и И. Макл-роя (1964).

В других странах находят применение наряду с перечисленными испарителями типы приборов, отличные от упомянутых. При таком положении большие трудности представляет сопоставление показаний этих приборов, а следовательно, и сравнение величин испарения с водной поверхности, измеренных с их помощью в различных климатических условиях. Последнее обстоятельство сильно снижает ценность упомянутых измерений, проведенных по программе Международного геофизического года и Гидрологической декады, а также является препятствием при обмене соответствующей научной информацией между странами.

Поскольку в США для измерения испарения с водной поверхности в качестве массового прибора используется испаритель класса «А», то сравнение его с испарителем ГГИ-3000 дает возможность рекомендовать один из них на международную сеть водноиспарительных станций. Замечания о работе этих испарителей были высказаны в работах автора[1] (1959, 1963), автора, Федоровой и Голубева (1960), автора и Пушкарева (1960), Пушкарева (1958), Пушкарева и Гридасовой (1964).

Чтобы внести ясность в этот вопрос, во ВНИГЛ с 1949 по 1953 г. проводились совместные исследования работы испарителей класса «А» и ГГИ-3000, как наиболее распространенных приборов, применяемых на широкой сети станций. В 1957—1959 гг. в связи с проведением МГГ эти исследования были продолжены по расширенной программе. Наряду с измерением величин испарения, осадков и температуры воды изучались вертикальные профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха в невозмущенном потоке и над испарителями, структура воздушного потока, обтекающего испаритель, а также суточный ход испарения.

Кроме испарителей класса «А» и ГГИ-3000, помещенных в стандартные для этих приборов условия, исследовался испаритель класса «А», установленный в грунте (как испаритель ГГИ-3000), испаритель ГГИ-3000, установленный на деревянных брусьях, лежащих на поверхности почвы (как испаритель класса «А»), и испарители ГГИ-3000, установленные в различных почвогрунтах и в тепловой изоляции.

Подобные исследования проводились также в 1957—1958 гг. в ДНИГЛ, а в 1958 г. на Зеленогорской озерной станции под Ленинградом. Так же оценивалась точность способов отсчета уровней воды в испарителях, применяемых в США (микрометренный винт) и в СССР (бюретки ГГИ). Работа во всех пунктах проводилась под руководством автора. За эталон в этих исследованиях были приняты показания испарительного бассейна площадью 20 м^2.

---

[1] Взгляды автора изложены в Бюллетене МВО (P. R. Comparisons..., 1959).

Испарители класса «А» и ГГИ-3000 отличаются друг от друга площадью, высотой и способом установки. Из графика, приведенного на рис. 8, видно, что показания испарителей площадью 1,16 м², глубиной 0,5 м, установленных в грунте, ближе к показаниям испарительных бассейнов площадью 20 м² той же глубины, чем показания испарителей площадью 0,3 м². Однако разница эта мала, устойчива по величине и знаку и может быть легко учтена при обработке данных наблюдений.

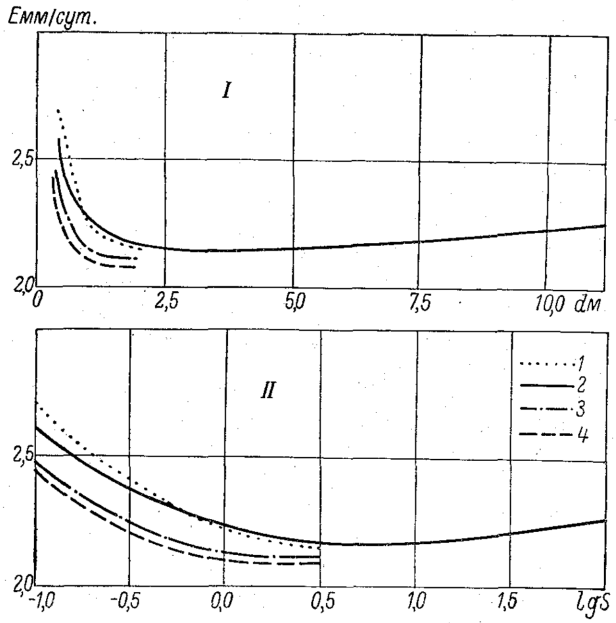


Рис. 8. Зависимость интенсивности испарения от размера испарителя.
I — от диаметра испарителя, *II* — от площади испарителя глубиной: *1* — 2,00 м; *2* — 1,00 м; *3* — 0,5 м; *4* — 0,25 м.

Экспериментальные данные о влиянии глубины испарителей одинаковой площади на интенсивность испарения рассмотрены в работах автора и Федоровой (1959), автора, Федоровой и Голубева (1960) и др.

Из экспериментальных данных, полученных на Валдае (табл. 7), следует вывод о сравнительно малом влиянии глубины испарителей (в пределах глубин от 0,25 до 2,00 м) на величину испарения. Все же более глубокие испарители за теплое время года испаряют в среднем несколько более интенсивно, чем мелкие испарители.

У испарителей малой глубины, установленных в почву, имеет место отклонение сезонного хода, а также суммарных величин

испарения за сезон от соответствующих характеристик, полученных с помощью испарителей глубиной 2,0 м. Подобные отклонения у испарителей глубиной 0,6 м значительно меньше. При рассмотрении общего влияния глубины и площади можно заметить (табл. 8), что испаритель площадью 0,3 м² и глубиной 0,5 м дает меньшие отклонения от показаний бассейна-эталона, чем испаритель площадью 1,0 м² и глубиной 0,25 м, близкий по характеристикам к испарителю класса «А» (при его установке в грунт).

Таблица 7

Интенсивность испарения с водной поверхности (мм/сутки), измеренного с помощью испарителей глубины (ВНИГЛ, 1952—1958 гг.)

Глубина испарителя, м	V	VI	VII	VIII	IX	X
			Площадь 3,0 м²			
0,25	2,2	2,9	2,7	2,0	1,1	0,9
0,50	2,2	2,9	2,7	2,1	1,2	0,8
1,00	2,2	2,9	2,7	2,2	1,4	1,2
2,00	2,3	2,8	2,6	2,1	1,5	1,5
			Площадь 1,0 м²			
0,25	2,1	3,0	2,7	2,0	1,2	0,9
0,50	2,3	3,0	2,8	2,2	1,2	1,1
1,00	2,3	3,0	2,8	2,3	1,4	1,2
2,00	2,3	3,0	2,7	2,2	1,5	1,7
			Площадь 0,3 м²			
0,25	2,4	3,1	2,9	2,2	1,2	0,9
0,50	2,3	3,1	2,9	2,3	1,4	1,2
1,00	2,5	3,1	3,0	2,4	1,5	1,5
2,00	2,5	3,1	3,0	2,3	1,6	2,0
			Площадь 0,1 м²			
0,25	2,5	3,3	3,2	2,4	1,4	1,2
0,50	2,5	3,4	3,2	2,5	1,5	1,3
1,00	2,4	3,4	3,2	2,6	1,7	1,9
2,00	2,6	3,4	3,3	2,6	1,9	2,4

Наибольшие отклонения в величинах испарения, измеренных с помощью испарителей класса «А» и ГГИ-3000, обусловлены различием способа установки этих испарителей (на поверхности почвы и в почве).

Прежде чем приступить к сопоставлению величин измеренного испарения, рассмотрим влияние способа установки испарителя на отдельные факторы, обусловливающие испарение. К числу этих факторов в первую очередь следует отнести ветровой

режим над испарителем и температурный режим его водных масс.

Таблица 8

Испарение (мм/сутки), измеренное с помощью испарителей различных размеров, установленных в грунте (ВНИГЛ, 1952—1957 гг.)

Месяц	Бассейн-эталон	Испарители	
		класса „А“	ГГИ-3000
V	2,3	2,1	2,3
VI	3,0	3,0	3,1
VII	2,9	2,7	2,9
VIII	2,3	2,0	2,3
IX	1,4	1,2	1,4

Испаритель класса «А», установленный на брусьях, существенно нарушает профиль ветра (рис. 9), причем если в 5 см за испарителем и на том же расстоянии впереди него скорость ветра снижается, то сбоку от испарителя и, что особенно важно, над ним скорость ветра возрастает, обусловливая тем самым интенсивный турбулентный относ водяного пара от испаряющей поверхности в атмосферу. Профиль ветра над испарителем ГГИ-3000 искажается пренебрежимо мало.

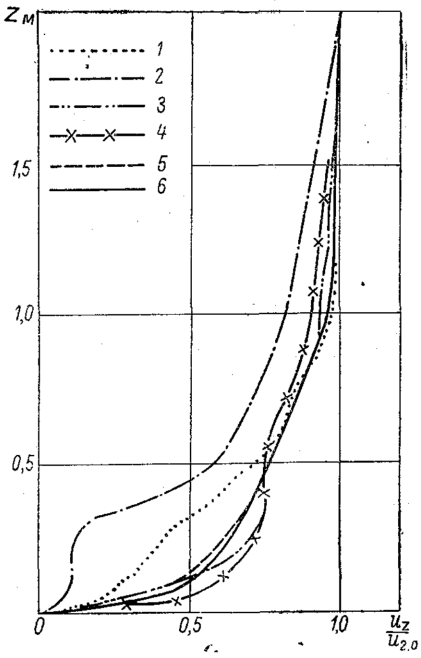


Рис. 9. Профили скорости ветра около испарителя класса «А».

1 — в 5 см перед испарителем, *2* — в 5 см за испарителем, *3* — в 5 см сбоку от испарителя, *4* — над испарителем, *5* — над испарителем ГГИ-3000 в грунте, *6* — невозмущенный профиль.

Испаритель, установленный на брусьях, существенно искажает не только ветровой режим, но и подвергается дополнительному воздействию солнечной радиации и участвует в теплообмене с воздушным потоком. Вследствие этих причин у него наблюдается значительное отклонение термического режима от аналогичного режима воды в бассейне-эталоне как в сезонном, так и в суточном ходе. Наиболее важной характеристикой термического режима, непосредственно влияющей на величину

испарения, является температура поверхности воды. Ее сезонное изменение у разных испарителей приведено в табл. 9.

Таблица 9

Температура поверхности воды в различных испарителях, установленных на поверхности и в грунте

Месяц	Испарительный бассейн площадью 20 м², глубиной 1,4 м	Испарители, установленные в грунте		Испарители, установленные на поверхности почвы	
		площадь 1,0 м², глубина 0,25 м	площадь 0,3 м², глубина 0,6 м	площадь 1,16 м², глубина 0,25 м	площадь 0,3 м², глубина 0,6 м
		ВНИГЛ, 1949—1953 гг.			
V	12,7	12,2	11,7	11,1	11,9
VI	17,9	17,2	16,9	16,3	17,0
VII	19,6	19,6	18,6	17,8	18,2
VIII	18,2	17,3	17,3	16,4	16,9
IX	12,7	11,7	12,1	10,9	11,7
		ВНИГЛ, 1958 г.			
V	12,2	11,9	11,6	12,0	12,9
VI	17,0	16,1	15,3	15,4	16,5
VII	19,3	18,3	18,1	17,9	18,8
VIII	16,9	15,7	15,9	15,4	16,3
IX	11,6	10,5	11,0	10,9	10,7
		Озерная станция, 1958 г.			
V	10,2	—	9,9	—	—
VI	16,2	—	15,4	15,3	15,4
VII	18,5	17,6	17,8	17,3	17,5
VIII	17,5	16,3	16,5	16,0	16,0
IX	12,8	11,1	11,6	10,9	11,0
		ДНИГЛ, 1958 г.			
V	17,6	—	17,1	16,7	—
VI	21,4	—	21,6	20,8	—
VII	24,5	—	23,2	22,2	—
VIII	23,3	20,4	22,4	21,6	—
IX	15,8	13,7	14,4	13,2	—

Аналогичная картина наблюдается и при рассмотрении суточного хода температуры поверхности воды в различных испарителях (рис. 10). Здесь, так же как и в сезонном ходе, имеет место максимальное отклонение температуры поверхности воды в испарителе класса «А» от температуры воды в бассейне-эталоне. В Дубовке, где климат более жаркий, чем на Валдае, эти отклонения выражены более резко.

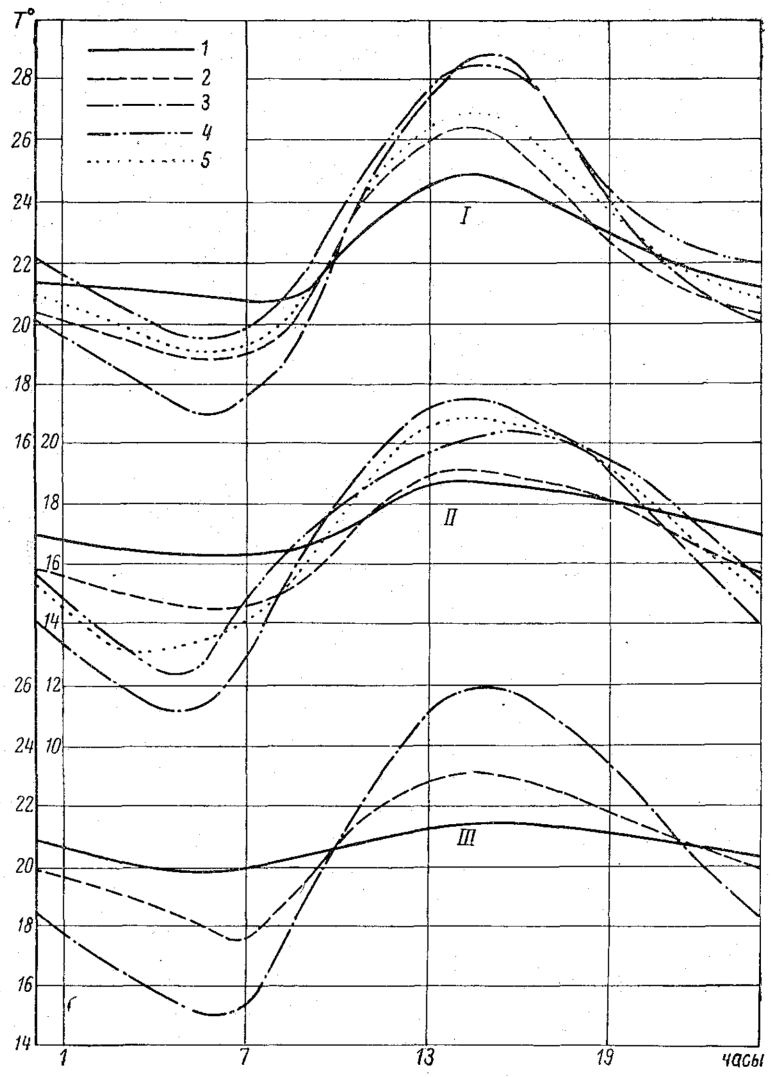


Рис. 10. Суточный ход температуры повехности воды в испарителях.
I — ВНИГЛ, *II* — озерная станция, *III* — ДНИГЛ; *1* — бассейн-эталон, *2* — испаритель ГГИ-3000 в грунте, *3* — испаритель класса «А» на брусьях, *4* — испаритель ГГИ-3000 на брусьях, *5* — испаритель класса «А» в грунте.

Такое сильное искажение ветрового и температурного режимов испарителем класса «А» оказывает отрицательное влияние и на сами измеряемые величины. Если мы сравним величины испарения, определенные с помощью разных испарителей, с величинами испарения, измеренными с помощью бассейна-эталона (табл. 10), то заметим сильное завышение измеренных величин у испарителей класса «А» и испарителя ГГИ-3000, установленного на брусьях, уложенных на поверхности почвы. Если для испарителей ГГИ-3000, установленных в грунт, это завышение

Таблица 10

Испарение (мм/сутки), измеренное с помощью водных испарителей, установленных на поверхности и в грунте

Месяц	Испарительный бассейн площадью 20 м², глубиной 1,4 м	Испарители, установленые в грунте		Испарители, установленые на поверхности почвы	
		площадь 1,0 м², глубина 0,25 м	площадь 0,3 м², глубина 0,6 м	площадь 1,16 м, глубина 0,25 м	площадь 0,3 м², глубина 0,6 м
		ВНИГЛ, 1949—1953 гг.			
V	2,2	2,4	2,2	3,1	3,7
VI	2,9	3,4	3,1	4,0	5,0
VII	2,9	3,3	3,1	3,7	4,7
VIII	2,3	2,3	2,4	2,6	3,4
IX	1,4	1,3	1,5	1,6	2,0
		ВНИГЛ, 1958 г.			
V	2,1	2,2	2,4	3,8	4,9
VI	2,8	3,0	3,0	4,0	5,2
VII	2,7	2,8	2,8	4,0	5,4
VIII	1,9	2,1	1,9	2,0	3,2
IX	1,4	1,2	1,5	1,6	2,3
		Озерная станция, 1958 г.			
V	1,7	—	1,9	—	—
VI	2,4	3,1	3,0	3,9	4,0
VII	3,0	3,2	3,3	4,1	4,5
VIII	2,2	2,2	2,3	2,9	3,0
IX	1,5	1,2	1,4	1,7	1,8
		ДНИГЛ, 1958 г.			
V	5,0	—	5,8	7,1	—
VI	5,1	—	6,1	7,2	—
VII	4,8	—	5,1	6,6	—
VIII	5,1	7,3	5,5	8,7	—
IX	3,6	3,8	3,8	5,4	—

на Валдае за 1949—1953 гг. в среднем составляет всего 5—8%, то для испарителей класса «А» оно равно соответственно 12—37%, а для испарителя ГГИ-3000, установленного на брусьях, 42—73%. Из этих данных видно, насколько сильно искажает величину истинного испарения способ установки испарителей на поверхности почвы. Величина этого искажения из года в год и в различных климатических условиях не постоянна и меняется

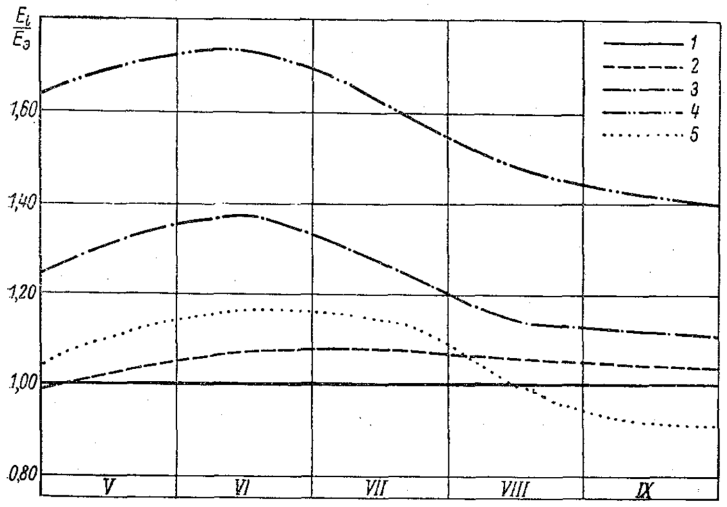


Рис. 11. Сезонное изменение переходных коэффициентов от показаний испарителей E_i к показаниям бассейна-эталона $E_э$.

1 — бассейн-эталон, *2* — испаритель ГГИ-3000 в грунте, *3* — испаритель класса «А» на брусьях, *4* — испаритель ГГИ-3000 на брусьях, *5* — испаритель класса «А» в грунте.

в значительных пределах. Так, например, в 1958 г. максимальные отклонения испарителей ГГИ-3000 и класса «А» соответственно составили: в Валдае 14 и 48%, в Зеленогорске 25 и 62% и в Дубовке 20 и 72%. Следовательно, суммы испарения с водной поверхности как за отдельные периоды, так и за сезон в целом измеряются с помощью испарителей ГГИ-3000, установленных в грунт, с гораздо большей точностью, чем с помощью испарителей класса «А», установленных на поверхности почвы.

Рассмотрим более подробно сезонный ход испарения, измеренного с помощью различных испарителей. На рис. 11 видно, что величина, обратная редукционному коэффициенту, для испарителей ГГИ-3000 на Валдае за 1949—1953 гг. колеблется в пределах от 0,98 до 1,08, составляя в среднем 1,04, тогда как его величина для испарителя класса «А» изменяется в пределах от 1,12 до 1,37, составляя в среднем 1,23.

Следовательно, величины переходных коэффициентов для испарителя ГГИ-3000 являются более близкими к единице и более устойчивыми по величине, чем для испарителей класса «А». Характерно, что в период максимального испарения (май—июль) переходные коэффициенты для испарителя класса «А» имеют наибольшие отклонения, а для испарителя ГГИ-3000 за тот же период эти коэффициенты остаются близкими к единице. Это обстоятельство положительно характеризует работу испарителей ГГИ-3000.

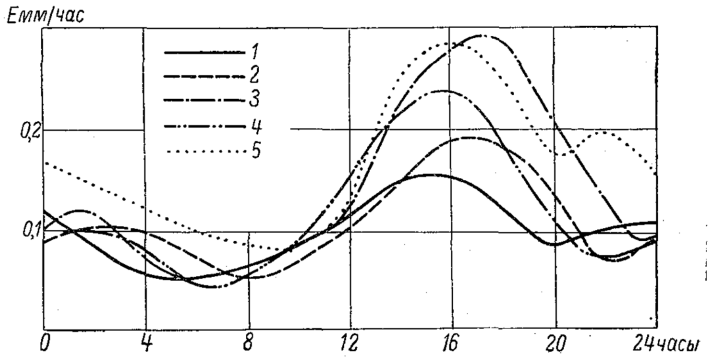


Рис. 12. Суточный ход испарения с водной поверхности различных испарителей.

1 — бассейн-эталон, *2* — испаритель ГГИ-3000 в грунте, *3* — испаритель класса «А» на брусьях, *4* — испаритель ГГИ-3000 на брусьях, *5* — испаритель класса «А» в грунте.

Суточный ход испарения, измеренного с помощью различных испарителей, приведен на рис. 12. Здесь мы видим ту же картину, что и при рассмотрении сезонного хода: суточный ход испарения, измеренного с помощью испарителей класса «А» и испарителя ГГИ-3000, установленного на брусьях, сильно отличается от суточного хода испарения с поверхности бассейна площадью 20 м^2. Соответствующие отклонения для испарителей ГГИ-3000 и класса «А», установленных в грунте, гораздо меньше.

Из сказанного выше следует, что как суточный, так и сезонный ход испарения, измеренного с помощью испарителя класса «А», установленного на почве, чрезмерно сильно искажается, причем степень искажения непостоянна и меняется от года к году, от одних погодных условий к другим.

Установка испарителей в грунте полностью или частично исключает основные недостатки испарителей, устанавливаемых на поверхности почвы. Воздушный поток над испарителем, установленным в грунте, искажается пренебрежимо мало. Нарушение термического режима также незначительно. Однако встает вопрос, в какой мере могут измениться показания этого прибора при его установке в различных грунтах.

Как уже упоминалось, с этой целью в Валдайской и Дубовской научно-исследовательских гидрологических лабораториях были поставлены специальные наблюдения за испарением с водной поверхности испарителей ГГИ-3000, установленных в разных грунтах и с тепловой изоляцией. При этом были выбраны грунты, обладающие различной теплопроводностью (торф, песок и суглинок во ВНИГЛ, песок и естественный грунт — лёссовидный суглинок в ДНИГЛ).

Предварительный анализ результатов этих опытов дан в работах В. А. Урываева (1953), П. А. Урываева (1954), автора, Т. Г. Федоровой и В. С. Голубева (1960). Там же приводится схема расположения испарителей, помещенных в Валдайской лаборатории в разных грунтах. Испарители установлены так, что данный тип грунта окружает их на расстоянии до 1,5 м, а под ними залегает на глубину 1 м. Размеры этих испарителей и испарителя с тепловой изоляцией такие же, как и размеры испарителя ГГИ-3000. Подобные устройства и установка испарителей осуществлены в Дубовской лаборатории.

Бак испарителя с теплоизоляцией, наполненный водой, устанавливается непосредственно не в почву, а в гнездо, диаметр которого на 10 см больше диаметра бака. Между баком и гнездом отсутствует тепловой контакт. Воздушный зазор между ними способствует уменьшению теплообмена водных масс с окружающей почвой.

Данные табл. 11 свидетельствуют о малом влиянии теплообмена водных масс испарителя с грунтом на величину испарения. Вся разница в показаниях испарителей не выходит за пределы точности измерений. Поэтому установка испарителей ГГИ-3000 в разные грунты не искажает величины измеряемого испарения и, следовательно, не является отрицательной характеристикой их работы.

Разная установка испарителей класса «А» и ГГИ-3000 по отношению к уровню поверхности почвы обусловливает различное оседание в них пыли. Для выяснения возможного искажения величин испарения от запыления Государственным гидрологическим институтом в летний период 1958 г. были организованы специальные эксперименты в степной (Нижнедевицкая стоковая станция) и пустынной (гидрометстанция Чешме) зонах Советского Союза. При этих наблюдениях, кроме величин испарения, измерялся объем твердых осадков в испарителях, установленных в грунте (с высотой бортика 7,5 см) и на поверхности почвы (высота верхней кромки испарителя находилась на уровне 30 см от поверхности почвы).

Местом установки опытных испарителей на Нижнедевицкой стоковой станции была выбрана ровная открытая луговая поверхность. Экспериментальная площадка гидрометстанции Чешме представляет собой ровный участок пустыни, окаймлен-

Таблица 11

Испарение (мм/сутки), измеренное с помощью водных испарителей, установленных в различных грунтах

Месяц	Декада	Бассейн площадью 20 м²	Испарители ГГИ-3000, установленные						
			в естественном грунте	с тепловой изоляцией	в песке	в суглинке	в торфе	в песке	в суглинке
			ВНИГЛ, 1952—1954 гг.					ДНИГЛ, 1958 г.	
V	1	2,3	2,2	—	2,2	2,4	2,2	3,7	3,6
	2	2,3	2,4	2,6	2,3	2,3	2,2	4,4	4,7
	3	2,5	2,5	2,7	2,5	2,6	2,6	9,4	9,7
	Ср.	2,4	2,4	—	2,3	2,4	2,3	5,3	6,4
VI	1	3,0	3,1	3,3	3,1	3,2	3,3	6,7	7,1
	2	2,5	2,6	2,8	2,6	2,6	2,7	5,4	6,2
	3	3,4	3,4	3,7	3,2	3,2	3,4	6,3	7,1
	Ср.	3,0	3,0	3,3	3,0	3,0	3,1	6,2	6,9
VII	1	2,9	3,1	3,4	2,8	2,9	3,0	4,8	5,3
	2	2,7	2,7	2,7	2,5	2,6	2,7	5,0	5,9
	3	2,5	2,7	2,8	2,5	2,6	2,8	5,6	6,4
	Ср.	2,7	2,8	3,0	2,6	2,7	2,8	5,2	5,9
VIII	1	2,4	2,4	2,4	2,2	2,4	2,3	6,5	7,8
	2	2,3	2,4	2,4	2,1	2,3	2,2	5,2	6,2
	3	1,9	2,0	1,9	1,8	2,0	1,9	4,7	5,7
	Ср.	2,2	2,3	2,2	2,0	2,2	2,1	5,4	6,5
IX	1	1,6	1,7	1,6	1,6	1,7	1,6	3,7	4,4
	2	1,3	1,4	1,4	1,3	1,5	1,3	4,4	4,7
	3	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	3,2	3,8
	Ср.	1,2	1,3	1,3	1,2	1,4	1,2	3,8	4,3

ный грядами песчаных барханов, местами закрепленных редкими кустами саксаула и кандыма. Данные этих измерений приведены в табл. 12. Они показывают, что объем твердых осадков (пыли), попавших в испаритель, обычно составляет лишь доли процента от объема испарившейся воды и даже в условиях песчаной пустыни он не выходит за пределы нескольких процентов, что целиком лежит в пределах точности измерения уровня воды в испарителях.

Однако запыление может оказывать влияние на прозрачность воды, а вместе с тем и на величину поглощенной солнечной радиации. Этот эффект аналогичен увеличению глубины испарителя. Влияние последней, как уже указывалось ранее, незначительно и лежит в пределах точности измерения испарения.

Испарители класса «А» и ГГИ-3000 отличаются один от другого не только способом установки и размерами, но и способом

Таблица 12

Результаты изучения эффекта запыления водных испарителей

Месяц	Количество твердых осадков, $см^3$		Испарение, мм	Отношение объема твердых осадков к объему испарившейся воды, %	
	борт 7,5	борт 30,0		борт 7,5	борт 30,0
Нижнедевицкая стоковая станция					
V	75	10	104	0,24	0,03
VI	25	10	90	0,09	0,03
VII	45	30	95	0,16	0,10
VIII	50	40	78	0,21	0,17
IX	50	30	70	0,24	0,14
Гидрометстанция Чешме					
VI (с 14/VI по 3/VII)	420	120	329	0,43	0,12
VII (с 4/VII по 31/VII)	2000	350	528	1,26	0,22
VIII	1750	400	479	1,22	0,28
IX	450	130	335	0,45	0,13

измерения слоя испарившейся воды. В испарителе класса «А» отсчет уровня воды осуществляется в специальном успокоителе с помощью игольчатой рейки с микрометренным винтом, а в испарителе ГГИ-3000 — с помощью объемной бюретки, насаживаемой на реперную трубку. Для оценки точности определения слоя испарившейся воды каждым из способов на Зеленогорской озерной станции в июне — сентябре 1958 г. на испарителе класса «А» были проведены сравнительные исследования этих методов. В результате их исследований можно сделать вывод об отсутствии систематических различий в величинах слоя испарившейся воды, измеренных различными способами. Последнее обстоятельство говорит о пригодности обоих методов для этих измерений.

Подводя итоги совместных исследований испарителей класса «А» и ГГИ-3000, следует еще раз подчеркнуть, что испарители класса «А» дают менее надежные показания, чем испарители ГГИ-3000. Основным недостатком испарителей класса «А» является способ их установки (на поверхности почвы). Вследствие такой установки искажается ветровой режим над водной поверхностью испарителя, нарушается термический режим его водных масс и, наконец, самое главное, искажается величина испарения. При этом сильно завышаются суммы испарения за сезон, нарушается суточный и внутрисезонный ход испарения. Величины отклонений показаний рассматриваемых испарителей неустой-

чивы, они меняются из года в год и от пункта к пункту. При таких условиях использование этих испарителей в качестве сетевого прибора для измерения испарения с водной поверхности невозможно.

Испарители ГГИ-3000, установленные в грунте, не искажают заметным образом ни ветрового, ни термического режимов. Величины испарения, измеренные с их помощью в различных климатических зонах, сравнительно мало отличаются от величин испарения, измеренных с помощью эталона — испарительного бассейна площадью 20 м^2, глубиной 2 м. Эти различия, характеризуемые редукционным коэффициентом, хорошо изучены; они устойчивы, и для территории СССР составлена карта их средних значений.

Специальные исследования показали, что установка испарителей ГГИ-3000 в различный грунт не обусловливает различия в величинах испарения с водной поверхности этих испарителей. Точно так же пренебрежимо мало искажает величину испарения попадание в испарители твердых осадков в виде пыли. Поэтому испарители ГГИ-3000 являются надежными приборами для измерения испарения с водной поверхности. Их следует рекомендовать в качестве основных сетевых приборов на международную водноиспарительную сеть.

2. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАДИЕНТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Как известно, в природе наблюдаются два режима течений жидкостей и газов — ламинарный и турбулентный. Первый характеризуется устойчивыми скоростью и направлением течения и почти полным отсутствием завихрений, второй — хаотическими пульсациями скорости и направления в каждой точке потока. Важной характеристикой гидродинамического режима потока является число Рейнольдса $\mathrm{Re} = \frac{uL}{\nu}$, представляющее собой одновременно и количественную характеристику условий перехода одного режима течения в другой.[1]

Экспериментальными исследованиями в трубах [Рейнольдс (Reynolds), 1883, 1895; Лойцянский, 1941, 1957, 1962; Шлихтинг, 1956; Фабрикант, 1949, 1964; Гольдштейн (ред.), 1948; Прандтль, 1949; Ландау и Лифшиц, 1965 и др.], а также теоретическими исследованиями Кочина, Кибеля и Розе (1948, 1963), Драйдена (Dryden, 1948), Шлихтинга (Schlichting, 1950), Монина и Яглома (1965) и других установлено, что ламинарный режим потока неизбежно переходит в турбулентный при росте числа Рейнольдса от нескольких сот до нескольких тысяч, а по некоторым исследованиям (Шлихтинг, 1965; Прандтль, 1949; Лойцянский, 1962) — до нескольких десятков тысяч, причем более точно значение Re внутри этого интервала для каждого типа течения определяется начальной завихренностью потока и шероховатостью поверхности, вдоль которой движется жидкость или газ. Чем больше начальная завихренность ламинарного потока и чем выше шероховатость поверхности, тем ниже критическое значение числа Рейнольдса, при котором ламинарный режим потока переходит в турбулентный.

---

[1] Здесь u — скорость потока, L — его характерный размер, а ν — кинематическая вязкость.

Скорость воздушных течений в атмосфере даже при штилях, согласно данным измерений с помощью термоэлектрических анемометров, составляет от нескольких сантиметров в секунду до нескольких десятков сантиметров в секунду. Кинематическая вязкость воздуха при 10° примерно равна 0,14 см²/сек. Наименьший характерный размер устойчивых воздушных течений, если не считать общей циркуляции атмосферы, составляет для бризов, горно-долинной, приопушечной и других видов местной циркуляции сотни метров. В этих условиях минимальное значение числа Рейнольдса превосходит 10^6. Степень завихренности воздушного потока в атмосфере и шероховатость земной поверхности обычно таковы, что обусловливают ранний переход ламинарного течения в турбулентное.

Исходя из приведенной оценки числа Рейнольдса, можно утверждать, что в обычных условиях в атмосфере имеет место турбулентный режим воздушных течений. В дневное время, когда интенсивность испарения максимальна, турбулентный режим является особенно развитым. Поэтому в последующих разделах работы анализируются закономерности турбулентного воздушного потока. Отличительной чертой атмосферных турбулентных процессов вообще и процессов в приземном слое в особенности является наличие температурной неоднородности в естественных воздушных потоках, сильно осложняющей процесс турбулентного перемешивания.

2.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУКТУРЫ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ИХ ПРИЛОЖЕНИЕ К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ РАЗЛИЧНЫХ СУБСТАНЦИЙ В ТЕМПЕРАТУРНО-ОДНОРОДНОМ ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

К настоящему времени сложилось два отчетливо выраженных направления в исследовании турбулентности. Одно из них, заложенное Прандтлем [Прандтль, 1939, 1949; Прандтль (Prandtl) 1925] и развитое Карманом (Karman, 1930), базируется на теории и экспериментах в области пограничного слоя, образующегося около тела, обтекаемого жидкостью или газом. В развитие этого направления в последнее время большой вклад внесли советские (Будыко, 1948; Монин, 1951, 1953; Лойцянский, 1941, 1957, 1962; Кочин, Кибель, Розе, 1963; Дородницин и Лойцянский, 1945; Седов, 1957; Обухов, 1946; Монин и Обухов, 1954; Казанский и Монин, 1958; Монин и Яглом, 1965; Великанов, 1949; Лайхтман, 1944, 1961; Маккавеев, 1948; Караушев, 1960; Тарг, 1951 и др.) и зарубежные ученые [Ричардсон (Richardson), 1922, 1926; Тейлор (Taylor), 1935; Шлихтинг, 1956, 1962; Сеттон, 1958; Халтинер и Мартин, 1960; Эккерт и Дрейк,

1961; Хинце, 1963; Пристли, 1964 и др.]. Более подробно некоторые из этих работ будут рассмотрены ниже (2.2).

Второе направление в исследовании турбулентности основывается на систематическом использовании при исследовании закономерностей статистической физики и теории подобия и размерностей. Основы статистической теории турбулентности были заложены в работах А. А. Фридмана и Л. В. Келлера (1924; Келлер, 1925).

Наиболее широко и плодотворно работал над теорией статистической турбулентности А. Н. Колмогоров (1941, 1941 а), который развил количественные представления о структуре установившегося турбулентного течения. Он впервые ввел понятие о структурной функции турбулентного потока, которая представляет собой средний квадрат разности значений исследуемого элемента в двух различных точках турбулентного потока. Структурная функция оказалась весьма важной количественной характеристикой и в настоящее время является общепризнанным параметром при исследовании турбулентности статистическим методом.

А. Н. Колмогоров (1941, 1941 а) одновременно с А. М. Обуховым (1941, 1941 а) является автором известного «закона $^2/_3$» — важнейшей структурной закономерности поля скоростей в турбулентной атмосфере. В дальнейшем над развитием статистической теории турбулентности плодотворно работали советские (Обухов, 1949, 1951, 1954, 1954 а, 1958, 1959, 1960; Татарский, 1956, 1959; Обухов и Яглом, 1951; Юдин, 1946, 1950; Монин, 1958, 1962, 1962 а; Яглом, 1949, 1957; Монин и Яглом, 1965; Красильников, 1945, 1947, 1953; Миллионщиков, 1939; Ландау и Лифшиц, 1953, 1965 и др.) и зарубежные [Онзагер (Onsager), 1945, 1949; Вайцзекер (Weizsäcker), 1948; Хайзенберг (Heisenberg), 1948, 1948 а; Бэтчелор, 1955; Таунсенд, 1959; Хинце, 1963 и др.] исследователи. Результаты этих исследований, помимо теоретического интереса, имеют большое значение для многих прикладных вопросов. К числу последних относятся расчеты влияния турбулентных пульсаций на колебания самолетов, ракет, рассеяние света, электромагнитных и звуковых волн и т. д. Экспериментальное исследование структуры турбулентных воздушных потоков в одинаковой мере нужно как для статистической, так и для полуэмпирической теории турбулентности.

Прежде чем перейти к непосредственному исследованию структурных характеристик воздушного потока вблизи подстилающей поверхности, остановимся весьма кратко на тех приборах, с помощью которых были получены исследуемые характеристики. Как уже говорилось, процессы влаго- и теплообмена поверхности почвы с атмосферой носят турбулентный характер. Хаотические вертикальные перемещения воздушных масс являются основной причиной переноса различных субстанций (водя-

ного пара, тепла, количества движения, примесей и т. д.) от одного слоя воздуха к другому. Одним из определяющих факторов интенсивности турбулентного перемешивания является динамическая турбулентность, обусловленная величиной скорости ветра и его структурой. Наиболее важной характеристикой турбулентного состояния атмосферы является коэффициент вертикального перемешивания, который может быть получен или по градиентным наблюдениям средних горизонтальных скоростей ветра и температуры воздуха, или по регистрации компонентов скорости ветра в какой-либо точке приземного слоя. Знание отдельных составляющих скорости ветра, кроме расчета по ним коэффициента перемешивания, дает возможность глубже проникнуть в механизм турбулентных процессов и открывает широкие перспективы исследования последних. Расчет коэффициента перемешивания по структурным данным является единственным методом количественной оценки интенсивности турбулентного перемешивания в условиях неровного рельефа, вблизи лесных полос, построек и т. д. Широко распространенные в Советском Союзе градиентные методы определения коэффициента перемешивания не пригодны для расчетов вблизи препятствий вследствие изменения последними турбулентной структуры потока, не учитываемого теоретическими схемами, положенными в основу указанных методов.

Для исследования механизма турбулентных процессов необходимо изучение структуры воздушных потоков и главным образом структуры вертикальной составляющей скорости ветра. При проведении структурных исследований необходимо иметь приборы, дающие возможность измерения и регистрации отдельных компонентов скорости ветра. Критический обзор существовавших ранее приборов и методов приведен в работах автора (1947, 1950, 1951, 1958, 1961), где показаны их достоинства и недостатки.

Для производства структурных исследований автором были разработаны специальные приборы — трехлопастный анемограф и термоанемограф.

Трехлопастный анемограф дает возможность одновременной регистрации мгновенных значений горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра. Описание первого варианта этого прибора дано в работах автора (1947, 1951), а краткое описание его последней схемы приведено в работах автора (1950, 1951). Более подробно этот прибор описан в работах автора (1958 а, 1963), где дается его характеристика, изложена методика проведения экспериментов с данным прибором в полевых условиях, а также описан способ обработки полученных результатов.

Основными требованиями, предъявляемыми к трехлопастному анемографу при выборе его конструкции, являлись простота

и безотказность работы с ним в полевых условиях. В существующем конструктивном оформлении этот прибор дает синхронную регистрацию величин модуля вектора скорости и его угла наклона к горизонту.

Определение модуля производится по принципу работы флюгера Вильда только с учетом наклона вектора скорости к горизонту. Как известно, при снятии показаний с флюгера считается, что ветер направлен горизонтально. Учет наклона ветра к горизонту значительно уточняет показания прибора.

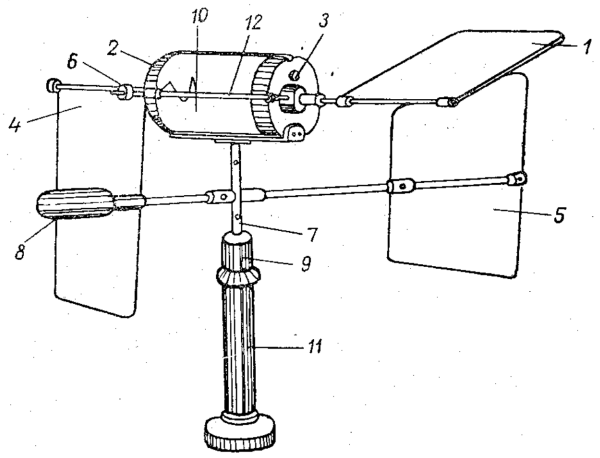


Рис. 13. Схема трехлопастного анемографа.

1 — горизонтальная лопасть, *2* — барабан с часовым механизмом, *3* — рычаг для запуска и остановки часового механизма, *4* — вертикальная лопасть, *5* — основная несущая флюгарка, *6* — контргруз вертикальной лопасти, *7* — поворотная стойка прибора, *8* — контргруз основной флюгарки, *9* — втулка с подшипниками, *10* — бумага для записи, навернутая на барабан, *11* — неподвижное основание прибора, *12* — изогнутые рычаги — направляющие перьев.

Регистрация наклона осуществляется с помощью уравновешенной флюгарки, вращающейся вокруг горизонтальной оси и устанавливающейся вдоль вектора скорости. Схема прибора изображена на рис. 13.

На вертикальной оси обычного флюгера укреплен барабан с часовым механизмом. С осью барабана совпадают оси вертикальной пластинки, работающей по принципу флюгера Вильда, и горизонтальной флюгарки, реагирующей на наклон ветра к горизонту. Подшипники этих осей закреплены в барабане таким образом, что обе лопасти могут поворачиваться независимо одна от другой.

Основная (несущая) флюгарка ориентирует прибор так, что вектор скорости остается всегда перпендикулярным к осям вертикальной и горизонтальной лопастей. Одновременная регист-

рация положения этих лопастей дает возможность определить величину и направление вектора скорости. Запись отклонений лопастей производится на ленте, укрепленной на барабане. С осью каждой из них жестко связаны полые изогнутые рычаги таким образом, что в спокойном состоянии они находятся в диаметрально противоположных точках относительно оси барабана.

При колебании лопастей длинные плечи рычагов описывают цилиндрические поверхности, концентричные поверхности барабана. В рычагах сделаны прорези, параллельные образующей цилиндра, в которых перемещается остро заточенный штифт, соединенный посредством пружинки с направляющим ползунком. Пружинка прижимает штифт к обернутой лентой поверхности барабана, на которой и производится запись. Ползунок перемещается с помощью натянутой внутри полого рычага тонкой нити, соединенной посредством поворотных роликов с часовым механизмом. В результате работы прибора на ленте из закопченной или меловой бумаги получается синхронная запись отклонений вертикальной и горизонтальной лопастей.

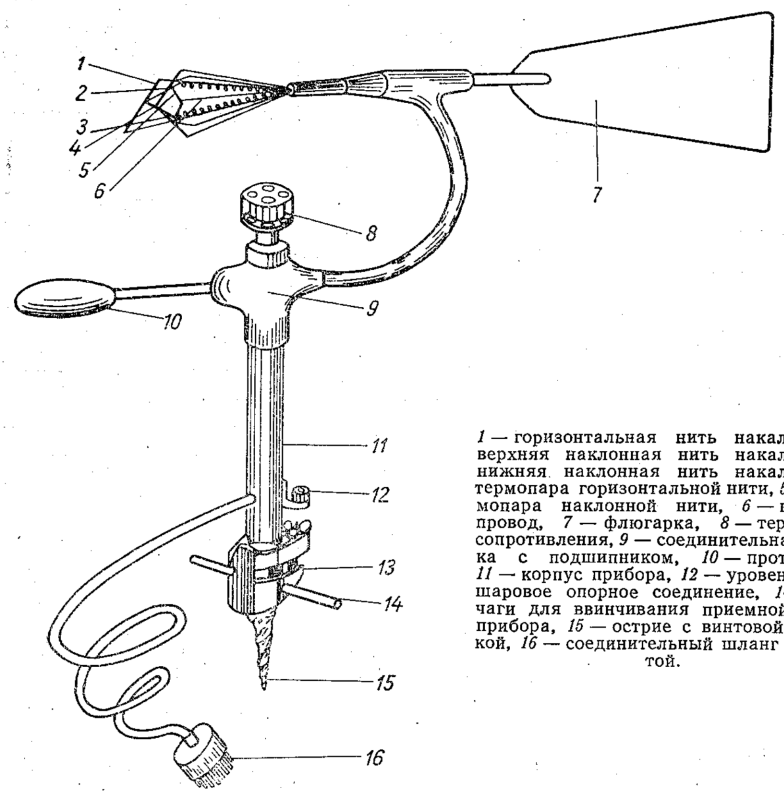
Перейдем к описанию термоанемографа — прибора для исследования турбулентной структуры ветра. Ранние конструкции этого прибора описаны в работах автора (1947, 1951, 1955). Его краткое описание приводится также в монографиях В. Н. Кедроливанского и М. С. Стернзата (1953), А. М. Туричина (1959) и Л. Г. Качурина (1962). Подробное описание прибора, монтажная схема, вывод уравнений градуировочной кривой, результаты ее проверки и анализ ошибок, возможных при использовании прибора в полевых условиях, приведены в отдельной брошюре (1955) и монографии автора (1963). Поэтому в настоящей работе мы приводим лишь краткое описание этого прибора.

Действие термоанемографа основано на использовании зависимости интенсивности охлаждения нагретой проволочки, помещенной в воздушный поток, от скорости и угла набегания потока на проволочку. Зависимость интенсивности охлаждения от скорости используется для определения величины скорости потока, зависимость интенсивности охлаждения от угла набегания — для определения ее вертикальной составляющей. Температуру проволочки измеряют с помощью термопары.

При этом методе измерений и постоянной силе тока накала сопротивление проволочки остается неизменным, поскольку материалом для нити выбран константан (диаметр 100 мк), температурный коэффициент сопротивления которого пренебрежимо мал.

Приемная часть прибора состоит из трех константановых проволочек: одной горизонтальной и двух взаимно перпендикулярных, расположенных в вертикальной плоскости под углом 45° к горизонту (рис. 14). Горизонтальная нить служит для

определения модуля вектора скорости. Для обеспечения перпендикулярности набегания воздушного потока на эту нить приемная часть прибора смонтирована на легком флюгере. Изменение температуры проволочки, а вместе с ней и температуры горячего спая термопары вызывает изменение электродвижущей силы в цепи последней, что обусловливает поворот зеркальца гальванометра.



1 — горизонтальная нить накала, *2* — верхняя наклонная нить накала, *3* — нижняя наклонная нить накала, *4* — термопара горизонтальной нити, *5* — термопара наклонной нити, *6* — нулевой провод, *7* — флюгарка, *8* — термометр сопротивления, *9* — соединительная втулка с подшипником, *10* — противовес, *11* — корпус прибора, *12* — уровень, *13* — шаровое опорное соединение, *14* — рычаги для ввинчивания приемной части прибора, *15* — острие с винтовой нарезкой, *16* — соединительный шланг с муфтой.

Рис. 14. Схема приемной части термоанемографа.

Наклонные нити служат для определения угла наклона вектора скорости к горизонту. Длина каждой из них равна 2 см. Термопары, горячие спаи которых закреплены на наклонных нитях, соединены таким образом, что отклонение зеркальца гальванометра определяется разностью температур горячих спаев термопар. Эта разность проявляется при отклонении потока от горизонтального направления и обусловлена различными углами набегания потока на нити, т. е. различной интенсивностью

охлаждения последних. Поворот зеркальца гальванометра служит мерой наклона потока к горизонту. Зная величину скорости потока и угол его наклона, легко найти вертикальную составляющую скорости ветра.

Кроме мгновенных значений горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра, прибор синхронно регистрирует также пульсации температуры воздуха.

Для этой цели используется малоинерционный термометр сопротивления.

2.1.1. Некоторые сведения о турбулентной структуре воздушных потоков в приземном слое

Рассмотрим наиболее важные характеристики турбулентной структуры воздушных потоков, используемые в настоящей работе. Эти характеристики были получены рядом исследователей [Обухов, 1951, 1962; Монин, 1953, 1962; Бовшеверов, Гурвич и Цванг, 1959; Бест (Best), 1935; Тейлор (Taylor), 1927; Скрейз (Scrase), 1930; Гёдеке (Gödecke), 1935; Райдер (Rider), 1954; Шеппард (Sheppard), 1947; Крамер и Рекорд (Cramer, Record), 1953; Перепелкина, 1957; Бютнер, 1963; Хинце, 1963; Пристли, 1964, 1964 а; Зайцев, 1963; Воронцов, Герман, Дубов, 1964; Цванг, 1962; Галанджий, 1964 и др.] с помощью различных приборов и автором (1949, 1950, 1951, 1952, 1953, 1955, 1961, 1961 а, 1963; Константинов и Маренкова, 1952; Константинов, Воронцов, 1961; Ариель, Бютнер, Константинов, 1963; Галаджий, Константинов, Белоусов, 1963; Воронцов, Галаджий, Константинов, 1963; Галаджий, Константинов, 1963) с помощью трехлопастного анемографа и термоанемографа. Автор исследовал структуру воздушных потоков с помощью упомянутых приборов в 1947 г. под Москвой (г. Долгопрудный), в 1948 г. под Ленинградом (ст. Колтуши), в 1950 и 1951 гг. в Каменной степи (Воронежская область), в 1952 и 1953 гг. в Сальских степях, в 1957—1959 гг. на Валдае и в 1960 и 1961 гг. на Украине (Днепропетровская область).

На рис. 15 показана зависимость отношения пульсации горизонтальной скорости u' к величине этой скорости u от высоты и устойчивости стратификации. Несмотря на значительный разброс точек, можно заметить отсутствие зависимости этого отношения от высоты. С ростом неустойчивости величина отношения $\frac{u'}{u}$ несколько возрастает.

Существует мнение, что в атмосфере вертикальные пульсации скорости ветра, направленные вверх, как правило, больше пульсаций, направленных вниз. Экспериментальные данные, приведенные на рис. 16, это мнение не подтверждают; наоборот, они свидетельствуют о том, что пульсации, направленные вниз, при

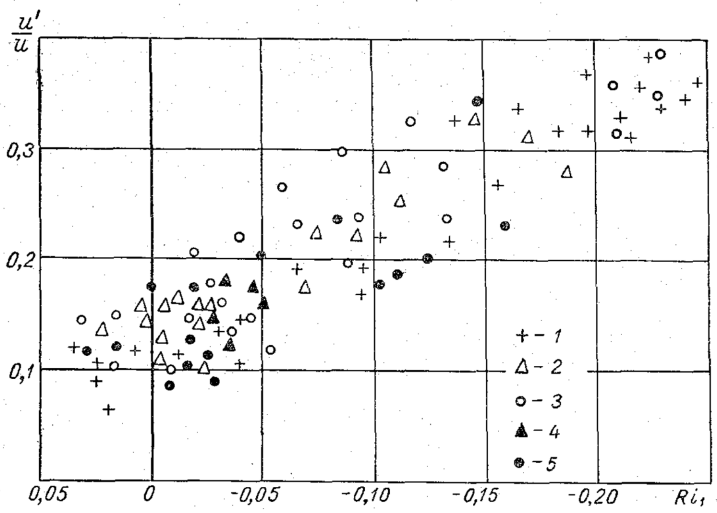


Рис. 15. Зависимость отношения пульсации горизонтальной скорости u' к величине этой скорости u от устойчивости стратификации атмосферы.

1 — термоанемограф, 1 м; *2* — трехлопастный анемограф, 1 м; *3* — термоанемограф, 2 м; *4* — трехлопастный анемограф, 3,5 м; *5* — термоанемограф, 11,5 м.

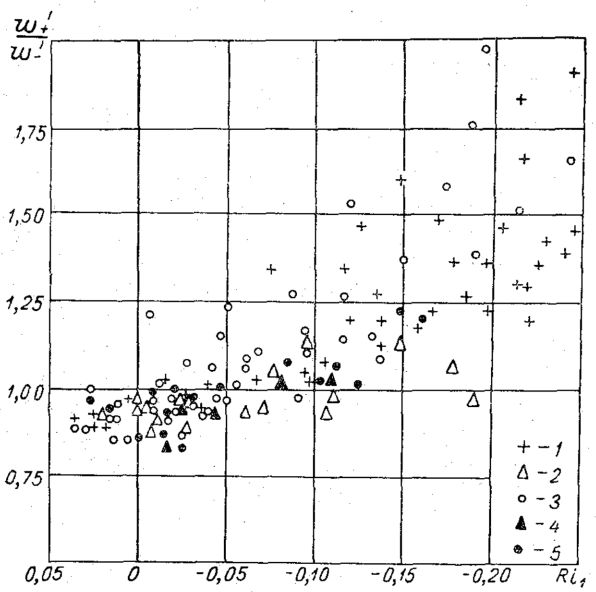


Рис. 16. Зависимость отношения вертикальных пульсаций скорости, направленных вверх, w_+ к пульсациям, направленным вниз w_-, от устойчивости стратификации атмосферы.

1 — термоанемограф, 1 м; *2* — трехлопастный анемограф, 1 м; *3* — термоанемограф, 2 м; *4* — трехлопастный анемограф, 3,5 м; *5* — термоанемограф, 11,5 м.

инверсиях, изотермии и небольших сверхравновесных градиентах[1] больше и лишь при средних и значительных сверхравновесных градиентах они становятся меньше соответствующих пульсаций, направленных вверх. Это происходит потому, что абсолютные величины вертикальных пульсаций растут с высотой. Поэтому пульсации, вызванные вихрями, приходящими к рассматриваемому слою снизу, будут меньше тех, которые обусловлены вихрями, опустившимися сверху.

Для случая средних и значительных сверхравновесных градиентов существенную роль начинают играть восходящие потоки воздушных масс, вызываемые архимедовыми силами. В этом случае термические факторы турбулентности становятся преобладающими.

Из анализа данных структурных измерений к настоящему времени можно считать установленным, что абсолютная величина пульсаций вертикальной скорости растет с высотой быстрее, чем абсолютная величина пульсаций горизонтальной скорости. Так, по данным Беста (Best, 1935), которые хорошо согласуются с результатами исследований Фейджа и Таунсенда (Fage and Townsend, 1932), следует, что в условиях, близких к равновесным, величина горизонтальной пульсации скорости ветра растет пропорционально высоте в степени 0,13, т. е. $u' \sim z^{0,13}$, а величина вертикальной пульсации $w' \sim z^{0,34}$. Отношение $\frac{w'}{u'} \sim z^{0,21}$. Это вполне согласуется с результатами обработки автором (1963) ранее проделанных экспериментов. Из этих данных следует, что $\frac{w'}{u'} \sim z^{0,22}$. Обработка более поздних экспериментальных данных, полученных в степной части Украины (Галаджий, Константинов, Белоусов, 1964), дала значение степени z, равное 0,21.

С ростом неустойчивости стратификации атмосферы интенсивность возрастания вертикальной пульсации с высотой увеличивается, вследствие чего степень n в выражении $\frac{w'}{u'} \sim z^n$ несколько возрастает. Относительно быстрое уменьшение вертикальной пульсации с приближением к поверхности существенно нарушает изотропность турбулентных пульсаций в приземном слое воздуха.

Если рассмотреть кривые изменения отношения $\frac{w'}{u'}$ с высо-

[1] Вертикальным равновесным градиентом называется градиент, при котором отсутствует вертикальный поток тепла. В приземном слое атмосферы вследствие наличия больших вертикальных градиентов абсолютной температуры величинами адиабатического и равновесного градиентов можно пренебречь. Кроме того, в первом приближении можно считать величины потенциальной и абсолютной температуры равными.

той (рис. 17), которые по всем опытным данным [Бест (Best), 1935; Скрейз (Skrase), 1930; Фейдж и Таунсенд (Fage and Towsend), 1932; Константинов, 1949 и др.] в общих чертах получаются похожими, то можно заметить, что $\frac{w'}{u'} \to 1$ на высоте 20—30 м от земной поверхности. На высоте 1 м над поверхностью почвы, согласно исследованиям автора (1949), отноше-

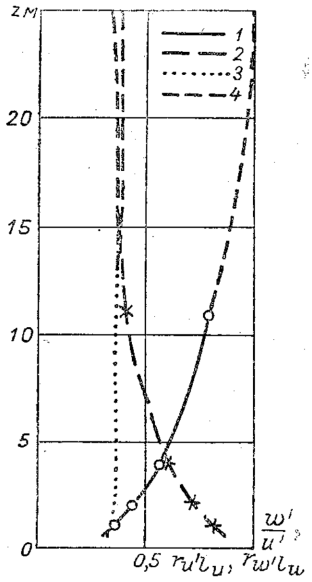


Рис. 17. Зависимость отношения вертикальной пульсации скорости w' к горизонтальной пульсации u', величины коэффициентов корреляции $r_{u'l_u}$ и $r_{w'l_w}$, а также произведения $\frac{\pi^2 w'}{8u'} r_{w'l_w}$, от высоты над земной поверхностью.

1 — отношение $\frac{w'}{u'}$, *2* — коэффициенты корреляции $r_{u'l_u} = r_{w'l_w}$, *3* — произведение $\frac{\pi^2 w'}{8u'} r_{w'l_w}$, *4* — экстраполяция.

ние $\frac{w'}{u'}$ равно примерно 0,30. Над лесом на той же высоте отношение $\frac{w'}{u'}$ составляет около 0,6. В непосредственной близости от земной поверхности величина отношения $\frac{w'}{u'}$ зависит от вида поверхности и главным образом от ее шероховатости. Около гладких непроницаемых поверхностей это отношение близко к нулю, а около сомкнутых крон деревьев оно равно 0,3—0,5.[1]

Поскольку скорость ветра растет с высотой, увеличение горизонтальной скорости на данном уровне должно соответствовать опусканию воздушной массы с более высоких слоев. При этом вертикальная составляющая пульсационной скорости должна быть отрицательной, т. е. направленной вниз. Экспериментальные

[1] Более подробные данные о структуре ветра над лесом приведены в работе автора и С. Ф. Федорова (1960).

данные автора (1949; Константинов и Маренкова, 1952) хорошо подтверждают это положение, так как коэффициент корреляции $r_{w',u'} = \frac{\overline{w'u'}}{\sqrt{\overline{w'^2}}\sqrt{\overline{u'^2}}}$ между вертикальной w' и горизонтальной u' пульсациями скорости имеет отрицательный знак и по абсолютной величине на высоте 1—2 м в среднем составляет около 0,3 (изменяется от 0,03 до 0,58) с заметной тенденцией к росту с увеличением неустойчивости температурной стратификации (рис. 18). Экспериментальные данные Скрейза (Scrase,

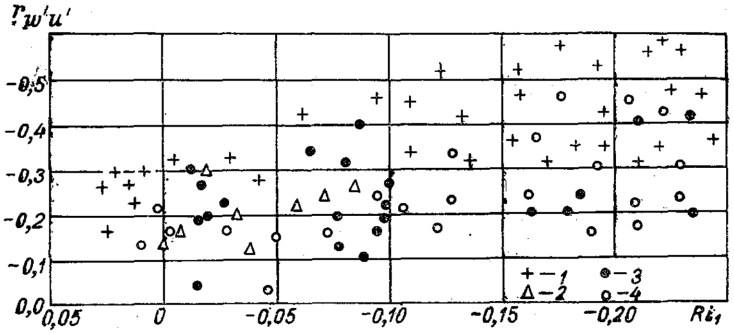


Рис. 18. Зависимость коэффициента корреляции $r_{w'u'}$ между вертикальной w' и горизонтальной u' пульсациями от устойчивости стратификации атмосферы.

1 — термоанемограф, 1 м; *2* — трехлопастный анемограф, 1м; *3* — термоанемограф, 1,5 м; *4* — термоанемограф, 2 м.

1930), полученные из обработки регистрации на кинопленке движений легких флюгарок над ровной поверхностью на высотах 1,5 и 19,0 м при равновесном состоянии дали в среднем близкие приведенным выше значения величин $r_{w'u'}$. Россби (Rossby, 1950) над песчаными дюнами берега оз. Мичиган получил величины коэффициента корреляции в слое от 1 до 7,7 м, лежащие в пределах от —0,31 до —0,22.

Экспериментальные данные, полученные в аэродинамической трубе при больших числах Рейнольдса Е. М. Минским (1945, 1952), Ваттердорфом и Куэте (Watterdorf and Kuethe, 1934) и Рейхардом (Reichardt, 1938), вполне согласуются с приведенными выше данными. Значения рассматриваемого коэффициента корреляции, полученные в этих работах, равны соответственно —0,20, —0,32 и —0,23.

Как показали дополнительные исследования, проведенные автором, с уменьшением Re величина $r_{w'u'}$ возрастает, а с удалением от земной поверхности, в пределах высот от 1 до 11 м, величина $r_{w'u'}$ изменяется по приближенной зависимости $r_{w'u'} \sim z^{-0,51}$.

В работах А. М. Обухова (1951) и А. С. Монина (1953) величины коэффициента $r_{w'u'}$ по абсолютной величине оказались несколько большими (доходили до —0,65). Возможно, что здесь сыграл роль малый период осреднения, равный в упомянутых работах всего 20 сек. За такой короткий интервал времени, согласно данным исследований М. В. Бовшеверова, А. С. Гурвича и Л. Р. Цванга (1959), полученные значения коэффициента корреляции могли оказаться в значительной мере случайными.

Наличие корреляционной связи между величинами вертикальных и горизонтальных пульсаций скорости ветра в турбулентной атмосфере указывает на то, что эти пульсации не хаотичны и не независимы друг от друга, а являются обычно

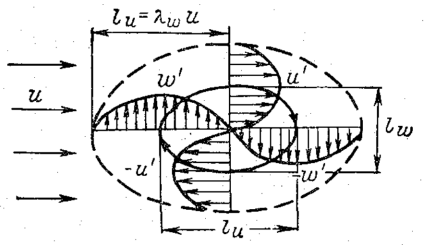


Рис. 19. Кинематическая модель механизма вертикальных и горизонтальных пульсаций в турбулентном воздушном потоке.

характеристиками одного и того же элемента турбулентности — вихря.

Рассмотрим связь величины пульсации скорости воздушной массы с размером вихря или с длиной пути смешения l. Легче всего основу этой связи схематично представить на модели замкнутого вихря с горизонтальной осью, движущегося со средней скоростью потока u (рис. 19). Из обработки анемограмм с синхронной регистрацией пульсаций вертикальной и горизонтальной составляющих скорости ветра можно непосредственно определить величины u' и w', а также горизонтальную протяженность отдельных вихрей, т. е. величину l_u. Особенно важные для теории турбулентного обмена величины вертикальной протяженности вихря (или длина пути смешения в вертикальном направлении) l_w, а также коэффициента корреляции $r_{w'l_w}$ между w и l_w непосредственно из обработки анемограмм не могут быть получены. Их значения определяются косвенным путем.

Из данных, снятых с кривых регистрации величины w' и u', можно определить величину коэффициента корреляции $r_{w'l_u}$ между величинами w' и l_u, т. е. между величиной скорости и временем ее существования λ_w. Данные о величине этого коэффициента приводились в ранее опубликованных работах автора (1955, 1963), автора и А. Ф. Маренковой (1952); его среднее значение на уровне 1—2 м равнялось примерно 0,5.

Вместе с тем величина коэффициента корреляции $r_{u'l_u}$ между пульсацией горизонтальной скорости u' и значением l_u, т. е. длиной пути смещения этой пульсации (иначе, длиной пути смешения вихря вдоль по потоку), оказалась повсеместно несколько большей, чем величина $r_{w'l_u}$, и составляла на том же уровне около 0,8 (рис. 20). Это непонятное на первый взгляд возрастание коэффициента $r_{u'l_u}$ по сравнению с коэффициентом $r_{w'l_u}$

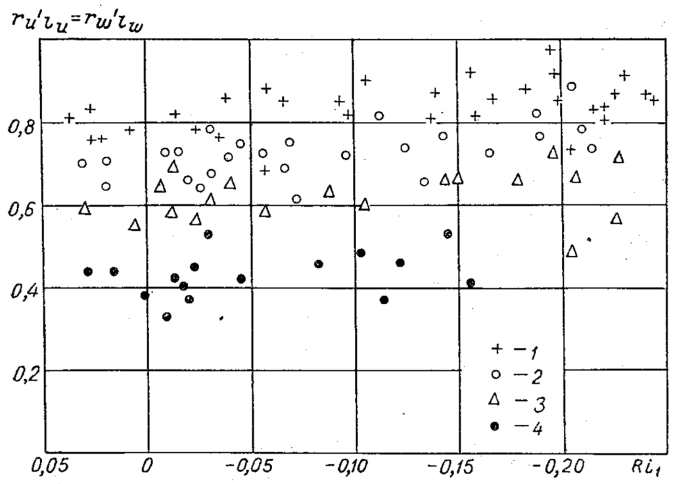


Рис. 20. Зависимость коэффициента корреляции $r_{u'l_u}$ на различных уровнях от устойчивости стратификации атмосферы. Термоанемограф на высотах: *1*) 1 м; *2*) 2 м, *3*) 4 м; *4*) 11,5 м.

может быть объяснено лучшей кинематической связью горизонтальной пульсации с ее длиной пути смешения. Связь же вертикальной пульсации с длиной пути смешения горизонтальной пульсации должна, естественно, ослабевать.

Весьма интересна зависимость коэффициента $r_{u'l_u}$ от высоты (рис. 17). С приближением к поверхности $r_{u'l_u} \longrightarrow 1$. С высотой величина этого коэффициента монотонно уменьшается так, что на уровне 15—25 м его величина асимптотически приближается к значению $r_{u'l_u} \approx \frac{1}{3}$. Такой ход коэффициента $r_{u'l_u}$ с высотой может быть объяснен влиянием подстилающей поверхности. Вблизи нее при непосредственном взаимодействии воздушного потока с элементами шероховатости образуются замкнутые вихри более или менее правильной формы. С удалением вихря

от стенки кинематическая связь между отдельными элементами вихря ослабевает, вследствие чего сила корреляционной связи между величинами u' и l_u уменьшается.

Есть все основания считать величину коэффициента корреляции $r_{w'l_w}$ между вертикальной пульсацией и ее длиной пути смешения равной величине коэффициента корреляции $r_{u'l_u}$. Это заключение исходит из того положения, что соотношение между величинами пульсаций и их протяженностью определяется в основном вязкими свойствами жидкости, а поэтому не зависит от направления пульсаций.

Поскольку эти соображения остаются в силе на любом уровне над земной поверхностью, постольку и изменение коэффициента $r_{w'l_w}$ с высотой можно считать тождественным изменению коэффициента $r_{u'l_u}$ с высотой (см. рис. 17). Метод определения величины l_w из структурных данных будет рассмотрен ниже. Непосредственное определение величины $r_{w'l_w}$ из обработки анемограмм, полученных с помощью термоанемографа, с учетом значений l_w является весьма трудоемкой операцией. Проведенная обработка семи лент дала величины этих коэффициентов, близкие к полученным выше (величина $r_{w'l_w}$ изменялась в пределах от 0,60 до 0,94).

Рассмотрим структурные методы определения коэффициента обмена, вертикального потока количества движения и турбулентного теплообмена в атмосфере. Упомянутые методы находят в последнее время все более широкое применение в практике метеорологических исследований. Этот факт, как уже отмечалось, объясняется в первую очередь большой применимостью указанных методов в самых разнообразных условиях (на улицах города, вблизи лесных полос, в помещении, внутри леса и т. д.), где градиентные методы расчета коэффициента турбулентного обмена не пригодны. Структурными они называются потому, что при расчете используются структурные характеристики полей скорости ветра и температуры воздуха.

Выражение для коэффициента обмена через структурные характеристики скорости ветра, как будет показано ниже (§ 2.1.2), может быть представлено в виде

$$k = \overline{w'l_w}. \qquad (1)$$

Эта формула, получающаяся путем замены величин горизонтальной пульсации скорости u' в выражении для турбулентной вязкости через длину пути смешения l_w и производную по высоте средней горизонтальной скорости ветра, в настоящее время является общепризнанным выражением для интерпрета-

ции его в виде различных формул, дающих возможность непосредственного измерения входящих в них членов.

Не останавливаясь на различных формулах для расчета коэффициента обмена [см., например, Эртель (Ertel), 1930; Брент, 1938; Щербакова, 1949; Борушко, 1949; Матвеев, 1958], имеющих часто лишь теоретический, а порою даже лишь исторический интерес, отметим, что наибольшее распространение за рубежом [Тейлор (Taylor), 1915; Хессельберг (Hesselberg), 1927; Леттау и Швердфегер (Lettau und Swerdfeger), 1936; Леттау (Lettau), 1939 и др.] имела формула вида

$$k = \frac{m}{2}\lambda_w w'^2, \tag{2}$$

где m — численный коэффициент, величина которого зависит от способа определения λ_w — среднего времени существования вертикальной скорости одного знака. В большинстве формул принимается $m=1$.

Недостатком указанной формулы является отсутствие учета в ней корреляционной связи между величинами, определяющими коэффициент обмена. Учет этой связи необходим, поскольку в исходное выражение (1) величины w' и l_w входят под общим знаком осреднения. Правильное выражение формулы, подобной (2), можно представить в виде [1]

$$k = \overline{w'l_w} = \frac{1}{2} r_{w'l_w} \sqrt{\overline{w'^2}} \sqrt{\overline{(w'\lambda_w)^2}} = \frac{\pi^2}{16} r_{w'l_w} \overline{w'}\,\overline{w'\lambda_w} =$$

$$= \frac{\pi^4}{128} r_{w'l_w} r_{w'\lambda_w} \overline{w'^2}\,\overline{\lambda_w} \approx 0{,}12\overline{w'^2}\,\overline{\lambda_w}, \tag{3}$$

где $\overline{w'}$ и $\overline{\lambda_w}$ — средние из абсолютных значений.

Множитель $\frac{\sqrt{2}\pi}{4}$ означает коэффициент перехода от среднегеометрических или среднеквадратичных величин пульсаций к их средним из абсолютных значений. Наши дополнительные исследования показали, что величина этого коэффициента не постоянна; в инверсионных условиях, когда флюктуации минимальны, его значение близко к единице. При изотермии или равновесной (соответственно адиабатической) стратификации, когда флюктуации хорошо аппроксимируются синусоидой, значение этого коэффициента приближенно равно $\frac{\sqrt{2}\pi}{4} \approx 1{,}11$, а при неустойчивой

[1] При этом надо помнить, что $\overline{l_w} = \overline{w'\lambda_w}$. Необходимость введения в формулу (3) множителя $\frac{1}{2}$ будет обоснована ниже. Как показали дополнительные исследования, $r_{w'\lambda_w} \approx 0{,}95\, r_{w'l_w}$.

стратификации с выраженными анизотропными свойствами турбулентных пульсаций значение рассматриваемого коэффициента может доходить до 1,4 и более. Не допуская больших погрешностей, для простоты дальнейших выкладок примем значение этого коэффициента равным $\frac{\sqrt{2}\pi}{4}$.

В формулах для расчета величины коэффициента обмена по структурным данным, подобных формуле (3), можно использовать результаты изучения структуры ветра лишь в тех случаях, когда эти исследования производились не в фиксированной, а в подвижной точке потока, переносимой его горизонтальной скоростью [например, с воздушных шаров, как это делали Леттау и Швердфегер (Lettau und, Swerdfeger, 1936; Lettau, 1939) и др.]. Для определения интенсивности турбулентного обмена по данным регистрации структуры ветра в фиксированной точке формула (3) не годится.

Более обоснованной формулой для расчета коэффициента турбулентного перемешивания является формула Е. С. Ляпина (1948, 1950).

Ее применение для исследования атмосферной турбулентности с помощью самолетов рассмотрено в работах А. С. Дубова (1949, 1959, 1959а) и Л. Т. Матвеева (1958а, 1958б), а с помощью воздушных шаров — в работах П. А. Воронцова (1955, 1956, 1960).

Анализируя кинематические процессы, обусловливающие турбулентный обмен в атмосфере, Е. С. Ляпин вывел более точное уравнение турбулентной диффузии, чем известное уравнение Фикка. Последнее выводится на основании гипотезы о пропорциональности потока субстанции ее градиенту. Эта гипотеза, в подтверждение которой имеются лишь некоторые экспериментальные данные, приводит к сравнительно грубой схематизации процессов. Так, допускается мгновенное распространение субстанции от источника, что при описании процесса с малым масштабом времени делает применение уравнения Фикка принципиально невозможным. Более подробно этот вопрос рассматривается в работе А. С. Монина (1955).

В результате своих исследований Е. С. Ляпин получил гиперболическую систему уравнений турбулентного перемешивания, в то время как уравнение Фикка является, как известно, параболическим. Но, несмотря на столь принципиальное различие, подробный анализ показывает, что в ряде случаев решения уравнений дают численно близкие между собой результаты. Этот факт в первую очередь и объясняет то обстоятельство, что для многих случаев исследования атмосферной турбулентности уравнение Фикка хорошо согласуется с экспериментальными данными.

Сравнивая свое уравнение с уравнением Фикка, Е. С. Ляпин нашел выраженние для коэффициента перемешивания в виде

$$k = \frac{1}{2} V \frac{w'^2}{u'} \lambda_w . \qquad (4)$$

Здесь V — модуль вектора скорости, который в обычных условиях может быть заменен величиной горизонтальной составляющей вектора скорости u. По теории Е. С. Ляпина, значение u' определяется из осреднения по точкам, в которых $w'=0$.[1] Для оценки точности этой формулы попытаемся ее вывести более простым способом.

Если положить, что прибор, дающий синхронную регистрацию модуля вектора скорости и его вертикальной составляющей, находится в фиксированной точке пространства и на этот прибор набегает турбулентный воздушный поток, то структуру последнего можно представить в виде среднего потока, несущего в себе вихри с горизонтальной осью (см. рис. 19).

Для замкнутого вихря, существующего в условиях анизотропной турбулентности, должно быть справедливо равенство

$$u' l_w = w' l_u . \qquad (5)$$

Формула, которую мы хотим получить, должна быть пригодной для расчета коэффициента обмена по данным структурных измерений, проводимых в фиксированной точке. На эту точку набегает воздушный поток с вихрями, оси которых расположены в горизонтальной плоскости перпендикулярно направлению потока. В этом случае появляется необходимость учесть особенности некоторых структурных характеристик потока в этих условиях. Вопрос касается различия регистрации горизонтальной l_u и вертикальной l_w протяженности вихрей при горизонтальном направлении потока. При пересечении вихрем фиксированной неподвижной точки его вертикальная составляющая дважды (со знаками + и —) успевает пересечь эту точку. Анемограмма дает правильное представление о горизонтальной протяженности вертикальной пульсации одного знака.

При пересечении вихрем той же неподвижной точки его горизонтальная составляющая (в силу совпадения с направлением потока) пересекает эту точку только один раз (с одним знаком, поскольку горизонтальная пульсация с другим знаком расположена выше или ниже рассматриваемой точки), ибо обратное ее направление на том же уровне будет относиться уже ко второму вихрю. Поэтому продолжительность пульсации горизонтальной скорости λ_u при такой регистрации завышается

[1] Как показали специальные исследования автора (1949), это условие оказалось несущественным. Величины u', определенные по точкам $w'=0$ и по всем остальным точкам, практически совпадают.

в два раза по сравнению с регистрацией продолжительности пульсации вертикальной скорости λ_w [1]. Иными словами,

$$\lambda_u = \frac{1}{2}(\lambda_u)_{\text{регистр}}. \qquad (6)$$

Учитывая (5) и (6), а также тот факт, что величина горизонтальной протяженности вихря может быть определена из данных регистрации структуры потока как произведение горизонтальной скорости потока u на продолжительность вертикальной пульсации λ_w, получим

$$l_w = \frac{1}{2} u \lambda_w \frac{w'}{u'}. \qquad (7)$$

После этого с учетом (1) получается формула для расчета коэффициента обмена по структурным данным, полностью совпадающая с формулой Е. С. Ляпина. Таким образом, формула Е. С. Ляпина является в основном правильной, согласующейся с физической сущностью турбулентного обмена, вытекающей из анализа данных структурных измерений.

Однако у этой формулы есть один существенный недостаток — ограниченность условий, в которых она применима. Дело в том, что вывод формулы Е. С. Ляпина и приведенный выше упрощенный вывод этой формулы основываются на исследовании связи между структурными характеристиками одной и той же воздушной массы, одного и того же вихря. Поэтому при пользовании формулой (4) следует определять величину k для каждого отдельного вихря, а уже затем осреднять эти значения для выбранного промежутка времени.

При этом считается, что структурные характеристики относятся к одному и тому же вихрю лишь в том случае, если они определены для одного и того же интервала времени λ_w, в течение которого вертикальная скорость не изменяет своего знака.

Такой способ обработки анемограмм отличается исключительной трудоемкостью и поэтому не может найти широкого применения. Гораздо легче было бы применять формулу (4), если бы имелась возможность использовать средние значения входящих в нее характеристик за любой промежуток времени (1, 5 мин. и т. д.), т. е. перейти от рассмотрения множества одиночных вихрей к рассмотрению средних характеристик совокупности вихрей, даваемых регистрацией. При этом необходимо было бы учесть наличие корреляционных связей между входящими в формулу (4) структурными характеристиками и иметь дело со средними из абсолютных значений, а не сред-

---

[1] При вертикальном пересечении этим вихрем выбранной фиксированной точки имеет место такое же соотношение между истинной и регистрируемой величинами λ_w.

неквадратичными значениями этих характеристик за выбранный промежуток времени.

Последовательно раскрывая многофакторную корреляционную связь, формулу Е. С. Ляпина можно представить в виде:

$$k=\overline{\frac{1}{2}u\lambda_w\frac{w'}{u'}w'}=\frac{1}{2}r_{w',\,l_w}\sqrt{\overline{w'^2}}\sqrt{\overline{\left(u\lambda_w\frac{w'}{u'}\right)^2}}=$$

$$=\frac{\pi^2}{16}r_{w'l_w}\overline{w'}\;\overline{u\lambda_w\frac{w'}{u'}}, \tag{8}$$

$$\overline{u\lambda_w\frac{w'}{u'}}=\frac{\pi^2}{8}r_{u\lambda_w\frac{w'}{u'}}\overline{u\lambda_w}\overline{\left(\frac{w'}{u'}\right)}, \tag{9}$$

$$\overline{u\lambda_w}=\frac{\pi^2}{8}r_{u\lambda_w}\bar{u}\bar{\lambda}_w=\frac{\pi^2}{8}r_{u'\lambda_w}\bar{u}\bar{\lambda}_w \tag{10}$$

и

$$\overline{\left(\frac{w'}{u'}\right)}=|r_{w'u'}|\frac{\overline{w'}}{\overline{u'}}. \tag{11}$$

Учитывая формулы (9)—(11), получим для k выражение

$$k=\frac{\pi^6}{1024}R\bar{u}\bar{\lambda}_w\frac{\overline{w'^2}}{\overline{u'}}, \tag{12}$$

где

$$R=r_{w'l_w}r_{u'\lambda_w\frac{w'}{u'}}r_{u'\lambda_w}|r_{w'u'}|. \tag{13}$$

Если при каждой обработке анемограмм наряду с величинами u, w', u' и λ_w определять также величину R, т. е. все значения приведенных в формуле (13) коэффициентов корреляции, то трудоемкость расчета не снизится, а возрастет. Поэтому для широкого использования формулы (12) в нее следует включить средние значения коэффициентов корреляции.

Подстановка средних значений этих коэффициентов на высоте 1 м: $r_{w'l_w}\approx 0{,}80$, $r_{u\lambda_w,\frac{w'}{u'}}\approx 0{,}65$,[1] $r_{u'\lambda_w}\approx 0{,}95$ $r_{u'l_w}=0{,}95\,r_{w'l_u}\approx 0{,}48$ и $|r_{w'u'}|\approx 0{,}30$, даст

$$k=0{,}075\frac{\pi^6}{1024}\bar{u}\bar{\lambda}_w\frac{\overline{w'^2}}{\overline{u'}}=0{,}068\bar{u}\bar{\lambda}_w\frac{\overline{w'^2}}{\overline{u'}}. \tag{14}$$

Здесь величины $\bar{u}$, $\bar{\lambda}_w$, $\bar{w}$ и $\bar{u'}$ — средние из абсолютных значений, полученные в результате обработки анемограмм за выбранный период осреднения.

---

[1] Значение этого коэффициента получено как среднее из обработки семи лент записи термоанемографа на уровне 1 м.

Сравнение формулы (14) с исходной формулой Е. С. Лапина (4) показывает, что для того чтобы сделать последнюю пригодной для расчета коэффициента обмена по средним из абсолютных значений характеристик структуры потока u, λ_w, w' и u', полученные по формуле (4) величины k следует уменьшить в 7,36 раза. При выраженной сверхравновесной стратификации значение этого коэффициента доходит до 8 и более.

Прямой метод расчета коэффициента турбулентного обмена лежит в основе его определения как коэффициента пропорциональности между потоком количества движения (т. е. динамическим трением τ_{xz}) и градиентом скорости ветра, т. е.

$$k = \frac{\tau_{xz}}{\rho \dfrac{\partial u}{\partial z}} = \frac{\dfrac{\pi^2}{8} r_{w'u'} w'u'}{\dfrac{\partial u}{\partial z}}. \qquad (15)$$

Основным достинством этого метода является отсутствие необходимости использовать при расчете коэффициента обмена какие-либо дополнительные гипотезы, правильность которых всегда вызывает сомнение. В силу этого расчеты коэффициента обмена по прямому методу являются наиболее верными и объективными из всех других методов расчета.

Аналогично можно определить значение коэффициента обмена по структурным и средним характеристикам турбулентного потока тепла. Поскольку

$$P = \frac{\pi^2}{8} c_p \rho r_{w'T'} w'T', \qquad (16)$$

то из соотношения

$$P = -c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z}$$

получим

$$k = \frac{\dfrac{\pi^2}{8} r_{w'T'} wT'}{\dfrac{\partial T}{\partial z}}. \qquad (17)$$

Сопоставление величин коэффициентов обмена, рассчитанных по структурным и средним характеристикам воздушного потока, приводится на рис. 35. Оно показывает удовлетворительное согласование различных расчетных схем, основанных на совершенно различных предпосылках. Это обстоятельство является объективным подтверждением правильности каждого из приведенных методов.

2.1.2. Определение величины коэффициента обмена и вертикальных потоков различных субстанций в температурно однородной атмосфере по градиентным данным

Анализ механизма турбулентных процессов в атмосфере, обусловливающих испарение, удобнее начать с исследований интенсивности турбулентного перемешивания в температурно однородной атмосфере. Этот случай является более простым и изученным; его описание можно найти в ряде классических работ по гидродинамике, аэродинамике, метеорологии и т. д. (см., например, Лойцянский, 1957; Шлихтинг, 1956; Прандтль, 1949; Великанов, 1949; Прандтль и Тьитенс, 1935; Кочин, Кибель и Розе, 1955; Монин и Яглом, 1965 и др.).

Температурно однородная атмосфера служит основой для наших дальнейших исследований, а также для внесения уточнения в исходные положения теории Прандтля — Кармана, без которых невозможно построение рациональной методики расчета испарения в естественных условиях.

Основными уравнениями движения жидкости являются уравнения Навье — Стокса, которые могут быть представлены в следующем виде[1]:

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}=X-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+\frac{\nu}{3}\frac{\partial}{\partial x}\operatorname{div}V+\nu\Delta u,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}=Y-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}+\frac{\nu}{3}\frac{\partial}{\partial y}\operatorname{div}V+\nu\Delta v,$$

$$\frac{\partial w}{\partial t}+u\frac{\partial w}{\partial u}+v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}=Z-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}+\frac{\nu}{3}\frac{\partial}{\partial z}\operatorname{div}V+\nu\Delta w. \tag{18}$$

Здесь X, Y и Z — составляющие внешних сил, приходящихся на единицу массы; p — атмосферное давление;

$$\operatorname{div}V=\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z},$$

а

$$\Delta u=\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}\ \text{и т. д.}$$

Для случая несжимаемой жидкости без учета влияния внешних сил эти уравнения могут быть представлены в виде:

$$\rho\frac{\partial u}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}(\tau_{xx}-\rho u^2)+\frac{\partial}{\partial y}(\tau_{xy}-\rho uv)+\frac{\partial}{\partial z}(\tau_{xz}-\rho uw),$$

[1] Вывод этих уравнений приводится во всех основных учебниках по гидродинамике, аэродинамике и динамической метеорологии и, в частности, в упомянутых выше работах.

$$\rho\frac{\partial v}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}(\tau_{xy}-\rho uv)+\frac{\partial}{\partial y}(\tau_{yy}-\rho v^2)+\frac{\partial}{\partial z}(\tau_{yz}-\rho vw),$$
$$\rho\frac{\partial w}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}(\tau_{xz}-\rho uw)+\frac{\partial}{\partial y}(\tau_{yz}-\rho vw)+\frac{\partial}{\partial z}(\tau_{zz}-\rho w^2), \tag{19}$$

где члены:

$$\tau_{xx}=-p+2\mu\frac{\partial u}{\partial x},$$
$$\tau_{yy}=-p+2\mu\frac{\partial v}{\partial y},$$
$$\tau_{zz}=-p+2\mu\frac{\partial w}{\partial z}$$

представляют собой нормальные напряжения, а

$$\tau_{yz}=\mu\left(\frac{\partial w}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial z}\right),$$
$$\tau_{xz}=\mu\left(\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial x}\right),$$
$$\tau_{xy}=\mu\left(\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y}\right)$$

— касательные (μ — коэффициент молекулярной вязкости).

Приведенные уравнения справедливы как для ламинарного, так и для турбулентного типа движений, если в последнем случае под составляющими скоростей понимать их мгновенные значения в рассматриваемой точке. Вследствие хаотичности турбулентных скоростей потока использование этих уравнений в существующем виде не представляется возможным, так как для исследования движений потребовались бы настолько сложные интегралы уравнений, что отыскание их было бы не менее безнадежным делом, чем, скажем, отыскание траекторий каждой отдельной молекулы, движущейся среди других молекул. Это обстоятельство заставляет отказаться от возможности получить точную математическую картину процесса, происходящего в каждый момент времени в каждой точке турбулентного потока. Вместо этого прибегают к суммарному описанию явления; строят сглаженную картину того, что происходит в турбулентном процессе; выводят уравнения для среднего поля скоростей, средних давлений, средних траекторий.

Скорость составляющих турбулентного потока разбивают на среднюю скорость и пульсационный добавок, т. е. полагают, что $u=\bar{u}+u'$, $v=\bar{v}+v'$ и $w=\bar{w}+w'$. Эти выражения для u, v и w подставляют в (19) и, пользуясь правилами осреднения ста-

тистических процессов[1], получают следующие результирующие уравнения:

$$\rho\frac{\partial\overline{u}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\overline{\tau}_{xx}-\rho\overline{u}^2-\rho\overline{u'^2}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\overline{\tau}_{xy}-\rho\overline{u}\,\overline{v}-\rho\overline{u'v'}\right)+$$
$$+\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{\tau}_{xz}-\rho\overline{u}\,\overline{w}-\rho\,\overline{u'w'}\right),$$

$$\rho\frac{\partial\overline{v}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\overline{\tau}_{xy}-\rho\overline{u}\,\overline{v}-\rho\overline{u'v'}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\overline{\tau}_{yy}-\rho\overline{v}^2-\rho\overline{v'^2}\right)+$$
$$+\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{\tau}_{yz}-\rho\overline{v}\,\overline{w}-\rho\overline{v'w'}\right),$$

$$\rho\frac{\partial\overline{w}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{\tau}_{xz}-\rho\overline{u}\,\overline{w'}-\rho\overline{u'w'}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\overline{\tau}_{yz}-\rho\overline{v}\,\overline{w}-\rho\overline{v'w'}\right)+$$
$$+\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{\tau}_{zz}-\rho\overline{w}^2-\rho\overline{w'^2}\right). \qquad (20)$$

Из сравнения уравнений (19) с полученными уравнениями (20) можно заметить, что последние имеют тот же вид, что и уравнения Навье — Стокса, в которых компоненты вязких напряжений τ_{xx}, τ_{xy} и τ_{xz} заменяются соответственно на $\overline{\tau}_{xx}-\rho\overline{u'^2}$, $\overline{\tau}_{xy}-\rho\overline{u'v'}$ и $\overline{\tau}_{xz}-\rho\overline{u'w'}$ и т. д. Это означает, что уравнения (20) не являются просто уравнениями Навье — Стокса со средними величинами скоростей и вязких напряжений, заменяющими мгновенные величины, а что к вязким напряжениям добавляются новые члены, обусловленные пульсациями составляющих скорости:

$$-\rho\overline{u'^2},\quad -\rho\overline{v'^2},\quad -\rho\overline{w'^2},$$
$$-\rho\overline{u'w'},\quad -\rho\overline{u'v'},\quad -\rho\overline{v'w'}.$$

Эти величины, насящие названия добавочных напряжений, или напряжений Рейнольдса[2], представляют собой как бы суммарный эффект всех беспорядочных отклонений скоростей от

[1] Правила осреднения обычно определяются тремя следующими постулатами:

$$1)\quad \overline{\frac{\partial\varphi}{\partial x}}=\frac{\partial\overline{\varphi}}{\partial x},$$

$$2)\quad \overline{f_1+f_2}=\overline{f}_1+\overline{f}_2,$$

$$3)\quad f_1=\overline{f}_1;\quad \overline{f_1f_1'}=0,\quad \overline{\overline{f}_1\overline{f}_2}=\overline{f}_1\overline{f}_2.$$

[2] Названных так по имени ученого Рейнольдса (Reynolds, 1895), впервые рассмотревшего вопрос о применимости уравнений Навье—Стокса для описания турбулентных потоков.

их среднего значения. Они указывают на то, что пульсации скорости, подобно молекулярному перемешиванию, вызывают перенос количества движения. По величине эти члены на несколько порядков превосходят значения вязких напряжений, влиянием которых при рассмотрении турбулентных процессов обычно можно пренебречь.

Нормальные напряжения $-\rho\overline{u'^2}$, $-\rho\overline{v'^2}$ и $-\rho\overline{w'^2}$ представляют собой дополнительное динамическое давление, вызываемое пульсационной скоростью (по этой причине трубки Пито в турбулентном потоке дают несколько завышенные скорости).

Тангенциальные напряжения $-\rho\overline{u'w'}$, $-\rho\overline{u'v'}$ и $-\rho\overline{u'w'}$, называемые турбулентным касательным напряжением, являются математическим выражением для потоков количества движения в трех взаимно перпендикулярных направлениях в турбулентном потоке. Наиболее важным из них для случая вертикального турбулентного обмена в атмосфере является вертикальный поток количества движения, определяемый выражением

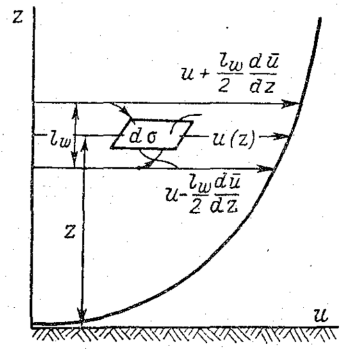


Рис. 21. Схема вертикального турбулентного переноса количества движения в атмосфере.

$$\bar{\tau}_{xz} = -\rho\overline{u'w'}. \qquad (21)$$

Рассмотрим физический смысл этого выражения более подробно на примере анализа механизма вертикального переноса количества движения в осредненном потоке через элементарную горизонтальную площадку $d\sigma$, находящуюся на расстоянии z от земной поверхности (рис. 21). Через эту площадку проходят линии тока пульсационного течения и переносят количество движения смежных слоев, расположенных как сверху, так и снизу от площадки на некотором расстоянии $^1/_2\ l_w$, причем скоростью переноса служит поперечная осредненному потоку вертикальная пульсационная скорость w'. Напряжение турбулентного трения τ_{xz} определим как среднюю во времени проекцию на ось z отнесенного к единице площади секундного переноса количества осредненного турбулентного движения сквозь выбранную площадку. Понимая под $\tau d\sigma$ силу трения, приложенную от верхнего слоя к нижнему (и наоборот), и обозначая чертой сверху среднюю во времени, запишем

$$\tau_{xz}\,d\sigma = \overline{\rho w'\left[u\left(z+\frac{l_w}{2}\right)-\bar{u}\left(z-\frac{l_w}{2}\right)\right]d\sigma}.$$

Заменяя приближенно

$$u = \bar{u} \pm \bar{u}' = \bar{u}\left(z \pm \frac{l_w}{2}\right) = \bar{u}(z) \pm \frac{l_w}{2}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \tag{22}$$

и проведя сокращения, получим

$$\tau_{xz} = \rho\overline{w'u'} = \rho\overline{w'l_w}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}. \tag{23}$$

По аналогии с молекулярной диффузией величину $\overline{w'l_w}$ можно назвать виртуальным коэффициентом тубулентной диффузии, или, как это принято в метеорологии, коэффициентом турбулентного обмена k.

Формула для расчета в атмосфере вертикального потока любой субстанции S по аналогии с формулой (23) может быть представлена в виде

$$S = \rho k \frac{\partial s}{\partial z}. \tag{24}$$

Тогда для расчета интенсивности испарения E и турбулентного теплообмена P будем иметь:

$$E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z}, \tag{25}$$

$$P = -\rho k c_p \frac{\partial T}{\partial z}, \tag{26}$$

где q и T — соответственно удельная влажность и температура воздуха; c_p — его теплоемкость при постоянном давлении.

Нашей ближайшей задачей является разработка методики расчета коэффициента турбулентного обмена в температурно однородной атмосфере по данным наблюдений за скоростью ветра. Такая задача в аэродинамике впервые решена Прандтлем (Prandtl, 1925, 1939) и развита Карманом (Karman, 1930). Мы приводим здесь сокращенно вывод выражения для k для того, чтобы рассмотреть возможность его применения к атмосферным процессам.

Полученное выше выражение для коэффициента турбулентного обмена, согласно (3), имеет вид

$$k = \overline{w'l_w} = \frac{\pi^2}{8} r_{w'l_w} w'l_w, \tag{27}$$

где $r_{w'l_w}$ — коэффициент корреляции между величинами w' и l_w.

Для простоты рассуждений значение этого коэффициента вводят в не определенный еще параметр l_w. Кроме того, обычно оперируют не среднеквадратичными, а средними из абсолютных значений величинами w' и l_w. В этом случае в формулу (27) должен входить множитель $\frac{\pi^2}{8}$, который также механически

вводят в параметр l_w. Тем самым искажают величину и физический смысл указанного параметра. Подробнее эта особенность основного вывода полуэмпирической теории Прандтля — Кармана будет рассмотрена ниже.

Величина w' в выражении (27) принимается пропорциональной u'. В этом случае $w' = au' = al_w \frac{\partial u}{\partial z}$, где a — коэффициент анизотропности, зависящий от высоты, стратификации и шероховатости подстилающей поверхности. Подставляя полученное выражение в исходную формулу для k, получим

$$k = \overline{al_w^2} \frac{\partial u}{\partial z} = l^2 \frac{\partial u}{\partial z}, \tag{28}$$

где $l^2 = \overline{al_w^2} \neq l_w^2$.

Остановимся подробнее на определении параметра l_w, названного Прандтлем «длиной пути смешения». Он имеет размерность длины и представляет собой половину среднего расстояния, проходимого вихрем[1] в вертикальном направлении от материнского слоя к другому слою, по пути, к которому этот вихрь полностью теряет свою индивидуальность, т. е. перемешивается с окружающей средой. Величина l имеет тот же физический смысл, но он менее выражен.

Вблизи подстилающей поверхности путь смешения уменьшается, так как твердая стенка ограничивает вертикальное перемещение турбулентных вихрей. С высотой путь смешения растет. Поскольку величина l и высота z имеют размерность длины, наиболее простая связь между ними может быть выражена зависимостью

$$l = \varkappa z, \tag{29}$$

где $\varkappa$ — безразмерная постянная. Ее численное значение, найденное Никурадзе (Nikuradse, 1932) по величине тубулентного трения вблизи поверхности гладких труб, равно 0,38.

Из многочисленных прежних экспериментальных исследований [Шеппард (Sheppard), 1947; Пэсквилл (Pasquill), 1950, Крамер и Рекорд (Cramer, Record), 1953; Райдер (Rider), 1954; Пристли, 1964а], а также из анализа автором (1949), Н. М. Га-

[1] Часто в работах по теории турбулентности отождествляют понятие пульсации с понятием вихря. Такое отождествление представляет собой не только некоторое удобство при анализе турбулентных процессов, но имеет также определенное физическое обоснование. При любом перемещении замкнутого воздушного объема (моля) в вертикальном направлении в силу сплошности среды неизбежно возникает встречное параллельное движение жидкости, заполняющей освободившееся пространство. Совокупность таких движений аналогична тому, что имеет место в вихре с горизонтальной осью, переносимом вместе с потоком. Это положение подтверждается данными структурных измерений, речь о которых шла выше (§ 2.1.1).

ладжием, автором и В. В. Белоусовым (1964), Н. М. Галаджием (1964) данных структурных измерений следует, что для равновесных условий в атмосфере эта постоянная имеет то же значение.

Если величины $\varkappa$ и l определять более строго (как частное от деления величины средней пульсации некой субстанции s' на средний вертикальный градиент этой субстанции), т. е. по исходной формуле (по определению)

$$l_w = \varkappa_w z = \frac{s'}{\frac{\partial s}{\partial z}}$$

то, согласно специальным исследованиям (Галаджий, Константинов, Белоусов, 1964), значение $\varkappa'$ будет отличным от значения

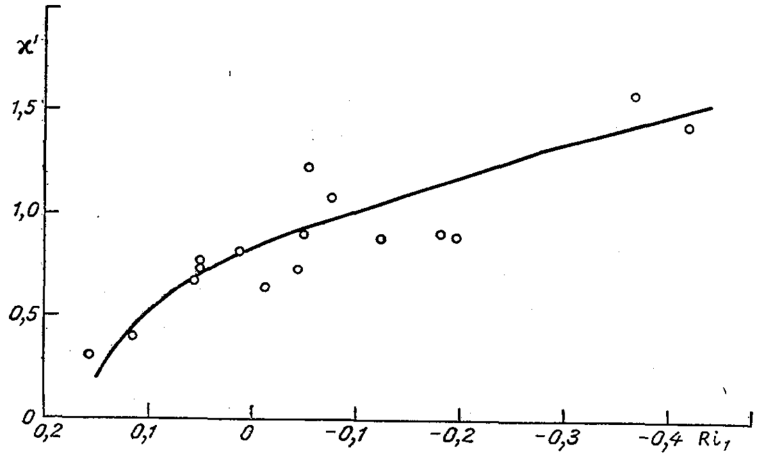


Рис. 22. Зависимость обобщенного параметра Кармана $\varkappa'$ определенного прямым методом $\varkappa' = \frac{u'}{z\frac{\partial u}{\partial z}}$, от температурной стратификации атмосферы.

$\varkappa = 0{,}38$. При равновесной стратификации оно близко к 0,71 (рис. 22).

Общее выражение для коэффициента обмена, согласно теории Прандтля — Кармана, может быть представлено в виде

$$k = \varkappa^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z}. \qquad (30)$$

Эта формула для расчета коэффициента обмена является основной как в аэрогидродинамике, так и в динамической метеорологии.

Рассмотрим теперь вопрос об изменении профиля скорости ветра с высотой согласно теории Прандтля — Кармана.

В выражении (23) для переноса количества движения

$$\tau_{xz} = \rho\overline{w'u'} = \rho\overline{w'l}\frac{\partial u}{\partial z} = \rho l^2\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2.$$

заменим $\sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ через величину v_*, называемую динамической скоростью. В настоящее время является общепринятым положение теории Прандтля — Кармана о том, что величины как τ_{xz}, так и v_* по всей высоте в пределах приземного слоя остаются постоянными. Это же положение подтверждается и данными структурных измерений, приведенными выше. Для v_*, по определению, справедливо выражение

$$v_* = l\frac{\partial u}{\partial z} = \varkappa z\frac{\partial u}{\partial z}, \tag{31}$$

интегрируя которое по z, найдем формулу для определения закона изменения скорости ветра с высотой при равновесной стратификации

$$u = \frac{v_*}{\varkappa}\ln z + C, \tag{32}$$

где C — постоянная интегрирования.

Из формулы (32) следует, что скорость ветра растет пропорционально логарифму высоты z. Этот факт хорошо подтверждается многочисленными экспериментальными данными, полученными как в аэродинамических трубах, так и над естественными подстилающими поверхностями.

Если в уравнении (32) положить скорость ветра на уровне z_1 равной u_1, то можно получить выражение

$$u_1 = \frac{v_*}{\varkappa}\ln z_1 + C. \tag{33}$$

Вычитая теперь из (32) (33), получим

$$u - u_1 = \frac{v_*}{\varkappa}\ln\frac{z}{z_1}. \tag{34}$$

Над естественными шероховатыми поверхностями скорость ветра обращается в нуль не на самой поверхности, а на некоторой высоте над ней z_0, зависящей от размера, густоты и формы элементов шероховатости.

Заменяя в последнем уравнении z_1 на z_0 и u_1 на 0, получим

$$u = \frac{v_*}{\varkappa}\ln\frac{z}{z_0}. \tag{35}$$

Это и есть формула для расчета скорости ветра на различных высотах в пределах приземного слоя воздуха, обычно применяемая в метеорологии при близкой к равновесной стратификации атмосферы.

Полагая в уравнении (34) $z=z_2$ и $u=u_2$, дифференцируя уравнение (35) по z и решая эти уравнения совместно, получим

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_2 - u_1}{z \ln \frac{z_2}{z_1}}. \tag{36}$$

Выражение для расчета коэффициента обмена при близкой к равновесной стратификации в приземном слое по данным измерений скорости ветра на двух высотах примет вид

$$k = \varkappa^2 z \frac{u_2 - u_1}{\ln \frac{z_2}{z_1}}, \tag{37}$$

или в частном случае, если полагать $z_1=z_0$,

$$k = \varkappa^2 z \frac{u}{\ln \frac{z}{z_0}}. \tag{38}$$

Учитывая наличие подобия в вертикальном распределении метеорологических элементов в пределах приземного слоя атмосферы, часто отмечавшегося в метеорологической литературе (Будыко, 1948; Борушко, 1950; Панферова, 1953; Огнева 1957), величину вертикального градиента любой субстанции при равновесных условиях, согласно (36), можно представить как

$$\frac{\partial s}{\partial z} = \frac{s_2 - s_1}{z \ln \frac{z_2}{z_1}}. \tag{39}$$

В частности, для градиента удельной влажности воздуха получим

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -\delta \frac{e_1 - e_2}{z \ln \frac{z_2}{z_1}}, \tag{40}$$

где

$$\delta = \frac{0{,}622}{p - 0{,}878e} \approx 0{,}62 \cdot 10^{-3} \text{ 1/мб}.$$

Формулы для расчета вертикальных потоков количества движения, водяного пара и интенсивности турбулентного тепло-

обмена при стратификации атмосферы, близкой к равновесной, будут иметь вид:

$$\tau = \rho\varkappa^2 \frac{(u_2 - u_1)^2}{\ln^2 \frac{z_2}{z_1}},$$

$$E = \rho\varkappa^2\delta \frac{u_2 - u_1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \frac{e_3 - e_4}{\ln \frac{z_4}{z_3}},$$

$$P = \rho\varkappa^2 c_p \frac{u_2 - u_1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \frac{T_3 - T_4}{\ln \frac{z_4}{z_3}}. \qquad (41)$$

Если мы напишем развернутое выражение для величины l, используемой в полуэмпирической теории, то получим следующее соотношение:

$$l^2 = \frac{\pi^2}{8} r_{w'l_w} \frac{w'}{u'} l_w^2. \qquad (42)$$

Как было показано выше (см. рис. 17), значение множителя $\frac{\pi^2}{8} r_{w'l_w} \frac{w'}{u'} \approx 0{,}31$. Поэтому если за величину l будем принимать l_w, то значения коэффициента обмена в теории Прандтля — Кармана будут завышены по сравнению с их истинными значениями примерно в 3,2 раза. Однако при экспериментальном определении величины l соответственно полуэмпирической теории в работе Никурадзе (Nikuradse, 1932) использовались фактические значения v_* и $\frac{\partial u}{\partial z}$ [см. формулу (31)], включающие в себя, как уже говорилось выше [см. формулы (27) и (28)], значения всех входящих в формулу (42) параметров. Поэтому величина l из соотношения (42) получилась в

$$\frac{1}{\pi \sqrt{\frac{w'}{8u'} r_{w'l_w}}} \approx 1{,}8$$

раза меньше величины l_w. Это обстоятельство почти полностью компенсировало недоучет множителя $\frac{\pi^2}{8} r_{w'l_w} \frac{w'}{u'}$, что в конечном счете привело к правильным значениям коэффициента обмена, рассчитанным по формулам (37) и (38), вытекающим из теории Прандтля — Кармана.

Следствием заниженных значений l по сравнению с l_w получились и заниженные значения $\varkappa$ по сравнению с $\varkappa_w$, о чем уже упоминалось выше.

Если же теперь сравнить численные значения коэффициентов при $z\dfrac{u}{\ln\dfrac{z}{z_0}}$ в формуле (38) для расчета k по полуэмпирической теории Прандтля — Кармана со значениями этих коэффициентов при более строгом учете структурных характеристик потока, то получим выражения:

$$k=\varkappa^2\frac{zu}{\ln\dfrac{z}{z_0}},$$

$$k=\frac{\pi^2}{8}r_{w'l_w}\frac{w'}{u'}\varkappa_w^2\frac{zu}{\ln\dfrac{z}{z_0}}, \qquad (43)$$

откуда для уровня $z=1$ м

$$0{,}144=\varkappa^2\approx\frac{\pi^2}{8}r_{w'l_w}\frac{w'}{u'}\varkappa_w^2\approx 0{,}31\varkappa_w^2=0{,}157.$$

Таким образом, численные значения коэффициента турбулентного обмена при равновесной стратификации, следующие из полуэмпирической теории Прандтля — Кармана и из анализа турбулентной структуры воздушного потока в приземном слое, практически совпали. Разница между ними составляет менее 10%. Если в полуэмпирической теории положить $\varkappa=0{,}4$ (как это делают некоторые исследователи), то значения k, получаемые по обоим сравниваемым методам, практически совпадут.

2.2. ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ АТМОСФЕРЫ НА ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, ИНТЕНСИВНОСТЬ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА И ВЕЛИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ РАЗЛИЧНЫХ СУБСТАНЦИЙ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

Температурная стратификация оказывает большое влияние на интенсивность вертикального переноса различных субстанций в воздухе. В инверсионных условиях величина этих потоков уменьшается, при сверхравновесных градиентах возрастает. Такие изменения обусловлены зависимостью от температурной стратификации формы профилей метеорологических элементов (а следовательно, и соответствующих вертикальных градиентов), интенсивности турбулентного обмена и интенсивности выборочного обмена (т. е. эффективных вертикальных градиентов метеорологических элементов, возрастающих с увеличением неустойчивости стратификации быстрее, чем растут вертикальные градиенты средних значений этих элементов). Остановимся на первом из перечисленных факторов более подробно.

2.2.1. Вертикальные профили метеорологических элементов в приземном слое и влияние на них температурной стратификации атмосферы. Понятие о слоях шероховатости и вытеснения

Вопрос об изменении профилей метеорологических элементов с высотой имеет большое значение при расчетах турбулентных вертикальных потоков различных субстанций в приземном слое атмосферы. Практическое выполнение расчетов интенсивности испарения и теплообмена возможно лишь при наличии данных о величинах скорости ветра, температуры и влажности воздуха на разных уровнях в приземном слое. При расчете градиентов пользуются тем или иным законом изменения метеорологических элементов с высотой, подставляя в формулу, выражающую этот закон, численные значения измеренных величин. Знание градиентов метеорологических элементов позволяет также рассчитать величину коэффициента турбулентного обмена.

При равновесном вертикальном градиенте температуры, как уже отмечалось, профили всех метеорологических элементов над любыми видами подстилающей поверхности изменяются с высотой по логарифмическому закону. Это обстоятельство, положенное в основу полуэмпирической теории Прандтля—Кармана, хорошо подтверждается экспериментальными данными как в аэродинамике, так и в метеорологии. Основную трудность в исследовании вертикальных профилей метеорологических элементов составляет учет влияния на них температурной стратификации атмосферы. В настоящее время имеется ряд схем, поразному учитывающих влияние стратификации на вертикальные профили метеорологических элементов. К их числу можно отнести обобщенные логарифмический и степенной законы, экспоненциальный и универсальный законы изменения метеорологических элементов с высотой.

Обобщенный логарифмический закон (Будыко, 1946, 1948) для вертикального профиля скорости ветра $u(z)$ может быть представлен формулой

$$u(z) = \frac{v_*}{\varkappa m} \ln \frac{mz}{z_0}, \tag{44}$$

где, как и ранее, v_* — динамическая скорость; $\varkappa$ — постоянная Кармана; z — высота; z_0 — параметр шероховатости; m — параметр, зависящий от температурной стратификации атмосферы.

Для обобщенного степенного закона (Лайхтман, 1944, 1947) справедливо соотношение

$$u(z) = \frac{v_*}{A_\varepsilon}\left(z^\varepsilon - z_0^\varepsilon\right), \tag{45}$$

где ε — параметр, определяемый устойчивостью стратификации атмосферы; A — известная функция ε и z_0.

Экспоненциальный закон изменения вертикальных профилей метеоэлементов (Извеков, 1928; Матвеев, 1949) может быть выражен следующей формулой:

$$u(z) = u_1 \frac{\ln \frac{\eta}{\eta_0}}{\ln \frac{\eta_1}{\eta_0}}, \tag{46}$$

где

$$\eta = \frac{e^{\varkappa v_* a z}}{1 - \nu} - 1;$$

$$\eta_0 = \eta(z)\big|_{z=0}; \quad \eta_1 = \eta(z_1); \tag{47}$$

a — параметр устойчивости; $\nu/a = k_0$ — величина коэффициента турбулентности при $z=0$; u_1 — скорость ветра на высоте z_1.

Универсальный закон вертикального распределения метеорологических элементов, предложенный А. С. Мониным и А. М. Обуховым (1954) и развитый А. Б. Казанским и А. С. Мониным (1958, 1962), может быть представлен выражением

$$u(z) = \frac{v_*}{\varkappa}\left[f\left(\frac{z}{L}\right) - f\left(\frac{z_0}{L}\right)\right], \tag{48}$$

где $f\left(\frac{z}{L}\right)$ — универсальная функция, полученная на основании обработки экспериментальных данных. Величина L, имеющая размерность длины, является характеристикой устойчивости стратификации. При малых значениях аргумента $\frac{z}{L}$ функцию $f\left(\frac{z}{L}\right)$ можно представить в виде

$$f\left(\frac{z}{L}\right) = \ln \frac{z}{L} + \beta \frac{z}{L}, \tag{49}$$

где β — универсальная постоянная, согласно данным исследований А. С. Монина и А. М. Обухова (1954), а также А. Б. Казанского и А. С. Монина (1958), равная 0,6

Особенностью вертикальных профилей ветра, построенных по уравнениям (44), (45), (46) или (49), является неизменность с высотой знака кривизны.

Хотя каждый из рассмотренных законов получен в результате обработки определенных экспериментальных материалов, все же количественные расхождения между ними являются весьма существенными и вопрос о сравнительных достоинствах и недостатках каждого из них часто дискутируется (Гандин,

Лайхтман, Матвеев, Юдин, 1955; Борушко, 1950; Щербакова, 1949; Гандин, 1949; Константинов, 1963 и др.).

Это обстоятельство может быть объяснено сравнительно малой точностью измерений метеорологических элементов. Ошибки единичных измерений обычно полностью перекрывают те различия в значениях метеорологических элементов, которые получаются вследствие применения того или иного закона. Следует заметить, что обобщенный степенной закон находит в настоящее время сравнительно широкое применение не только в СССР, но и за рубежом. Однако наибольший успех и применение находит все же универсальный закон Монина—Обухова.

Чисто теоретическое решение вопроса о вертикальном профиле метеорологических элементов в настоящее время трудно осуществимо, так как при таком подходе необходимо предварительно установить зависимость от высоты различных кинематических и динамических характеристик естественного турбулентного потока, что представляет значительные трудности.

Мы не ставим перед собой задачу всестороннего теоретического и экспериментального исследования вертикальных профилей метеорологических элементов в естественных условиях. Это весьма трудная задача, которая может увести нас далеко в сторону от решения основного вопроса — разработки методики расчета испарения. Поскольку чисто теоретическое решение рассматриваемой задачи в настоящее время затруднено, нами поначалу избран экспериментальный путь исследования изменения метеорологических элементов по высоте, отличающийся от подобных исследований тем, что мы не пытались уложить все многообразие естественных профилей метеорологических элементов в рамки количественных связей, вытекающих из того или иного закона.

Как мы видели из анализа структурных данных, турбулентные потоки в атмосфере характеризуются крайней неоднородностью распределения скорости ветра и температуры воздуха не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Как показали исследования Л. Р. Струзера (1955а) и Н. В. Кучерова (1956), еще большей пестротой распределения характеризуются вертикальные градиенты этих элементов и особенно градиенты влажности воздуха. Поэтому для получения типичных вертикальных профилей метеорологических элементов и их градиентов необходимо большое осреднение измеренных величин с тем, чтобы исключить случайные ошибки измерений за отдельные серии.

Для построения естественных профилей в настоящей работе применен способ больших осреднений профилей по группам устойчивости температурной стратификации атмосферы, причем в каждую группу входит по нескольку десятков сроков наблюдений с подобной устойчивостью атмосферы над одними и теми же

подстилающими поверхностями (Константинов, 1952, 1953, 1953а, 1963; Константинов, Федорова, 1960).

Поскольку для выполнения практических расчетов необходимо знать не столько профили метеорологических элементов, сколько их производные (градиенты), определяющие собой потоки количества движения, тепла и влаги в атмосфере, то основное внимание было сосредоточено на изучении отличия истинных производных по высоте соответствующих метеорологических элементов при любой температурной стратификации от производных, рассчитанных по простому логарифмическому закону [по формуле (39)]. Последний был принят за основу расчета потому, что при равновесном градиенте температуры степенной и универсальный законы, как известно, также переходят в логарифмический.

Если обозначить величину градиента метеорологического элемента s, определяемого по логарифмическому закону, через $\left(\frac{\partial s}{\partial z}\right)_{\ln}$, а истинное значение градиента через $\frac{\partial s}{\partial z}$, то соотношение между ними можно представить в виде

$$\frac{\partial s}{\partial z} = \gamma \left(\frac{\partial s}{\partial z}\right)_{\ln}, \tag{50}$$

где величину γ естественно назвать поправочным коэффициентом.

Величина его может быть определена как отношение производной, полученной по наклону касательной к соответствующему профилю, выполненному в большом масштабе, к производной, рассчитанной по логарифмической формуле (39), в которой в качестве исходных использовались данные измерений на уровнях $z_1=0{,}2$ м и $z_2=2{,}0$ м.

В качестве материала для анализа брались наиболее обширные данные градиентных наблюдений, проводившихся над паровыми полями Каменной степи (Константинов, 1952, 1956—384 срока), Валдая (Константинов, 1956—52 срока) и Сальских степей (Константинов, 1956—144 срока), песками пустыни Каракумы (Айзенштат и Зуев, 1952—89 сроков), лугом Подмосковья (Константинов, 1953, 1953а; Щербакова, 1949—262 срока), степной части Украины (142 срока) и Чуйской долины (Константинов, 1956—59 сроков), полем с зерновыми культурами в Сальских степях (Константинов, 1956—80 сроков), водной поверхностью Веселовского водохранилища (Константинов, 1956—400 сроков), Валдайского озера (Константинов, Федорова, 1960; Константинов, 1956, 1960—800 сроков) и Ладожского озера (Константинов, 1956—78 сроков), Белого и Каспийского морей (Константинов, 1956; Кузьмин, 1941 — более 400 сроков). Данные градиентных измерений над почвой обработаны А. Ф. Маренковой, Т. В. Гридасовой (ГГИ) и А. В. Кудиной (УкрНИГМИ), а над

водной поверхностью — А. В. Сметанниковой (ААНИИ) и Т. Г. Федоровой (ВНИГЛ).

Для получения правильных профилей метеорологических элементов все сроки наблюдений над каждым из видов поверхности были разбиты на группы в зависимости от устойчивости температурной стратификации атмосферы, определяемой числом Ричардсона на высоте 1 м. Полученные таким образом средние для групп профили метеорологических элементов и явились теми исходными профилями, с помощью которых были получены значения поправочного коэффициента γ, приведенные на рис. 23.

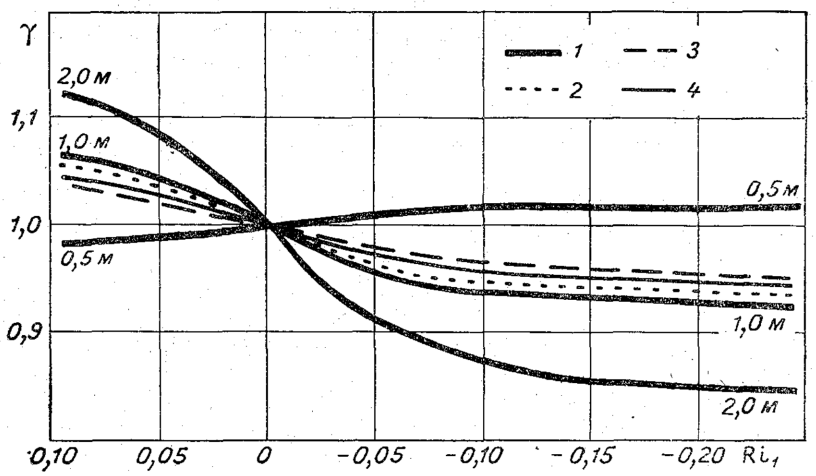


Рис. 23. Зависимость поправочного коэффициента γ, определенного по профилю скорости ветра, от устойчивости стратификации и высоты над земной поверхностью.

1 — над лугом (z=0,5, 1,0 и 2,0 м), *2* — над паровым полем (z=1,0 м), *3* — над водной поверхностью (z=1,0 м), *4* — над лугом (z=1,0 м) по профилю влажности воздуха.

Прежде чем приступить к анализу результатов обработки экспериментальных данных, следует заметить, что для решения поставленной задачи необходимо знать величины поправочного коэффициента γ в первую очередь на высоте 1 м, поскольку именно для этого уровня удобнее всего рассчитывать коэффициент турбулентного обмена и градиенты соответствующих элементов при определении вертикальных турбулентных потоков в атмосфере.

Из рис. 23 следует, что отклонения истинных градиентов метеорологических элементов от логарифмических в приземном слое имеют закономерный характер. При инверсиях истинные градиенты на высоте 1 м больше, а при сверхравновесных условиях меньше градиентов, рассчитанных по логарифмическому закону.

Кроме того, на основании этого же рисунка можно сделать вывод, что на высоте 1 м отклонения естественных вертикальных профилей от логарифмических для скорости ветра и влажности воздуха в первом приближении совпадают при всех состояниях устойчивости стратификации атмосферы. Этот факт можно рассматривать как еще одно подтверждение известного положения о том, что профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха в приземном слое остаются подобными между собой при всех состояниях температурной стратификации атмосферы.

С изменением высоты над поверхностью изменяется и величина отклонения вертикальных профилей от логарифмических. Это обстоятельство указывает на невыполнимость в естественных условиях обобщенного логарифмического закона, согласно которому предполагается постоянство по высоте эффекта влияния температурной стратификации атмосферы на профили метеорологических элементов, т. е. считается, что $\gamma(z) = \text{const}$.

Ход изменения поправочного коэффициента γ с высотой (рис. 23) указывает на одно важное обстоятельство — наличие двух слоев воздуха, в которых γ имеет разную величину. В слое, расположенном выше уровня в несколько десятков сантиметров, при сверхравновесных условиях $\gamma < 1$; ниже этого слоя $\gamma > 1$. Иными словами, истинные значения вертикальных градиентов соответствующих метеорологических элементов в верхнем слое меньше величин градиентов, рассчитанных по логарифмическому закону, а в нижнем — больше. В инверсионных условиях значение коэффициента γ обратное: в верхнем слое $\gamma > 1$, а в нижнем $\gamma < 1$.

Различные значения коэффициента γ по высоте в нижнем и верхнем слоях при сверхравновесной стратификации говорят о том, что естественные профили метеорологических элементов в нижней части более заполненные, чем это следует из логарифмического закона. Вследствие этого и производные от естественных вертикальных профилей в нижнем слое превосходят величины производных от логарифмических профилей. На уровне в несколько десятков сантиметров находится точка перегиба естественных профилей, в которой величины соответствующих производных выравниваются, после чего на бóльших высотах вертикальные градиенты естественных профилей становятся меньше градиентов, определенных по логарифмическому закону. Для случаев устойчивой температурной стратификации точка перегиба лежит выше, чем для сверхравновесных градиентов.

В инверсионных условиях вследствие того, что естественные профили под влиянием устойчивой стратификации приближаются к линейному, в нижнем слое изменение по высоте метеорологических элементов происходит более медленно, чем это следует из логарифмического закона. На уровне в несколько десятков

сантиметров соответствующие вертикальные градиенты метеорологических элементов выравниваются, а на более высоких уровнях вертикальные градиенты естественных профилей превосходят величины градиентов логарифмического профиля.

Для выполнения ряда практических расчетов величину поправочного коэффициента γ на высоте 1 м над лугом можно получить из следующего эмпирического соотношения:

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt[4]{1 - \mathrm{Ri}}}. \qquad (51)$$

В пределах обычно наблюдаемых чисел Ричардсона (от +0,2 до —0,3) величина коэффициента γ на высоте 1 м изменяется от 1,1 до 0,9, так что в расчетах, не требующих большой точности, можно принимать $\gamma = 1$.

Изложенное выше относительно вертикальных профилей метеорологических элементов изображено на рис. 24, впервые построенном в работе автора (1963). Оно не вполне согласуется с аналогичным положением, соответствующим обобщенному степенному закону изменения метеорологических элементов с высотой (кривые для нижнего слоя показаны пунктирными линиями). Это обстоятельство говорит о невыполнимости в естественных условиях обобщенного степенного закона в слое воздуха высотой в несколько десятков сантиметров, примыкающего к подстилающей поверхности. Отмеченная особенность не была обнаружена до последнего времени вследствие сравнительно малой точности измерения величин метеорологических элементов в нижнем слое, находящемся в зоне непосредственного влияния отдельных микронеоднородностей подстилающей поверхности.

В целях проверки изложенных выше выводов о вертикальных профилях метеорологических элементов в июне 1962 г. на базе лаборатории физики приземного слоя УкрНИГМИ (с. Жовтневе Днепропетровской области) была проведена экспедиция сотрудников отдела физики атмосферы УкрНИГМИ.

Площадка для экспериментальных наблюдений располагалась в центре поля (залежь), представляющего квадрат со сторонами 600×600 м, расположенный к юго-востоку от с. Жовтневе. Рельеф местности — слегка волнистая равнина; микрорельеф — равнина с легким уклоном к юго-востоку. Преобладающая растительность — курай (перекати-поле), полынь, молочай и многолетние злаковые травы (житняк, пырей бескорневищный). Высота травостоя после укоса составляла 5—10 см. Со всех сторон площадка окружена колхозными полями.

В центре экспериментальной площадки была установлена 16-метровая мачта для производства градиентных наблюдений и ряд мачт для установки анемометров и психрометров на более низких высотах. Приборы для измерения скорости ветра, темпе-

ратуры и влажности воздуха были установлены на высотах 0,05, 0,10, 0,15, 0,20, 0,25, 0,30, 0,40, 0,50, 0,60, 0,75, 1,0, 1,5, 2,0, 4,0, 8,0 и 16,0 м.

На высотах 0,05—0,40 м анемометры устанавливались на специальных колышках в двух повторностях. Место установки анемометров на одноименных высотах выбиралось таким образом, чтобы результаты наблюдений по ним наиболее полно отражали среднюю микрошероховатость подстилающей поверхности. Начиная с высоты 0,5 м, помимо ручных анемометров, были установлены также контактные анемометры, регистратором которых служил шеститочечный хронограф.

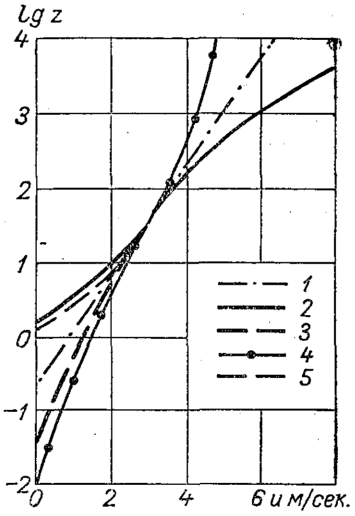


Рис. 24. Изменение вертикального профиля скорости ветра при различной устойчивости стратификации атмосферы.

1 — профиль скорости ветра при равновесной стратификации атмосферы, *2* — истинный профиль скорости ветра при устойчивой стратификации, *3* — условная экстраполяция профиля при устойчивой стратификации в слое воздуха ниже точки перегиба по обобщенному степенному закону, *4* — истинный профиль скорости ветра при сверхравновесной стратификации, *5* — условная экстраполяция профиля при сверхравновесной стратификации в слое воздуха ниже точки перегиба по обобщенному степенному закону.

Для измерения температуры и влажности воздуха на высотах 0,05—2,0 м использовались аспирационные психрометры, также установленные в двух повторностях. До высоты 0,5 м психрометры устанавливались в горизонтальном положении. Для измерения температуры в припочвенном слое воздуха использовались микротермометры сопротивления, снабженные специальной радиационной защитой. На высотах 4,0—16 м температура и влажность воздуха измерялись с помощью электропсихрометров и термометров сопротивления, установленных в будке Сварчевского.

Кроме того, в период экспедиции производились наблюдения над радиационным балансом и его составляющими, испарением, температурным режимом почвы и ее влажностью. Наблюдения производились отдельными сериями. Всего за период с 11 по 26/VI было произведено шесть серий наблюдений продолжительностью от 9 до 25 час. каждая. Наблюдения в течение каждого

часа производились с десятиминутными интервалами (0—10, 20—30, 40—50 мин.), во время которых измерялась средняя скорость ветра и производилось три отсчета по психрометрам. Для исключения систематических ошибок, связанных с погрешностью приборов, последние дважды в течение каждой серии менялись местами.

Обработка материалов наблюдений сводилась к вычислению средних значений скорости ветра, температуры и влажности воздуха за каждый десятиминутный интервал с последующим осреднением по часовым промежуткам.

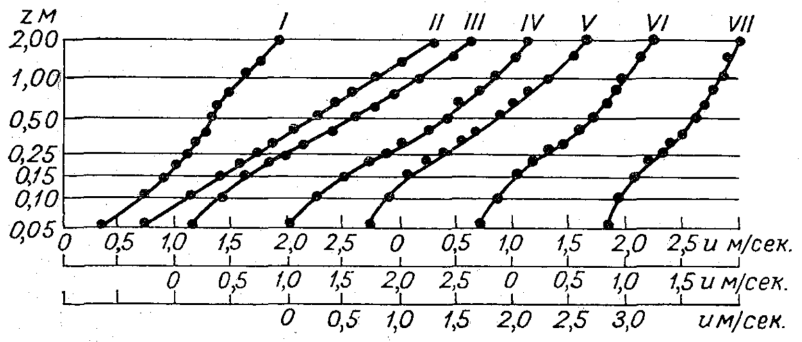


Рис. 25. Осредненные профили скорости ветра для групп (I—VII) с различной устойчивостью стратификации атмосферы.

Расположение нулей на нижней шкале соответствует различным группам устойчивости. Верхняя левая шкала предназначена для групп *I—III*, а все последующие соответственно номеру группы в порядке смещения нулей вправо.

Во время экспедиции преобладала характерная для июня в южных районах Украины погода с хорошо выраженным внутримассовым ходом процессов: наблюдалась переменная облачность, максимальные температуры достигали 33°, минимальные 12—13°; ветер преобладал слабый и умеренный до 5 м/сек.

В настоящем параграфе использованы результаты обработки 119 профилей скорости ветра от подстилающей поверхности до высоты 2 м при различной температурной стратификации. Из них на инверсионные условия приходится 26 профилей, а на сверхравновесные — 93. Профили скорости за каждый срок вычерчивались в полулогарифмических координатах (по оси ординат откладывался логарифм высоты, а по оси абсцисс — скорость ветра).

Для выяснения зависимости профиля ветра от температурной стратификации все случаи измерений были разбиты на семь групп в зависимости от значений числа Ричардсона (Ri) на высоте 1 м в момент измерений. Средние профили для каждой группы приведены на рис. 25.

Из анализа вертикальных профилей ветра, построенных в полулогарифмических координатах, можно сделать следующие выводы. При малых значениях Ri ($-0{,}008 \leqslant \mathrm{Ri} \leqslant 0{,}02$, группа *II*) профиль практически является логарифмическим и изображается прямой линией. С увеличением Ri (по абсолютному значению) становится заметным отклонение от логарифмического закона и переход профиля ветра в кривую с точкой перегиба. Высоты, к которым относится точка перегиба, в большинстве случаев находятся в пределах 0,10—0,60 м. Выше уровня точки перегиба профиль ветра можно аппроксимировать одним из упоминавшихся законов — обобщенным степенным, показательным или универсальной функцией в виде (49) при $\beta > 0$.

Отметим, что в известных работах по экспериментальной проверке применимости того или другого закона к наблюдаемому распределению ветра большей частью исследовался слой выше уровня, на котором, по нашим данным, должна быть точка перегиба. В таких случаях, как правило, получалась кривая одного знака кривизны. Если же некоторые точки, соответствующие малым высотам, требовали изменения знака кривизны, то они обычно браковались. Поэтому исследуемый участок профиля ветра можно было аппроксимировать одним из названных выше законов.

Но для описания сложного профиля с точкой перегиба эти законы не применимы. Сложный профиль ветра с одной или несколькими точками перегиба можно аппроксимировать универсальной функцией в общем виде (48), написанной с учетом того обстоятельства, что при больших $|\mathrm{Ri}|$ аргумент этой функции z/L будет по абсолютному значению также большим. Рассмотрим этот вопрос в соответствии с работой автора и А. В. Ткаченко подробнее.

Как следует из теории пути смешения, согласно (31), при равновесных условиях выполняется соотношение

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{v_*}{\varkappa z}. \tag{52}$$

При неравновесных условиях, по Монину и Обухову, зависимость $\partial u/\partial z$ от z должна иметь вид

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{v_*}{\varkappa z} \varphi\left(\frac{z}{L}\right), \tag{53}$$

где

$$L = -\frac{\rho c_p v \Theta_*^2}{\varkappa g P}. \tag{54}$$

Здесь Θ — потенциальная температура (в приземном слое практически $\Theta = T$, где T — абсолютная температура, и $\partial\Theta/\partial z = \partial T/\partial z$); ρ — плотность воздуха; c_p — теплоемкость воздуха при

постоянном давлении; g — ускорение силы тяжести; P — турбулентный поток тепла, определяемый по уравнению

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \tag{55}$$

где k — коэффициент турбулентности.

Учитывая, что

$$v_*^2 = k \frac{\partial u}{\partial z} \tag{56}$$

и число Ричардсона

$$\mathrm{Ri} = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}, \tag{57}$$

находим соотношение, характеризующее зависимость между L и Ri:

$$\frac{z}{L} = \mathrm{Ri}\, \varphi\left(\frac{z}{L}\right). \tag{58}$$

При равновесных условиях $P=0$, $\mathrm{Ri}=0$, $L=\infty$, $z/L=0$. Чтобы при этом обеспечить переход от уравнения (53) к (52), должно быть $\varphi(0)=1$.

Очевидно, L имеет тот же знак, что и Ri.

Раскладывая $\varphi(z/L)$ по степеням z/L, можно написать

$$\varphi\left(\frac{z}{L}\right) = 1 + \frac{\beta_1}{1!}\frac{z}{L} + \frac{\beta_2}{2!}\left(\frac{z}{L}\right)^2 + \frac{\beta_3}{3!}\left(\frac{z}{L}\right)^3 + \ldots, \tag{59}$$

где $\beta_1=\varphi'(0)$, $\beta_2=\varphi''(0)$ и т. д.

Подставив уравнение (59) в (53) и проинтегрировав его по z от z_0 до z, получаем выражение (48), в котором в общем виде

$$f\left(\frac{z}{L}\right) = \ln\frac{z}{L} + \frac{\beta_1}{1!}\frac{z}{L} + \frac{\beta_2}{2!}\left(\frac{z}{L}\right)^2 + \frac{\beta_3}{3!}\left(\frac{z}{L}\right)^3 + \ldots \tag{60}$$

Для перехода к полулогарифмическим координатам, в которых мы строили профили ветра, обозначим

$$x = \ln\frac{z}{|L|}, \quad y = \frac{z}{|L|} = e^x, \quad x_0 = \frac{z_0}{|L|},$$

$$f\left(\frac{z}{|L|}\right) = F(x), \quad f\left(\frac{z_0}{|L|}\right) = F(x_0). \tag{61}$$

Очевидно,

$$u(z) = \frac{v_*}{\varkappa}[F(x) - F(x_0)]. \tag{62}$$

С учетом знака L удобнее рассматривать две функции: для $L>0$

$$F_1(x)=x+\frac{\beta_1}{1!}y+\frac{\beta_2}{2!}y^2+\frac{\beta_3}{3!}y^3+\ldots+\frac{\beta_n}{n!}y^n+\ldots, \quad (63)$$

для $L<0$

$$F_2(x)=x-\frac{\beta_1}{1!}y+\frac{\beta_2}{2!}y^2-\frac{\beta_3}{3!}y^3+\ldots+(-1)^n\frac{\beta_n}{n!}y^n+\ldots \quad (64)$$

Рассмотрим, каким должен быть вид кривых, описываемых этими уравнениями. При очень малых значениях y, что соответствует малым значениям z или большим значениям $|L|$ (т. е. состояниям, близким к равновесным), когда $x\ll 0$, можно пренебречь членами с y во всех степенях, начиная с первой. Тогда обе функции изображаются прямой $F_1(x)=F_2(x)=x$, что дает логарифмический профиль ветра (рис. 26).

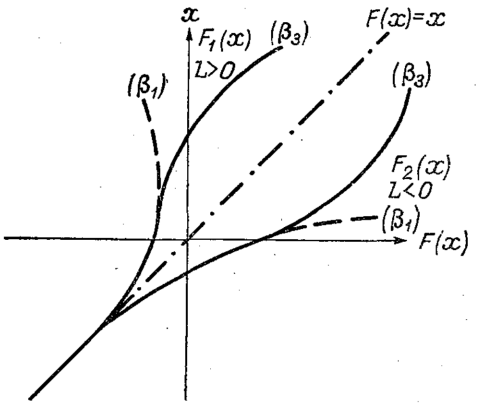


Рис. 26. Графики функций $F_1(x)$ и $F_2(x)$.

С увеличением x (отклонением состояния от равновесного, увеличением высоты) становится необходимым учитывать второй член уравнений (63) или (64), содержащий y в первой степени. При этом ход кривой будет зависеть от знака β_1. Если $\beta_1<0$, то при $L<0$ кривая отклонится вправо от прямой $F(x)=x$, при $L>0$ — влево (рис. 26). Такой ход скорости ветра с высотой соответствует нашим экспериментальным данным, поэтому следует принять $\beta_1<0$.

При дальнейшем увеличении x, а следовательно, и y необходимо учитывать члены с y^2, y^3 и т. д. Если $\beta_2\neq 0$, то учет члена с y^2 приведет к появлению точки перегиба только на одной кривой: $F_1(x)$, если $\beta_2>0$, или $F_2(x)$, если $\beta_2<0$. Поскольку, по нашим данным, точка перегиба отмечалась как при $L>0$, так и при $L<0$, то следует предположить, что в пределах наблюдавшихся изменений z/L член с β_2 не оказывает существенного влияния на профили, т. е. β_2 близко к 0. Член с y^3 при $\beta_3>0$ обусловливает появление точки перегиба на обеих ветвях кривых, приведенных на рис. 26. (При построении графиков на рис. 26 принято $\beta_2=0$; β_1 и β_3 — кривые, которые получались бы при ограничении разложения $\varphi(x)$ членом с данным β_i.)

Не имея данных о ветре ниже уровня точки перегиба или не принимая их во внимание, авторы некоторых работ экстраполировали до поверхности земли профиль ветра, полученный для слоя выше этого уровня, с сохранением знака кривизны. Естественно, что, аппроксимируя такой профиль универсальной функцией, следует принимать $\beta_1 > 0$, как это, например, получено в работах А. С. Монина и А. М. Обухова (1954), а также А. Б. Казанского и А. С. Монина (1958).

Остановимся на следствиях, которые вытекают из приведенного выше анализа профиля скорости ветра в нижнем двухметровом слое воздуха. Они прежде всего касаются значений параметра шероховатости z_0 при различной температурной стратификации атмосферы. Непосредственно к поверхности примыкает слой шероховатости. Этот слой представляет собой область взаимодействия микроэлементов поверхности с воздушным потоком, на верхней границе которой еще справедливы закономерности, присущие вышележащим слоям потока, тогда как внутри этой области заключены воздушные массы, имеющие переходные характеристики от потока к слою воздуха, непосредственно примыкающему к поверхности. Высота слоя шероховатости, характеризуемая коэффициентом шероховатости z_0, определяется, как уже говорилось, по профилю скорости ветра при равновесной стратификации как уровень, на котором скорость обращается в нуль:

$$z_0 = z_1 \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^{\frac{u_1}{u_2 - u_1}}. \tag{65}$$

Кроме того, значение этого коэффициента может быть оценено визуально по виду поверхности [см., например, Будыко, 1948; Лайхтман и Чудновский, 1949; Сеттон, 1958; Константинов 1952, 1956, 1960; 1963; Сапожникова, 1946; Пешке (Paeschke 1937)].

Согласно ряду исследований в аэродинамике, а затем и в метеорологии, установлено, что величина z_0 для сравнительно гладких выступов шероховатости (подобных зернам шероховатости в аэродинамических трубах) составляет примерно $^1/_{30}$ геометрической высоты шероховатости [Никурадзе (Nikuradse), 1932]. Для шероховатости, образуемой растительным покровом (крайне плохо обтекаемая форма), величина z_0 составляет около $^1/_7$ геометрической высоты данной шероховатости [Пешке (Paeschke), 1937]. Следовательно, такого вида шероховатость «поглощает» гораздо больше кинетической энергии потока, чем шероховатость обтекаемой формы.

Шероховатость водной поверхности и поверхности снега и песков, профиль неровностей которых обычно формируется ветром, т. е. является хорошо обтекаемым, составляет еще меньшую чем $^1/_{30}$ часть геометрической высоты отдельных выступов

шероховатости. Высота слоя z_0 для выступов шероховатости с промежуточной обтекаемостью составляет $^1/_7 \div {}^1/_{30}$ геометрической высоты самой шероховатости.

Имеющиеся экспериментальные данные дают разные значения коэффициента шероховатости z_0 для различных подстилающих поверхностей (табл. 13).

Таблица 13

Коэффициенты шероховатости для различных видов подстилающей поверхности

Вид поверхности	z_0 см
Ровный снежный покров	0,02—0,08
Средний снежный покров	0,1—0,5
Слабый рыхлый снег	0,5—2,0
Ровная почва, лишенная растительности	0,3—1,0
Паровое поле	0,5—2,0
Луг	1,0—5,0
Зерновые культуры	3,0—7,0
Поверхность небольших водоемов	0,01—0,4
Поверхность озер и средних водоемов	0,01—0,6
Поверхность морей и океанов	0,3—2,0

Вследствие подобия профилей метеорологических элементов верхний уровень слоя шероховатости, на котором скорость ветра обращается в нуль, является также характерным уровнем в распределении других метеорологических элементов и в первую очередь температуры и влажности воздуха. Это самая низкая высота, где еще справедлив закон распределения температуры и влажности воздуха, действующий в вышележащей толще приземного слоя атмосферы. Поэтому, зная величину коэффициента z_0, можно определить значения температуры T_0 и влажности воздуха e_0 при $z=z_0$ путем экстраполяции величин температуры и влажности на вышележащих уровнях до верхней границы слоя шероховатости. Остановимся на этом приеме более подробно, поскольку данные о величинах T_0 и e_0 используются в гл. 3.1 при построении методики расчета испарения по сетевым метеорологическим данным.

Экстраполяция значений температуры и влажности воздуха, измеренных, например, на высотах $z_1=0{,}2$ м и $z_2=2{,}0$ м, до уровня z_0 может быть произведена по формулам:

$$T_0 = T_{2,0} + (T_{0,2} - T_{2,0}) \lg \frac{200}{z_0}$$

$$e_0 = e_{2,0} + (e_{0,2} - e_{2,0}) \lg \frac{200}{z_0} \qquad (66)$$

Единственным параметром, входящим в приведенные выше формулы, с помощью которого можно учесть влияние ветра и температурной стратификации на профили метеорологических элементов, а следовательно, и на значения величин T_0 и e_0, является коэффициент шероховатости z_0.

При производстве градиентных измерений над однородными поверхностями, такими как водная поверхность, снег или поверхность увлажненного парового поля, обычно измеряется и температура самой поверхности $T_п$. Влажность воздуха, примыкающего к такой поверхности $e_п$, может быть определена как насыщающая упругость водяных паров при температуре поверхности воды, снега или почвы. В этом случае величины T_0 и e_0 можно определить по известной температуре поверхности, температуре $T_{2,0}$ и влажности воздуха $e_{2,0}$ (на высоте 2 м) из следующих соотношений:

$$\begin{aligned} T_0 - T_{2,0} &= m_T (T_п - T_{2,0}), \\ e_0 - e_{2,0} &= m_e (e_п - e_{2,0}), \end{aligned} \tag{67}$$

где m_T и m_e — эмпирические коэффициенты, численные значения которых могут быть определены из данных градиентных измерений по формулам:

$$\begin{aligned} m_T &= \lg \frac{200}{z_0} \frac{T_{0,2} - T_{2,0}}{T_п - T_{2,0}}, \\ m_e &= \lg \frac{200}{z_0} \frac{e_{0,2} - e_{2,0}}{e_п - e_{2,0}}. \end{aligned} \tag{68}$$

Если считать величину параметра z_0 неизменной, то коэффициенты m_T и m_e должны зависеть от температурной стратификации атмосферы, поскольку при инверсионных и сверхравновесных условиях соотношение между $T_{0,2} - T_{2,0}$ (соответственно $e_{0,2} - e_{2,0}$) и $T_п - T_{2,0}$ (соответственно $e_п - e_{2,0}$) будет различным. Однако, если в формулах (68) принять коэффициент z_0 переменным, зависящим от стратификации атмосферы, то связь коэффициентов m_T и m_e со стратификацией исчезнет. Это происходит потому, что при сверхравновесных условиях профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха становятся более заполненными, чем при равновесном вертикальном градиенте температуры, т. е. величины $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$ сильно уменьшаются по сравнению с величинами $T_п - T_{2,0}$ и $e_п - e_{2,0}$. При инверсиях имеет место обратная картина.

Вместе с тем при неустойчивой стратификации атмосферы уменьшается параметр z_0, что ведет к возрастанию величин T_0 и e_0 и к увеличению разностей $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$. Таким образом, благодаря учету зависимости z_0 от Ri представляется возможность избежать изменения коэффициентов m_T и m_e при различной стратификации атмосферы.

Величины коэффициента шероховатости над почвой и снегом, рассчитанные по логарифмическому закону[1], уменьшаются с ростом скорости ветра (рис. 27). Уменьшение вызвано повышенной интенсивностью турбулентного обмена между слоями воздуха, примыкающими к поверхности, и вышележащими слоями, вследствие чего частицы воздуха, заторможенные трением о поверхность, получают бóльшие поступательные скорости, чем при малых скоростях ветра. При этом в движение вовлекаются частицы воздуха, более глубоко расположенные между элементами шероховатости, что обусловливает понижение верхней границы слоя шероховатости[2]. Следствием той же причины является и понижение величины z_0 над водной поверхностью с увеличением скорости ветра до 3—4 м/сек.

В отличие от других видов поверхности, отдельные значения коэффициента z_0 над водной поверхностью доходят почти до нуля. Это обстоятельство объясняется малой шероховатостью водной поверхности и сопутствующим движением верхнего слоя воды по направлению ветра. Увеличение коэффициента z_0 с дальнейшим возрастанием скорости ветра происходит вследствие образования волн. Уменьшение величины z_0 с ростом скорости ветра над поверхностью, покрытой травостоем,

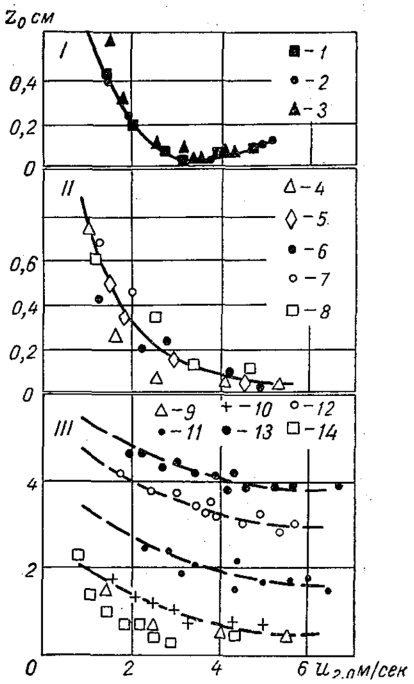


Рис. 27. Зависимость коэффициента шероховатости z_0 от скорости ветра над водной поверхностью (*I*), снегом (*II*) и почвой (*III*).
1 — Ладожское озеро; *2* — Веселовское водохранилище; *3* — Валдайское озеро; *4* — снег, Валдай, 1946 г.; *5* — снег, Валдай, 1947 г.; *6* — снег, Сальские степи, 1949 г.; *7* — снег, Каменная степь, 1950 г.; *8* — снег, Каменная степь, 1952 г.; *9* — песок, пустыня Каракумы; *10* — паровое поле, Сальские степи; *11* — луг, Каменная степь; *12* — луг, Валдай; *13* — луг, Чуйская долина; *14* — скошенный луг, с. Жовтневе.

[1] Для определения величины z_0 строился профиль ветра в полулогарифмическом масштабе, где по оси абсцисс откладывалась скорость, а по оси ординат — логарифм высоты. Пересечение прямой, проходящей через наиболее низко расположенные экспериментальные точки, с осью ординат дает величину z_0 в логарифмическом масштабе.

[2] Ниже на примере вертикального распределения скорости ветра в лесу будет показано, что такое объяснение причины зависимости величины z_0 от скорости ветра не является вполне строгим.

объясняется наряду с указанными выше обстоятельствами еще пригибанием и полеганием отдельных выступающих стеблей и листьев травостоя при больших скоростях ветра за счет бóльшей кинетической энергии потока.

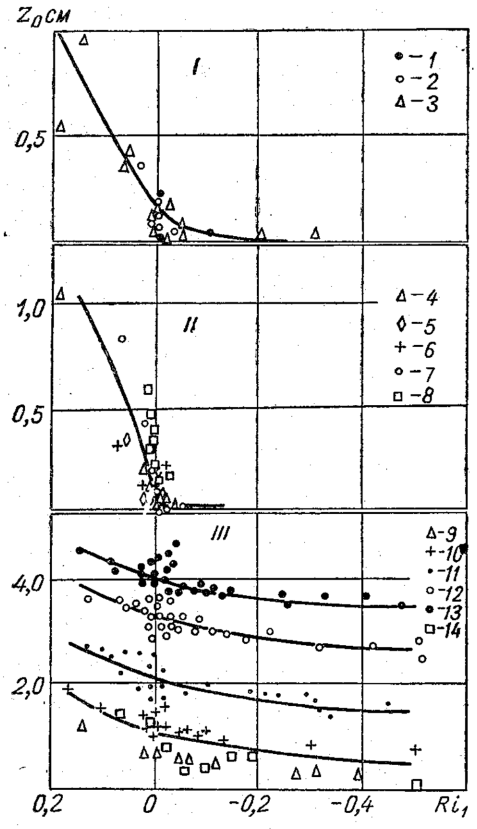


Рис. 28. Зависимость коэффициента шероховатости z_0 (определенного по логарифмическому закону) от устойчивости стратификации атмосферы над водой (*I*), снегом (*II*) и почвой (*III*).

1 — Ладожское озеро; *2* — Веселовское водохранилище; *3* — Валдайское озеро; *4* — снег, Валдай, 1946 г.; *5* — снег, Валдай, 1947 г.; *6* — снег, Сальские степи, 1949 г.; *7* — снег, Каменная степь, 1950 г.; *8* — снег, Каменная степь 1952 г.; *9* — песок, пустыня Каракумы; *10*— паровое поле, Сальские степи; *11* — луг, Каменная степь; *12* — луг, Валдай; *13* — луг, Чуйская долина; *14* — скошенный луг, с. Жовтневе.

Если определить величину коэффициента z_0 по профилю ветра при наличии вертикальных температурных градиентов, то она, как и следовало ожидать, оказывается зависимой также от устойчивости стратификации атмосферы (рис. 28). С ростом устойчивости величина z_0 возрастает; при неустойчивой стратификации она уменьшается.

К выводу о том, что наблюдается рост z_0 с увеличением устойчивости стратификации, приводит и обобщенный логарифмический закон. Однако в литературе известны также выводы противоположного характера—о зависимости z_0 от стратификации. Такие выводы получаются в том случае, если для определения z_0 используется профиль ветра в слое выше уровня 0,5—1,0 м, т. е. выше уровня точки перегиба. Этот профиль ветра, хорошо описываемый обобщенным степенным или другим законом в данном слое, затем неправомерно экстраполируется с сохранением знака кривизны до поверхности земли. Очевидно, полученный таким образом параметр шероховатости следует рассматривать как параметр схемы, не тождественный уровню, на котором в действительности средняя скорость ветра равна нулю.

Таким образом, как анализ вертикальных профилей скорости ветра, так и величина параметра шероховатости z_0 указывают на невыполнимость в слое воздуха от поверхности до нескольких десятков сантиметров всех используемых до сих пор законов изменения метеорологических элементов по высоте. Фактические вертикальные профили метеорологических элементов являются более сложными, чем это принималось до сих пор. Наиболее точно они могут быть аппроксимированы универсальной функцией, если в ее аналитическом выражении, представленном в виде ряда, взять достаточное число членов разложения. Определение универсальных постоянных этой функции является одной из важнейших задач дальнейших экспериментальных исследований.

Для того чтобы по данным градиентных измерений получить значения величин T_0 и e_0 с учетом влияния температурной стратификации атмосферы, необходимо в расчетах за величины z_0 принимать соответствующие значения коэффициентов шероховатости z'_0, определенные по профилю скорости ветра, полученному при рассматриваемой температурной стратификации атмосферы. Только в этом случае мы можем учесть влияние температурной стратификации на профили рассматриваемых элементов. Именно таким образом и были получены многочисленные экспериментальные значения упомянутых величин, используемых ниже.

На практике, однако, не всегда представляется возможность для каждого случая измерений рассчитывать значения z'_0 по профилю ветра, поскольку величины этого коэффициента за отдельные сроки определяются с большой погрешностью. Для исключения этих ошибок заранее устанавливаются экспериментальные зависимости коэффициента z_0 от скорости ветра и температурной стратификации атмосферы. Имея эти зависимости и значения z_0 при средних скоростях ветра и равновесной стратификации, можно определить величины T_0 и e_0 для каждого случая в отдельности, зная величину z_0 при равновесной стратификации, скорость ветра на одной высоте и значение числа Ричардсона Ri.

При определении численных значений коэффициентов m_T и m_e для групп с различной устойчивостью стратификации атмосферы над водной поверхностью составлялись разности $T_п - T_{2,0}$, $T_0 - T_{2,0}$, $e_п - e_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$, которые откладывались на графике, приведенном на рис. 29.

Из анализа этих данных следует, что величины коэффициентов m_T и m_e не имеют систематических отклонений одна от другой, их можно принять одинаковыми, полагая $m_T = m_e = m$. Это обстоятельство является подтверждением наличия подобия профилей метеорологических элементов в приземном слое атмосферы, упоминавшегося выше. Среднее значение коэффициента m

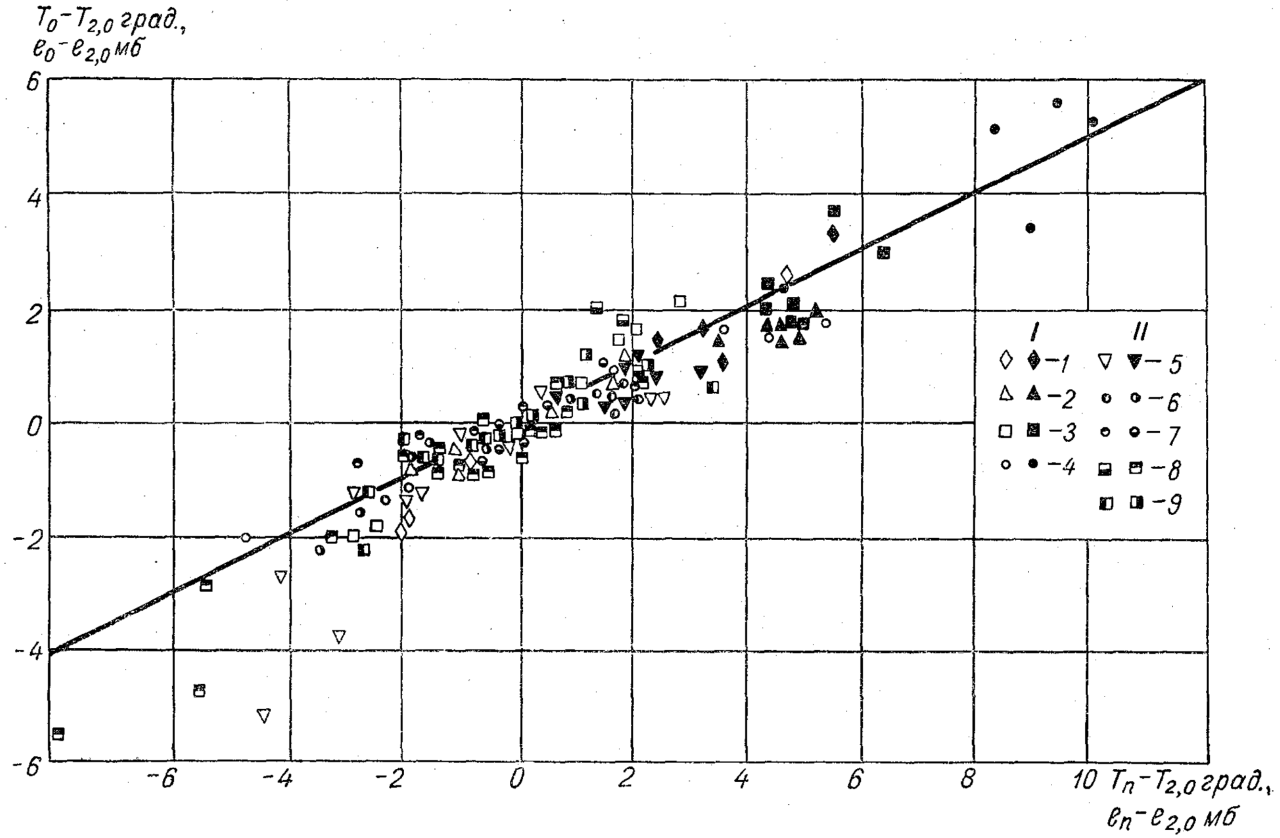


Рис. 29. Связь величин $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$ с $T_п - T_{2,0}$ и $e_п - e_{2,0}$ над водной поверхностью (*I*) и снегом (*II*).

1 — Белое и Каспийское моря (левые точки в обозначениях относятся к температуре, а правые — к влажности воздуха); *2* — Ладожское озеро; *3* — Веселовское водохранилище; *4* — Валдайское озеро; *5* — снег, Валдай, 1946 г.; *6* — снег, Валдай, 1947 г.; *7* — снег, Сальские степи; 1949 г.; *8* — снег, Каменная степь, 1950 г.; *9* — снег, Каменная степь, 1952 г.

для водной поверхности, согласно данным, приведенным на рис. 29, равно 0,5.

Анализ данных, приведенных на рис. 29, показывает, что и над снегом величины коэффициентов m_T и m_e практически совпадают, т. е. имеет место равенство $m_T = m_e = m$. Среднее значение коэффициента m в различных климатических условиях над снегом, так же как и над водной поверхностью, оказалось близким к 0,5, хотя разброс экспериментальных точек над снежной поверхностью оказался большим, чем над водой.

Вследствие большой изменчивости коэффициента z_0 над водной поверхностью встает вопрос о правильном выборе его величины при производстве различного рода расчетов. Если использовать данные наблюдений градиентов скорости ветра, температуры и влажности воздуха за отдельные сроки, то следует величину параметра z_0 принимать соответствующей метеорологическим условиям за каждый из сроков. Однако на практике чаще всего приходится пользоваться средними характеристиками скорости ветра, температуры и влажности воздуха за сутки, декаду, месяц и т. д. (см., например, работы Зайкова, 1949; Браславского и Викулиной, 1954; Браславского и Шаргиной, 1965). В этом случае величину коэффициента z_0 следует принимать осредненной по всем срокам наблюдений (по всем состояниям устойчивости стратификации атмосферы). Для Ладожского озера z_0 оказалось равным 0,18 см, для Веселовского водохраникища 0,27 см, а для Валдайского озера 0,17 см. Средняя величина коэффициента шероховатости для перечисленных водоемов составляет около 0,20 см.

Данные градиентных измерений над снежным покровом, проведенных под руководством П. П. Кузьмина и А. Я. Ойя на Валдае в 1946 (109 сроков) и 1947 гг. (107 сроков), в Сальских степях в 1949 г. (118 сроков) и в Каменной степи в 1950 (207 сроков) и 1952 гг. (165 сроков), обработаны таким же образом, как и данные наблюдений над водной поверхностью. Величина коэффициента z_0 для снежной поверхности, по данным исследований Т. А. Огневой (1955), П. П. Кузьмина (1951) и И. Д. Копанева (1955), зависит, кроме рельефа местности, еще и от толщины снежного покрова. Согласно исследованиям П. П. Кузьмина, средняя величина коэффициента шероховатости z_0 для открытой ровной местности при толщине снежного покрова более 10—20 см составляет примерно 0,05 см. При меньшей толщине снежного покрова $z_0 = 0{,}25$ см. Если над снегом выступает стерня, то $z_0 = 0{,}60$ см. По данным И. Д. Копанева, величина коэффициента шероховатости z_0 для снежного покрова толщиной 20—40 см равна 0,05 см, а при меньшей толщине 0,5 см. Согласно исследованиям Т. А. Огневой, проведенным на ст. Колтуши (под Ленинградом), величина коэффициента z_0 для снежного покрова толщиной 10—15 см и более равна около 0,05 см и в дальнейшем

с ростом толщины снежного покрова практически не меняется. При меньшей толщине снежного покрова величина z_0 возрастает.

Среднее значение коэффициента шероховатости снежной поверхности для рассматриваемых лет на Валдае оказалось равным 0,07 и 0,09 см, в Сальских степях — 0,20 см и в Каменной степи — 0,26 и 0,45 см. В последнем случае сказалось влияние стерни и лесных полос, поскольку градиентные наблюдения проводились в центре поля, расположенного в лесополосном оазисе. Среднее значение z_0 над снегом для всех случаев устойчивости стратификации атмосферы оказалось равным 0,12 см.

К числу однородных поверхностей суши может быть отнесена поверхность почвы, лишенной растительности (паровое поле, песок и т. д.). Температура таких поверхностей может быть непосредственно измерена, так что в этих случаях представляется возможность проверить справедливость эмпирической связи для профиля температуры воздуха, установленной над водной поверхностью и над поверхностью снега.

В работе автора (1952) приведены данные о величине коэффициента m, полученные в результате обработки градиентных измерений над паровым полем в Каменной степи за 1950 г. Его среднее значение оказалось равным 0,55. При этом температура поверхности парового поля измерялась срочными термометрами, в показания которых вводилась поправка, определяемая по данным работы Л. И. Зубенок (1947), которая сравнивала показания срочного (напочвенного) термометра с показаниями малоинерционного термометра сопротивления, изготовленного из тонкой платиновой проволочки. Эта поправка оказалась несущественной. При пренебрежении ею средняя величина параметра m на правом поле равнялась 0,5.

Данные градиентных измерений над паровым полем, полученные на Валдае за 1955 г. под руководством автора и Т. Г. Федоровой, представлены на рис. 30, где по оси ординат отложены значения измеренной, а по оси абсцисс — рассчитанной (при $m=0{,}5$) температур поверхности почвы. Аналогичные расчеты проделаны по данным градиентных измерений, проведенных над песками пустыни Каракумы в 1949 г. Б. А. Айзенштатом и Н. В. Зуевым (1952). Сравнительно хорошее согласование измеренной и рассчитанной (при $m=0{,}5$) температур парового поля и песка дает основание считать, что и в этих случаях значение коэффициента m близко к 0,5.

Надежных данных измерений температуры поверхности травостоя, проводимых параллельно с градиентными наблюдениями, в нашем распоряжении не имеется, поскольку обычно при таких измерениях за температуру поверхности принимают либо температуру оголенного участка почвы, либо температуру почвы, затененной травостоем. Некоторым исключением из этого правила являются данные наблюдений комплексной экспедиции Главной

геофизической обсерватории, проведенных при участии автора летом 1947 г. в Подмосковье совместно с Центральной аэрологической обсерваторией. Градиентные наблюдения и измерения температуры поверхности проводились под руководством Л. Ф. Щербаковой (1949). Местом для измерений был выбран луг (выгон) с ровным рельефом и с низким (1—3 см) травостоем, образующим сплошной зеленый ковер, вытоптанный скотом. Температура поверхности измерялась на площадке, где были уничтожены лишь отдельные выступающие части травяного покрова, но

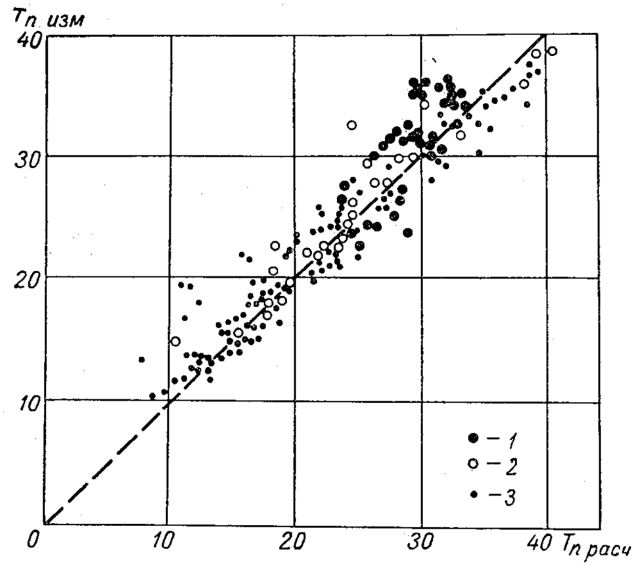


Рис. 30. Сопоставление измеренных и рассчитанных температур поверхности парового поля, песка и луга.
1 — паровое поле, Валдай; *2* — песок, Каракумы; *3* — луг, Подмосковье.

почва не оголялась. На такую зеленую подушку плотно накладывался платиновый термометр сопротивления и ртутный термометр так, что в первом приближении можно было считать, что эти приборы измеряли температуру поверхности травостоя. Для проверки пригодности найденного ранее значения коэффициента m для луга была рассчитана температура его поверхности при $m=0{,}5$. Сопоставление рассчитанных и измеренных температур поверхности приведено на рис. 30.

Результаты этого сопоставления говорят о том, что и для поверхности, покрытой растительностью, равенство (67) при $m=0{,}5$ хорошо выполняется. Этот факт дает основание считать численное значение коэффициента m, равное 0,5, отражающим объективную связь между характеристиками поверхности и профиля соответствующего метеорологического элемента и пригодным для

всех видов естественных подстилающих поверхностей в различных климатических условиях.

Значение коэффициента $m=0{,}5$ относится к случаю, когда измерение температуры или влажности воздуха на верхнем уровне производится на высоте 2 м, как это принято на сети метеорологических станций. При производстве измерений на других высотах значение этого коэффициента будет отличным от 0,5, так как оно зависит от высоты измерений. В работах автора (1956, 1963) приводится специальная таблица величин коэффициента m для различных высот (табл. 14). Таким образом, измерив температуру или влажность воздуха у поверхности и температуру или влажность воздуха на одной из высот, можно определить эти характеристики на любой другой промежуточной высоте и, в частности, на высоте слоя шероховатости.

Таблица 14

Изменение коэффициента m с высотой над различными естественными подстилающими поверхностями

Вид поверхности	z_0 см	Высота над поверхностью, м					
		20	50	100	200	500	1000
Снег	0,12	0,40	0,44	0,48	0,50	0,53	0,55
Вода	0,20	0,37	0,43	0,47	0,50	0,54	0,55
Паровое поле, оголенная почва	1,00	0,34	0,41	0,46	0,50	0,54	0,55
Луг, залежь, целина . .	2,50	0,30	0,39	0,45	0,50	0,54	0,56
Зерновые культуры . .	5,00	0,23	0,36	0,43	0,50	0,54	0,57

Над поверхностью почвы, занятой высоким и густым травостоем, воздушный поток приподнимается и оттесняется растительным покровом вверх (рис. 31). Высота слоя, к верхней границе которого оттесняется воздушный поток, названного автором (1952) «слоем вытеснения» $z_в$, зависит от вида, высоты и густоты травостоя. Подробное обоснование необходимости его учета и способов определения описаны в работах автора (1952, 1953, 1956, 1963). Высота установки прибора над травостоем должна отсчитываться не от поверхности почвы, а от верхней границы слоя вытеснения.

Название «слой вытеснения» сейчас можно считать в значительной мере общепринятым, поскольку, оно, кроме Государственного гидрологического института, уже используется в ряде научно-исследовательских учреждений Советского Союза [например, в Институте физики атмосферы АН СССР (Монин и Обухов, 1954), в Главной геофизической обсерватории (Русин, 1955; Струзер и Русин, 1956), в Институте географии АН СССР (Раунер, 1962; Будаговский, 1964) и в Агрофизическом институте АН СССР (Рожанская, 1953) и т. д.].

Величина слоя вытеснения $z_в$ при равновесной стратификации атмосферы может быть определена аналитическим и графическим путем. Аналитический способ предусматривает использование логарифмического закона распределения скорости с высотой при наличии данных градиентных измерений скорости ветра над рассматриваемой поверхностью не менее чем на трех уровнях. Значение $z_в$ в этом случае определяется из соотношения

$$\frac{u_3 - u_2}{u_3 - u_1} = \frac{\ln \dfrac{z_3 - z_в}{z_2 - z_в}}{\ln \dfrac{z_3 - z_в}{z_1 - z_в}}. \qquad (69)$$

Если величина коэффициента шероховатости z_0 данной поверхности известна, то расчет $z_в$ аналитическим путем может

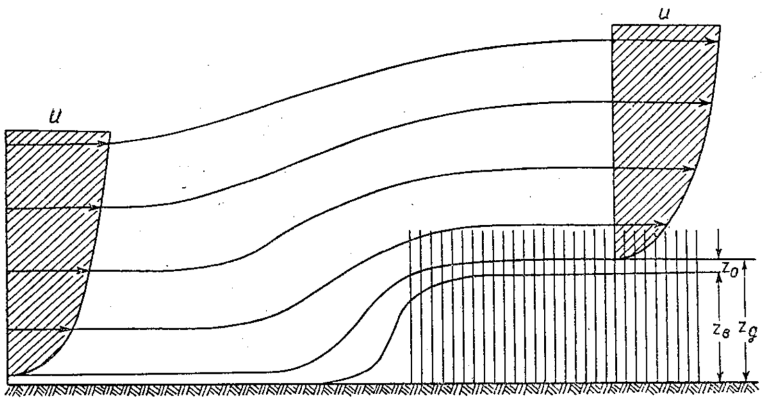


Рис. 31. Схема набегания воздушного потока на густой и высокий травостой.

$z_в$ — слой вытеснения, z_0 — слой шероховатости, $z_д$ — деятельный слой (для скорости ветра).

быть осуществлен по данным измерений скорости ветра на двух уровнях.

$$\frac{u_1}{u_2} = \frac{\ln \dfrac{z_1 - z_в}{z_0}}{\ln \dfrac{z_2 - z_в}{z_0}}. \qquad (70)$$

При графическом способе определения величины $z_в$ вычерчивается профиль скорости ветра в полулогарифмическом масштабе для различных величин слоя вытеснения. Значение $z_в$, при котором профиль скорости ветра превращается в прямую, принимается за искомую величину слоя вытеснения, а величина отрезка, отсекаемого прямой на оси ординат, характеризует величину коэффициента шероховатости плюс слоя вытеснения.

Обработка данных градиентных измерений, проведенных нами в 1951 г. в Каменной степи (1953), показала, что высота слоя вытеснения для зерновых культур составляет в среднем около $^2/_3$ высоты травостоя (рис. 32). Этот вывод был подтвержден Л. Р. Струзером, обработавшим данные градиентных измерений за 1952 г. над посевом пшеницы на агрометстанции Елшанка (Куйбышевская область), а также О. Д. Рожанской (1953), обработавшей данные градиентных измерений над орошаемой пше-

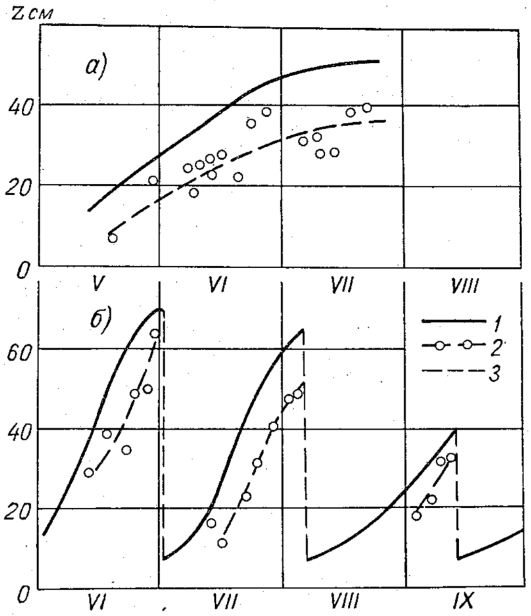


Рис. 32. Изменение высоты травостоя и высоты слоя вытеснения овса (*а*, Каменная степь, 1951 г.) и люцерны (*б*, Чуйская долина, 1953 г.).
1 — высота травостоя, *2* — высота слоя вытеснения, *3* — укос.

ницей на Северном Кавказе, и Н. П. Русиным (1955), использовавшим данные градиентных измерений над яровой пшеницей в Сальских степях.

Чем гуще травостой, т. е. чем больше растительной массы приходится на единицу площади поля, тем меньше разница между высотой слоя вытеснения и высотой травостоя. Обработка автором данных градиентных измерений над орошаемой люцерной (Чуйская долина, 1953 г.), произведенных под руководством З. А. Рязанцевой, показала, что высота слоя вытеснения здесь составляет в среднем $^3/_4$ высоты травостоя (рис. 32). Аналогичная обработка данных градиентных измерений, произведенных над

посевом хлопка (Айзенштат, Огнева и Борушко, 1953), показала, что высота слоя вытеснения в этом случае составляет более $^4/_5$ средней высоты хлопчатника.

Для уточнения зависимости высоты слоя вытеснения от скорости ветра все сроки градиентных измерений над пшеницей в Сальских степях в 1953 г. с температурной стратификацией приземного слоя атмосферы, близкой к изотермии, были разбиты автором (1956) на группы в зависимости от скорости ветра. Для каждой из групп определялась высота слоя вытеснения. Результаты этой обработки оказались следующими:

$u_{2,0}$ м/сек.	1,4	1,8	2,7	3,2	3,5	4,0	5,4
$z_в$ см	41	38	34	32	31	30	25

С ростом скорости ветра высота слоя вытеснения уменьшается. Поэтому при характеристике отдельных видов травостоя за высоту слоя вытеснения принимается ее средняя величина, определяемая при скорости ветра 3—4 м/сек.

В последние годы автором, Л. Д. Леоновой, А. Д. Рогаченко, В. В. Бибик и Г. С. Огняник (1966) исследовалась высота слоя вытеснения и шероховатости над кукурузным полем. На рис. 33 приведен график связи высоты слоя вытеснения $z_в$ и высоты кукурузы z_h, построенный по данным градиентных наблюдений 1964 г. над (слева направо) орошаемыми по бороздам, дождеванием и не орошаемыми полями, занятыми кукурузой. График построен по средним за каждую серию величинам $z_в$ и z_h.

Изменение верхней границы слоя вытеснения идет в основном параллельно изменению высоты кукурузы. Начиная с фазы 19—20-го листа, когда смыкается травостой и на единицу площади поля приходится значительно больше растительной массы, чем ранее, разница между высотой растений и верхней границей слоя вытеснения уменьшается. В дальнейшем, в фазе выметывания султана и позже, когда листья подсыхают и часть стебля, на котором расположена метелка, оголяется, оттеснение воздушного потока травостоем кукурузы становится относительно меньшим, чем в предыдущие фазы. При наличии данных о высоте растений и при той же их густоте из приведенных графиков можно получить среднюю высоту слоя вытеснения для любого периода развития растения.

На этом же рисунке (33 *а*) представлена зависимость высоты слоя вытеснения от скорости ветра. С увеличением последней высота слоя вытеснения несколько уменьшается.

Подобные опыты по определению высоты слоя вытеснения орошаемой и неорошаемой кукурузы на юге степной части Украины проводились сотрудниками УкрНИГМИ и ранее (1963 г.). Сравнение приведенных величин $z_в$ с результатами расчета этой величины по материалам наблюдений экспедиции 1963 г. показало, что в основном величина слоя вытеснения изменяется по

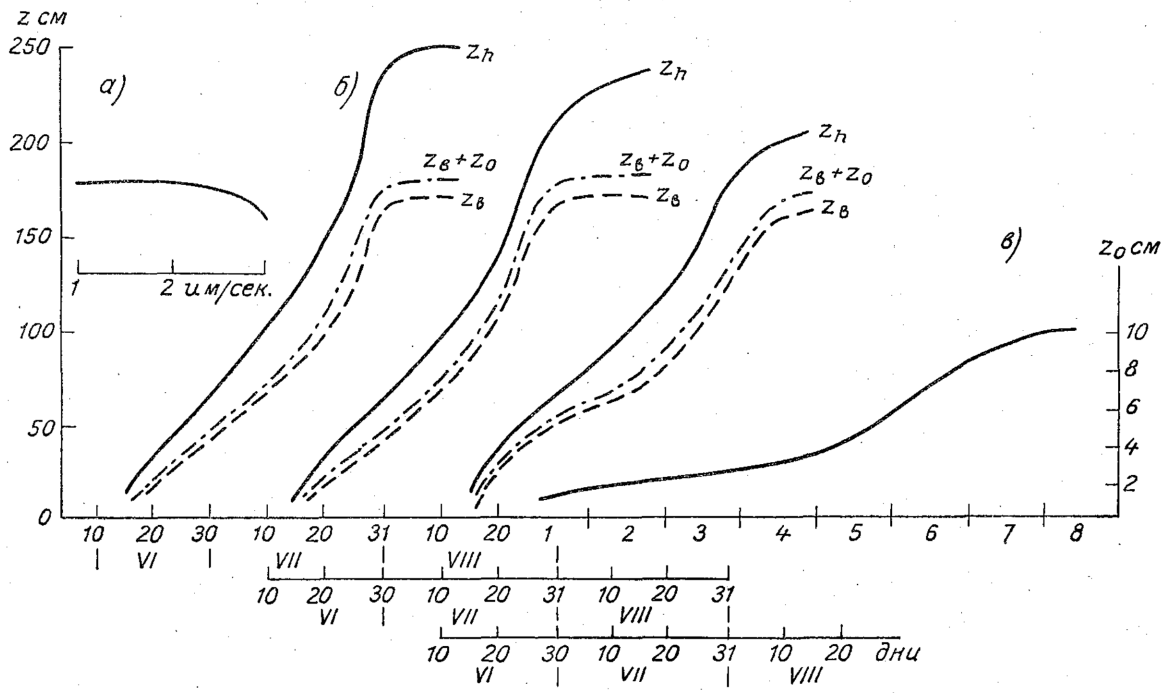


Рис. 33. Зависимость величины $z_в$ от скорости ветра (*а*), изменение во времени высоты травостоя z_h, слоя вытеснения $z_в$ и общего слоя вытеснения и шероховатости $z_в+z_0$ кукурузного поля (*б*), зависимость величины параметра шероховатости z_0 от фазы развития кукурузы (*в*).

Фазы: *1* — 5—6-й лист; *2* — 7—8-й лист; *3* — 9—10-й лист; *4* — 11—14-й лист; *5* — 15—16-й лист; *6* — 18-й лист — выметывание султана; *7* — цветение — появление нитевидных столбиков; *8* — восковая и молочная спелость.

отношению к высоте растений подобно. Однако в 1963 г. кукуруза на полях была менее развита, максимальная ее высота (на примере поля, орошаемого по бороздам) составила 180 см, в то время как в 1964 г. — 250 см. Чем выше растение, тем при прочих равных условиях обычно оно менее кустистое и более гибкое в верхней части. В связи с этим в 1964 г. наблюдались большие различия между высотой роста кукурузы и высотой слоя вытеснения по сравнению с 1963 г. Эти различия становятся заметными в начале фазы выметывания султанов и несколько возрастают к концу вегетационного периода кукурузы.

Таблица 15

Отношение высоты слоя вытеснения $z_в$ к высоте кукурузы z_h при разных фазах развития (по материалам наблюдений УкрНИГМИ за 1963 и 1964 гг.)

Поле	5—6-й лист		7—8-й лист		9—10-й лист		11—14-й лист	
	1953 г.	1964 г.	1963 г.	1964 г.	1963 г.	1964 г.	1963 г.	1964 г.
Орошаемое по бороздам	0,32	—	0,57	—	0,69	0,67	0,66	0,68
Орошаемое дождеванием	0,50	—	0,69	—	0,79	0,67	0,89	0,67
Неорошаемое	—	—	—	—	0,62	—	0,77	0,74
Среднее	0,41	—	0,63	—	0,70	0,67	0,80	0,70

Поле	15—17-й лист		18-й лист — выметывание султана		Цветение — появление нитевидных стеблей	
	1963 г-	1964 г.	1963 г.	1964 г.	1963 г.	1964 г.
Орошаемое по бороздам	0,79	0,70	0,85	0,65	0,92	0,69
Орошаемое дождеванием	0,92	—	0,92	0,77	0,94	0,76
Неорошаемое	0,86	0,74	0,91	0,75	0,93	0,75
Среднее	0,86	0,72	0,90	0,72	0,93	0,73

В табл. 15 приведено отношение высоты слоя вытеснения $z_в$ к высоте кукурузы z_h при разных фазах развития по материалам экспедиций 1963 и 1964 гг. Зная фазу развития и высоту растений, из этой таблицы можно приближенно получить величину слоя вытеснения. При этом нужно помнить, что величина $z_в$ рассчитана при сравнительно небольших скоростях ветра (от 0,3 до 3,5 м/сек.). При других скоростях ветра отношение толщины слоя вытеснения к высоте кукурузы может быть иным.

Говоря о температуре и влажности поверхности травостоя, следует принимать температуру и влажность воздуха внутри него, на уровне слоя вытеснения, так как именно на эту высоту приподнимаются массы воздуха, непосредственно примыкающие к поверхности почвы, лишенной растительности, при набегании воздушного потока на травостой. Однако более важной является характеристика температуры и влажности воздуха на уровне так называемой деятельной поверхности травостоя, лежащей непосредственно над слоем вытеснения. На этом уровне проходит основная граница соприкосновения воздушного потока с травостоем; здесь формируются нижние граничные условия воздействия травостоя на поток. В зависимости от профиля температуры и влажности воздуха внутри травостоя высоты деятельной поверхности для каждого из них и для скорости ветра могут в значительной мере отличаться друг от друга.

За высоту деятельной поверхности следует принимать расстояние от поверхности почвы до наиболее низкого уровня, на котором измеренные внутри травостоя метеорологические характеристики (например, температура или влажность воздуха) еще ложатся на соответствующий профиль, экстраполированный внутрь травостоя по закону его изменения в вышележащих слоях воздуха. Для скорости ветра уровень деятельной поверхности совпадает с верхней границей слоя шероховатости. Рассмотрим подробнее этот вопрос на конкретном примере.

С целью детального изучения профилей метеорологических элементов на границе взаимодействия воздушного потока с травостоем в 1953 г. в Дубовской гидрологической лаборатории на поле, занятом яровой пшеницей, под руководством автора были проведены специальные исследования. При средней высоте травостоя пшеницы 45 см уровни измерения скорости ветра, температуры и влажности воздуха были выбраны равными 200, 100, 50 и 20 см над средней высотой слоя вытеснения и 40, 35, 30, 20, 10 и 5 см над поверхностью почвы (внутри травостоя).

Уровни 30, 35 и 40 см находились в переходной зоне, поскольку уровень 30 см соответствовал средней высоте слоя вытеснения. Высота слоя шероховатости оказалась равной 5 см; поэтому уровень 35 см соответствовал высоте деятельного слоя, определенного по профилю скорости ветра, а уровень 40 см лежал выше его, но не выходил за пределы травостоя.

В целях удобства анализа профилей метеорологических элементов все сроки измерений, проводившихся преимущественно в дневное время суток, были разбиты на семь групп в зависимости от устойчивости температурной стратификации атмосферы. Соответствующие профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха приведены на рис. 34, где пунктирными линиями показан вид профилей, полученных путем расчета по формулам (66) и (67).

Из этих профилей видно, что в переходной зоне рассчитанные и измеренные профили температуры воздуха близки между собой вплоть до верхней границы слоя шероховатости. Следовательно, в приведенном примере уровни деятельной поверхности для скорости ветра и температуры воздуха практически совпали, что, вообще говоря, не обязательно.

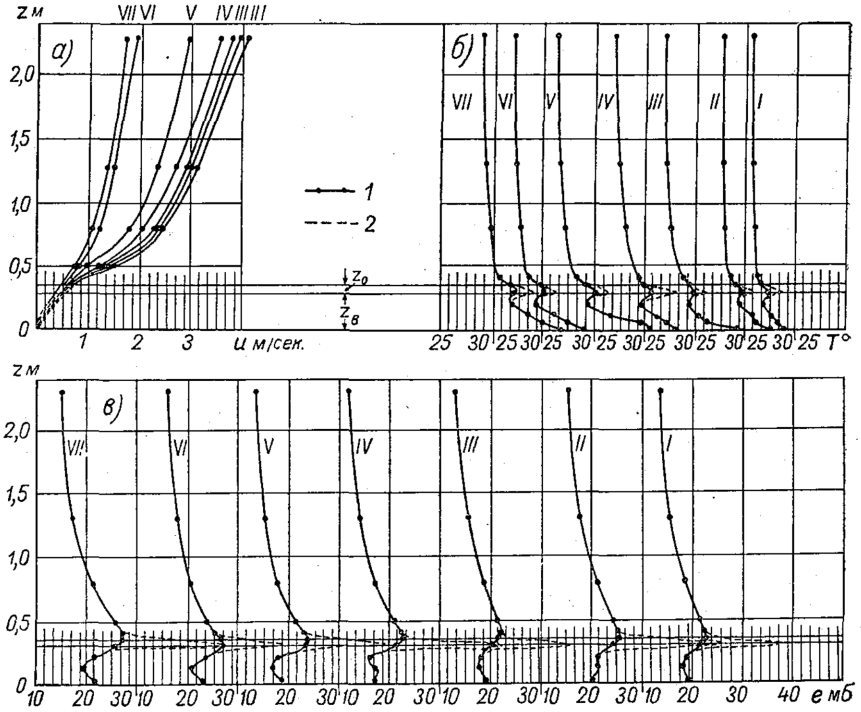


Рис. 34. Профили скорости ветра (*а*), температуры (*б*) и влажности воздуха (*в*) над полем, засеянным пшеницей.

I — VII — номера групп в зависимости от устойчивости стратификации атмосферы; *1* — профили, построенные по экспериментальным точкам; *2* — профили, рассчитанные с помощью равенств (67) и (68).

На уровне слоя вытеснения наблюдаются заниженные величины измеренной температуры по сравнению с экстраполированными по профилю. Это обстоятельство говорит о том, что внутри травостоя верхняя граница слоя вытеснения не является резко выраженной характеристикой в отношении температуры воздуха, а представляет собой более или менее размытую область; температурный пик на этом уровне сглаживается.

Для профиля влажности воздуха уровень деятельной поверхности оказался лежащим несколько выше (примерно на 5 см) уровня деятельной поверхности для скорости ветра и темпера-

туры воздуха. Этот факт может быть объяснен спецификой процесса испарения и теплообмена стеблей пшеницы с атмосферой. При торможении скорости ветра стебли выступают как сравнительно однородные по высоте вертикальные препятствия воздушному потоку. При этом получается определенный уровень деятельной поверхности, на котором скорость ветра обращается в нуль.

Равномерность нагрева стеблей пшеницы солнечными лучами зависит от высоты солнца. При его высоком стоянии нагрев стеблей по высоте более равномерен, чем при низком. Этим обстоятельством объясняется почти полное совпадение уровней деятельной поверхности для скорости ветра и температуры воздуха в дневные часы, так как в это время имеют место случаи, приведенные на рис. 34, когда температура поверхности почвы внутри травостоя для всех групп оказалась выше температуры воздуха как внутри травостоя, так и над ним.

Решающее значение для распределения влажности воздуха внутри травостоя имеет влажность воздуха у поверхности почвы и неравномерная интенсивность испарения (транспирации) стеблями пшеницы по высоте. Как известно, наиболее интенсивно испаряют лишь самые верхние части стеблей пшеницы, состоящие в основном из колоса и листвы растения, тогда как стебли пшеницы, покрытые толстой кожей (кутикулой), испаряют ничтожно мало. Вследствие этого и уровень максимальной влажности воздуха расположен выше, чем уровни нулевой скорости и максимальной температуры воздуха. Вверх и вниз от этого уровня влажность воздуха уменьшается.

Вследствие отмеченной закономерности рассчитанные величины влажности воздуха, а иногда и его температуры, отнесенные к верхним уровням слоя шероховатости и слоя вытеснения, получаются сильно завышенными, не соответствующими действительным величинам влажности и температуры воздуха внутри травостоя на тех же уровнях. Следовательно, для травостоя величины $T_п$, $e_п$, T_0 и e_0 могут оказаться фиктивными. Поэтому по рассчитанной температуре поверхности $T_п$ нельзя, например, рассчитывать эффективное излучение поверхности травостоя. Эта температура не будет также совпадать с «эффективной» температурой поверхности, которая может быть измерена с помощью радиационных приборов (Гаевский, 1951; Кондратьев и Логинова, 1956; Фатеев, 1958). Однако с помощью рассчитанных величин $T_п$, $e_п$, T_0 и e_0 мы имеем возможность характеризовать вышележащую реальную часть профиля рассматриваемых метеорологических элементов. Поэтому в дальнейшем, говоря о величинах температуры и влажности воздуха внутри травостоя на уровнях $z_в$ и $z_в + z_0$, мы будем иметь в виду такие их значения, которые дают возможность с помощью равенств (66)—(67) характеризовать градиенты соответствующих элементов над травостоем.

Изложенное выше позволяет написать формулы (36), (39) и (40) для расчета градиентов скорости ветра, температуры и влажности воздуха над высоким травостоем в температурно неоднородной атмосфере в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \gamma \frac{u_2 - u_1}{z \ln \frac{z_2 - z_в}{z_1 - z_в}},$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\gamma \frac{T_1 - T_2}{z \ln \frac{z_2 - z_в}{z_1 - z_в}},$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -\gamma\delta \frac{e_1 - e_2}{z \ln \frac{z_2 - z_в}{z_1 - z_в}}. \qquad (71)$$

С целью детального исследования процесса взаимодействия воздушного потока с элементами подстилающей поверхности были использованы данные градиентных измерений над лесом, проведенных под руководством автора и С. Ф. Федорова (1960) на Валдае. Эти измерения позволяют глубже проникнуть в закономерности формирования слоев вытеснения и шероховатости, поскольку в условиях леса представляется возможность производить необходимые измерения внутри этих слоев.

Метеорологические наблюдения над лесом и внутри него проводились с помощью специальной градиентной установки, расположенной на территории лесного опытного участка ВНИГЛ. Установка изготовлена в 1958 г. коллективом сотрудников ГГИ и ВНИГЛ при участии автора. Она предназначается для проведения комплексных исследований по проблеме влияния леса на гидрометеорологический режим территории и дает непосредственную возможность изучения профилей метеорологических элементов внутри леса и над ним и получения исходных данных для определения испарения с леса методом турбулентной диффузии и теплового баланса.

Участок леса, где размещена градиентная установка, расположен в обширном лесном массиве с преобладанием ельника-кисличника с полнотой насаждений 0,5—0,7 и средней высотой деревьев 26 м. Лесорастительные условия на участке являются типичными для зоны хвойных лесов.

Лесная градиентная установка состоит из трех одинаковых металлических мачт высотой 42,5 м, кинематической системы управления перемещением приборов в пространстве, измерительных приборов и павильона для регистрирующей аппаратуры. По площади мачты размещены в вершинах равностороннего треугольника со сторонами 60 м.

В центре между вершинами мачт, на самих мачтах и по сторонам треугольника, образуемого мачтами, на разных высотах закрепляются приборы, измеряющие скорость, направление и

структуру ветра, температуру и влажность воздуха, радиационные характеристики, осадки и т. д. С этой целью, кроме стандартных приборов, используются контактные анемометры, самописцы ветра, термоанемограф, психрометрические полупроводниковые датчики, а также термоградиентограф.

В комплекс измерений на лесном опытном участке ВНИГЛ входит также измерение стока, фильтрации, уровня грунтовых вод, влажности и температуры почвы, осадков над кронами и под пологом леса, испарения и транспирации отдельных деревьев, испарения под пологом леса и т. д.

Результаты обработки данных наблюдений над скоростью ветра за 1958—1959 гг. и расчетов по ним величин $z_в$ и z_0 приведены в табл. 16. На основании данных этой таблицы можно сделать вывод о значительной зависимости величин этих параметров от скорости ветра. Их средние значения при малой и средней скорости ветра равны соответственно 21,6 и 0,5 м. Кривые зависимости величин $z_в$ и z_0 от скорости ветра приведены на рис. 35.

Таблица 16

Результаты определения высоты (м) слоя вытеснения $z_в$ и коэффициента шероховатости z_0 в условиях леса

Скорость ветра (м/сек.) на высоте			$z_в$	$z_в$	z_0
23,5 м	29,0 м	42,5 м	аналитич.	графич.	
0,51	1,47	2,21	21,5	21,5	0,577
0,92	2,01	2,73	21,6	22,0	0,400
0,98	2,32	3,30	21,7	21,8	0,595
1,29	2,62	3,70	21,6	21,3	0,645
1,60	3,10	4,22	21,6	21,6	0,400
1,90	3,42	4,74	20,8	20,8	0,667
1,93	3,37	4,94	18,8	18,9	1,570
2,02	3,42	5,05	17,7	18,5	2,240
2,07	3,33	5,17	12,3	12,3	5,750
2,44	3,76	5,82	10,0	10,0	7,250

Скорость ветра внутри леса не обращается в нуль. Здесь образуется «спутный» поток, параллельный основному потоку воздуха над лесом. Если по данным градиентных измерений в полевых условиях было установлено, что величина коэффициента шероховатости уменьшается с ростом скорости ветра (см. рис. 27), то наблюдения над лесом показали неточность такого вывода. На самом деле по мере роста скорости ветра уменьшается высота слоя вытеснения, а вместе с ней и суммарная высота слоя вытеснения и шероховатости, называемая деятельным слоем. Величина коэффициента шероховатости при этом возрастает.

Уменьшение толщины слоя вытеснения и понижение верхней его границы при больших скоростях ветра связаны с увеличением глубины проникновения ветра между деревьями. Вследствие

этого возрастают геометрические размеры отдельных элементов шероховатости, обтекаемых потоком, что обусловливает увеличение коэффициента z_0. Полученные выводы о зависимости величин $z_в$ и z_0 от скорости ветра подтверждаются данными градиент-

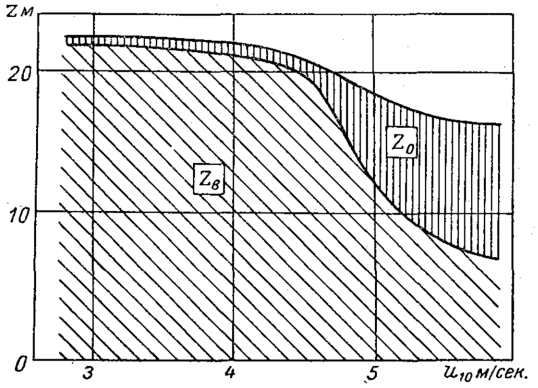


Рис. 35. Зависимость высоты слоев вытеснения $z_в$ и шероховатости z_0 от скорости ветра над лесом.

ных измерений над лесом, приведенными в работах Ю. Л. Раунера (1958, 1960, 1962, 1965), Баумгартнера (Baumgartner, 1956), а также в последних работах С. Ф. Федорова (1963, 1965).

2.2.2. Влияние температурной стратификации на интенсивность турбулентного обмена в приземном слое

Вопрос о влиянии температурной стратификации атмосферы на интенсивность турбулентного обмена является одним из наиболее сложных вопросов изучения турбулентности как при теоретическом рассмотрении, так и при экспериментальных исследованиях. Воздействие новых факторов (архимедовых сил) на и без того сложные процессы обмена в турбулентном потоке оказывает существенное влияние на закономерности этого потока, еще более усложняя их. Поэтому, несмотря на большое количество работ в этом направлении, все еще не имеется строго обоснованного общепризнанного решения вопроса о влиянии стратификации на коэффициент турбулентного обмена. Причиной такого положения является недостаточная экспериментальная изученность температурно неоднородных турбулентных потоков. Поэтому понятно то большое значение, которое имеют структурные исследования для изучения сущности таких потоков, проведенные как советскими, так и зарубежными исследователями, а также ряд теоретических исследований в этом направлении.

Наибольшие успехи в изучении турбулентности в температурно неоднородных условиях сделали советские ученые М. И. Будыко

(1946, 1948), Д. Л. Лайхтман (1944, 1961), Д. Л. Лайхтман и А. Ф. Чудновский (1949), А. М. Обухов (1946), А. С. Монин (1953), А. С. Монин и А. М. Обухов (1954), А. С. Монин и А. М. Яглом (1965), которым удалось довести результаты своих исследований до возможности их практического использования.

М. И. Будыко, введя понятие об интегральном влиянии температурного распределения на турбулентный обмен в приземном слое, видоизменил схему учета влияния температурной стратификации на обмен, разработанную Россби и Монтгомери (Rossby and Montgomery, 1935) и, полагая $l=\varkappa mz$, где m определяется интенсивностью турбулентного теплообмена, получил следующую формулу для расчета коэффициента обмена в турбулентно неоднородной атмосфере:

$$k=\varkappa^2 z\frac{u_2-u_1}{\ln\frac{z_2}{z_1}}\left[1+\frac{gh}{T_a}\frac{\ln^2\frac{z_2}{z_1}}{\ln\frac{z_4}{z_3}}\frac{T_3-T_4}{(u_2-u_1)^2}\right]; \qquad (72)$$

здесь $h=30$ м — высота приземного слоя.

Примерно такой же вид имеет и формула М. П. Тимофеева (1951), построенная целиком на экспериментальных данных.

Следствием схемы М. И. Будыко является обобщенный логарифмический закон вертикального распределения метеорологических элементов в приземном слое, результаты проверки которого на экспериментальных данных были рассмотрены в § 2.2.1. О достоинствах и недостатках схемы М. И. Будыко, кроме статей автора схемы (Будыко, 1948, 1953, 1956 и др.), говорилось в работах Д. Л. Лайхтмана и А. Ф. Чудновского (1949), Т. И. Гинзбург (1949), О. А. Дроздова (1949), Л. С. Гандина (1949), А. Р. Константинова (1952, 1953, 1954, 1955), Н. П. Русина (1952), А. С. Монина (1952, 1963), М. И. Юдина (1952), А. Р. Константинова и Л. Р. Струзера (1953), М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтмана и М. П. Тимофеева (1953), Т. Г. Федоровой и А. Р. Константинова (1954), Л. С. Гандина, Д. Л. Лайхтмана, Л. Т. Матвеева и М. И. Юдина (1955), Т. А. Огневой (1955), А. Р. Константинова и М. П. Козлова (1955), А. Р. Константинова и В. Ф. Пушкарева (1959), А. Р. Константинова и Т. Г. Федоровой (1960), Л. Т. Матвеева (1965) и других, в которых отмечалась простота и оперативность этой схемы, но вместе с тем указывалось на ее недостаточную теоретическую обоснованность и не всегда удовлетворительную точность в определении коэффициента обмена, особенно в инверсионных условиях, при сильных сверхравновесных градиентах, а также над поверхностями с малой шероховатостью (вода, снег).

В основу своей расчетной схемы Д. Л. Лайхтман положил обобщенный степенной закон распределения метеорологических элементов в приземном слое. При этом он считал, что $l=A^{1-\varepsilon}$, где величины A и ε зависят от устойчивости стратификации. Исполь-

зуя дополнительные теоретические соображения относительно величины A, которую он представляет в виде $A = \frac{\varkappa z_0^2}{1-\varepsilon}$, Лайхтман приходит к следующей формуле для расчета коэффициента турбулентного обмена:

$$k = \frac{\varkappa^2 u_1 \varepsilon z_0^{2\varepsilon} z_1^{1-\varepsilon}}{(1-\varepsilon)^2 \left(z_1^{\varepsilon} - z_0^{\varepsilon}\right)}. \tag{73}$$

Величина параметра ε определяется графическим путем по профилю скорости ветра (Сапожникова, 1946; Лайхтман и Чудновский, 1949; Тимофеев и Огнева, 1949; Ткаченко, 1961) либо из упрощенных эмпирических связей с температурной стратификацией атмосферы (Огнева, 1955; Русин, 1952, 1959; Ключникова, 1957). Эта схема является более теоретически обоснованной, чем предыдущая. Некоторые результаты экспериментальной проверки схемы, а также обсуждение ее теоретических предпосылок приведены в работах автора (1954, 1958).

А. С. Монин и А. М. Обухов предложили схему учета влияния температурной стратификации на турбулентный обмен, полученную в результате систематического приложения теории подобия и размерностей к изучению основных характеристик приземного слоя. Существо этой схемы изложено в § 2.2.1. Формула для расчета коэффициента обмена, согласно этой схеме, может быть представлена в виде

$$k = \frac{\varkappa v_* z}{\varphi\left(\frac{z}{L}\right)} \approx \frac{\varkappa v_* z}{1 + \beta \frac{z}{L}}. \tag{74}$$

В работах авторов показана универсальность функции $\varphi\left(\frac{z}{L}\right)$, а также оценены значения величин L, T^* и β из экспериментальных данных. Важным следствием теории является вывод об уменьшении влияния температурной стратификации на турбулентный обмен с приближением к поверхности, а также о стремлении в этом случае профиля ветра к логарифмическому, а коэффициента обмена к линейному.

Несколько в стороне от описанных выше схем стоит методика расчета испарения с поверхности почвы и воды при сверхравновесной стратификации, разработанная А. А. Скворцовым (1947, 1951, 1964). Она получила в Советском Союзе некоторое распространение (см., например, работы Скворцова, Красницкого, Сараева, 1954; Конторщикова, 1950, 1965; Цубербиллер, 1954; Цубербиллер и Власовой, 1957; Колісник, 1958), поэтому на ней следует остановиться несколько подробнее.

Расчетный метод Скворцова основывается на подмеченных им некоторых закономерностях установившегося конвективного

обмена, которые он назвал «законом ярусного обмена». Сущность закона состоит в прерывистости процесса конвективного теплообмена, включающего стадию накопления тепла в некоторых слоях воздуха, названных Скворцовым «ярусами», и стадию разрушения этих ярусов. Процесс накопления тепла вследствие молекулярной диффузии начинается в тонком слое у испаряющей поверхности — в первом ярусе. Повышение энергии неустойчивости этого слоя приводит к его разрушению, заканчивающемуся образованием восходящих теплых струй воздуха. Последние превышают энергию неустойчивости следующего яруса, что в конечном счете приводит к конвективному теплообмену поверхности с атмосферой.

Вследствие наличия сильной корреляционной связи между пульсациями температуры и влажности воздуха процесс накопления тепла сопровождается обычно и накоплением влажности воздуха, что обусловливает конвективный влагообмен в природе. В результате такого обмена создается система ярусов все возрастающих размеров по мере удаления от земной поверхности.

А. А. Скворцов установил, что частота смены приземного яруса (высотой около 2 м) может быть определена путем измерения с помощью секундомера продолжительности колебаний температуры, измеряемой сухим и смоченным термометрами от аспирационного психрометра. На основе этого он создал метод определения испарения с поверхности почвы и воды, используя результаты измерения вертикального распределения абсолютной влажности в приземном ярусе и число смен этого яруса в единицу времени. Расчет испарения производится по формуле

$$E = 0{,}06n\left(\bar{r}_T L_T + \bar{r}_P L_P\right), \qquad (75)$$

где E — величина испарения в мм/час, n — число смен нижнего яруса в мин., $\bar{r}_T$ и $\bar{r}_P$ — среднее накопление водяного пара в приземном и в припочвенном ярусах, L_T и L_P — высоты этих ярусов. принимаемые равными 2,00 и 0,03 м.

Применение рассматриваемого метода не может иметь массовый характер вследствие ограниченности метеорологических условий, в которых он пригоден, а также вследствие неизбежной субъективности при определении частоты смен ярусов. Наиболее успешно этот метод применялся в дневных условиях Средней Азии, где конвективный теплообмен и влагообмен выражены особенно отчетливо. Однако и там в течение целых суток зимой, ранней весной и поздней осенью, а также в ночное время, в утренние и вечерние часы и в пасмурные дни летом применение метода Скворцова не дает надежных результатов. Недостаточной точностью обладает метод и в дневное время летом при среднем и сильном ветрах. В зонах достаточного и избыточного увлажнения благоприятные условия для применения метода Скворцова встре-

чаются еще более редко. Все это приводит к тому, что рассматриваемый метод на практике применяется лишь в специальных научно-исследовательских целях.

Из зарубежных работ в направлении исследования связи интенсивности турбулентного обмена с температурной стратификацией следует отметить работу Россби и Монтгомери (Rossby and Montgomery, 1935), уточнением результатов которой занимался ряд других исследователей [Свердруп (Sverdrup), 1936, 1936a, 1939; Хольцман (Holzman), 1943]. Остановимся на содержании этой работы более подробно.

Как уже указывалось, коэффициент обмена зависит от квадрата длины пути смешения и вертикального градиента скорости ветра, т. е. $k=l^2\frac{\partial u}{\partial z}$. Влияние стратификации на профиль ветра $\left(\text{т. е. на } \frac{\partial u}{\partial z}\right)$ нами уже рассмотрено (§ 2.2.1). Наибольшие трудности представляет оценка влияния температурной стратификации на длину пути смешения.

Для того чтобы получить соотношение между длиной пути смешения и устойчивостью стратификации, Россби и Монтгомери рассматривали влияние на энергию турбулентности термических факторов, связанных с изменением потенциальной энергии турбулентных вихрей при их перемещении в поле сил тяжести.

Турбулентная кинетическая энергии воздушного потока для всех состояний устойчивости пропорциональна величине $l^2\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2$. Изменение энергии турбулентных пульсаций пропорционально работе в поле сил тяжести стратифицированной атмосферы вертикально перемещающихся вихрей. Работа этих вихрей, равная изменению их потенциальной энергии на единицу массы, пропорциональна $\frac{q}{T_a}\frac{\partial T}{\partial z}l^2$. Изменение кинетической энергии, вызванное изменением длины пути смещения $(l^2-l_0^2)\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2$, должно равняться изменению потенциальной энергии вертикально перемещающихся вихрей[1], т. е.

$$\left(l^2-l_0^2\right)\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2=-\eta\frac{g}{T_a}\frac{\partial T}{\partial z}l^2, \tag{76}$$

где η — коэффициент пропорциональности.

---

[1] При этом пренебрегается влиянием изменения профиля ветра на интенсивность турбулентного обмена, что, согласно рис. 22 и формуле (51), ведет к завышению влияния температурной стратификации на интенсивность обмена.

Учитывая, что

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{T_a} \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2},$$

из уравнения (76) Россби и Монтгомери получают для длины пути смешения следующее выражение:

$$l = \frac{l_0}{\sqrt{1 + \eta\,\mathrm{Ri}}}.$$

После этого, полагая турбулентное трение независимым от стратификации, т. е. считая, что

$$l_0\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_0 = l\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right) = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = v_* = \mathrm{const},$$

они получают следующую формулу для определения коэффициента обмена в температурно неоднородной атмосфере[1]:

$$k = \frac{k_0}{\sqrt{1 + \eta\,\mathrm{Ri}}}. \qquad (77)$$

Это и есть основная формула Россби—Монтгомери, характеризующая изменение интенсивности обмена в зависимости от устойчивости стратификации атмосферы. С учетом того, что величина Ri при сверхравновесной стратификации отрицательна, а в инверсиях положительна, из формулы (77) следует, что интенсивность турбулентного обмена, как и следовало ожидать, при неустойчивой стратификации возрастает, а в инверсиях уменьшается. При $\mathrm{Ri}=0$ $k=k_0$.

Полученная формула обладает одним существенным недостатком. С ростом устойчивости стратификации коэффициент обмена в формуле (77) слишком медленно и монотонно стремится к нулю (при $\mathrm{Ri}\to\infty$). Это обстоятельство противоречит всем имеющимся экспериментальным данным, согласно которым при некотором конечном значении числа Ричардсона турбулентный поток скачком переходит в ламинарный, в результате чего коэффициент обмена уменьшается практически до нуля. Указанные недостатки исправил Хольцман (Holzman, 1943), который придал формуле (77) следующий вид:

$$k = k_0\sqrt{1 - \beta\,\mathrm{Ri}}. \qquad (78)$$

При малых и средних значениях Ri формулы (77) и (78) практически совпадают[2].

---

[1] Это уравнение Россби и Монтгомери вывели для условий устойчиво стратифицированной атмосферы.

[2] В работе М. И. Будыко (1948) при тех же ограничивающих допущениях, которые были сделаны в работе Россби и Монтгомери (1935), была получена формула, подобная формуле (78). Конечный вид ее вследствие неточности вывода оказался отличным от вида формулы (77).

В работе А. М. Обухова (1946) на основании анализа уравнения баланса турбулентной энергии получена формула для определения величины коэффициента обмена в температурно неоднородной атмосфере

$$k = \varkappa^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z} \sqrt{1 - \beta \mathrm{Ri}}. \tag{79}$$

Эта формула с учетом (50) может быть представлена как

$$k = k_0 \gamma \sqrt{1 - \beta \mathrm{Ri}}. \tag{80}$$

Формула (79) хорошо физически обоснована и, как мы увидим ниже, вполне согласуется с теми представлениями об обмене в турбулентном потоке, которые следуют из анализа его структуры.

Принято обозначать значение числа Ричардсона, при котором в устойчиво стратифицированном потоке турбулентность полностью исчезает, через $\mathrm{Ri}_{\text{кр}}$. Из формулы (79) следует, что $\mathrm{Ri}_{\text{кр}} = \frac{1}{\beta}$.

В настоящее время нет строго обоснованного пути для определения численного значения величины коэффициента β. Однако некоторые теоретические соображения на этот счет имеются в основополагающих исследованиях по теории температурно неоднородной турбулентности, проведенных Ричардсоном (Richardson, 1926).

О влиянии устойчивости стратификации на интенсивность турбулентного обмена можно судить по знаку производной кинетической энергии турбулентности $\sigma(z, t)$ по времени, определяемой из уравнения баланса турбулентной энергии. Эта зависимость при пренебрежении энергией диссипации и трансформации для приземного слоя может быть представлена в виде

$$\frac{\partial \sigma(z, t)}{\partial t} = k_u \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 \left[\frac{k_u}{k_T} - \frac{g}{T_a} \frac{\frac{\partial \bar{T}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2}\right], \tag{81}$$

где k_u и k_T — коэффициенты турбулентного обмена для потоков количества движения и тепла.

Поскольку $k_u \left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)^2$ существенно положительно и отлично от нуля, знак $\frac{\partial \sigma}{\partial z}$ зависит от того, будет ли безразмерное число, называемое числом Ричардсона

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{T_a} \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2},$$

больше или меньше чем $\frac{k_u}{k_T}$.

В своих исследованиях Ричардсон принимал $k_T = k_u$. И в наше время не имеется достаточно обоснованных причин считать их существенно различными; в подавляющем большинстве исследований численные значения этих коэффициентов для атмосферы принимаются одинаковыми.

Исходя из предположения о равенстве указанных коэффициентов на основании анализа формулы, подобной (79), и формулы (81), Ричардсон пришел к выводу, что турбулентное движение остается турбулентным, если $\mathrm{Ri} < 1$, и переходит в ламинарное при $\mathrm{Ri} > 1$. Это означает, что существует критическое число Ричардсона $\mathrm{Ri}_{кр}$, количественно определяющее соотношение между динамическими и термическими факторами при переходе турбулентного движения в ламинарное. В нашем случае значение $\mathrm{Ri}_{кр}$ оказалось равным единице.

Впервые экспериментально для атмосферы значение $\mathrm{Ri}_{кр}$, равное единице, получил Дарст (Durst, 1933), исследовавший структуру ветра над аэродромом в Кардингтоне, Англия[1].

Изложенное выше дает основание считать, что окончательное выражение для коэффициента обмена в температурно неоднородной атмосфере может быть представлено как

$$k = l^2 \frac{\partial u}{\partial z} \sqrt{1 - \mathrm{Ri}}. \qquad (82)$$

По аналогии с формулой (80) формулу (82) можно написать в виде

$$k = k_0 \gamma \sqrt{1 - \mathrm{Ri}}.$$

Если подставить в эту формулу значение коэффициента γ на высоте 1 м из (51), то получим в первом приближении значение коэффициента обмена

$$k = k_0 \sqrt[4]{1 - \mathrm{Ri}} \qquad (83)$$

лишь незначительно зависимым от температурной стратификации. Этот парадоксальный на первый взгляд вывод, как увидим ниже, соответствует действительности. Некоторое возрастание интенсивности обмена с ростом неустойчивости, обусловленное увеличением длины пути смешения, почти полностью компенсируется обратным изменением градиента скорости ветра (т. е. спрямлением профиля ветра, что соответствует значению $\gamma < 1$). При этом все наблюдаемое в природе увеличение интенсивности турбулентных потоков различных субстанций с ростом неустойчивости вызвано, как мы увидим ниже, выборочностью обмена данной субстанции в неустойчиво стратифицированной атмосфере.

---

[1] Причины разнообразия значений $\mathrm{Ri}_{кр}$, полученных другими авторами, будут рассмотрены ниже (§ 2.2.3).

Представим формулу (82) в виде

$$k = l^2 \frac{\partial u}{\partial z} (1 - \mathrm{Ri})^n, \tag{84}$$

где $n = \frac{1}{2}$. Следует заметить, что многие авторы использовали другие значения показателя степени n. Так, в формуле (72), а также в эмпирической формуле, приведенной в работе М. П. Тимофеева (1951), показатель степени n равен единице. В этом случае при $u \to 0$; $k \to \pm \infty$. Бесконечно большое значение k при термической конвекции противоречит общеизвестным экспериментальным фактам. Стремление величины k к $-\infty$ при инверсиях вообще лишено физического смысла. Лишь при $n = \frac{1}{2}$ коэффициент обмена при $u = 0$ остается конечной величиной, зависящей от температурной стратификации атмосферы.

Остановимся на этом вопросе более подробно.

Наиболее полно условия конвективного обмена исследовал Сеттон (1958), который двумя независимыми методами получил выражение для коэффициента турбулентного обмена в этих условиях. В первом методе использовалось выражение Тейлора (Taylor, 1915) для рассеяния энергии в зависимости от масштаба изотропной турбулентности. Интенсивность вертикальных скоростей в конвективном обмене определялась из соотношения скорости трансформации воздушных масс в мелкие вихри и скорости уменьшения потенциальной энергии в поле сил тяжести. Во втором методе, предложенном Сеттоном, архимедовы силы сопоставлялись с силами сопротивления окружающих воздушных масс вертикальному перемещению вихрей.

В обоих случаях получено одинаковое выражение для определения интенсивности конвективного обмена

$$k = l^2 \sqrt{-\frac{g}{T_a} \frac{\partial T}{\partial z}}. \tag{85}$$

Приведенная нами формула (82) для определения k может быть представлена в виде

$$k = l^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 - \frac{g}{T_a} \frac{\partial T}{\partial z}}. \tag{86}$$

Так как при конвекции в приземном слое можно положить $\frac{\partial u}{\partial z} = 0$, формула (86), а следовательно, и формулы (82) и (83) становятся тождественными формуле (85).

Таким образом, формулы (82) и (83), указывая нам на момент перехода турбулентного движения в ламинарное ($\mathrm{Ri}_{кр} = 1$), дают значение коэффициента турбулентного обмена при изотермии

$k=k_0$ и определяют собой интенсивность конвективного обмена. Следовательно, эти формулы позволяют определять величины коэффициента турбулентного обмена во всем диапазоне возможных состояний устойчивости стратификации атмосферы (от глубоких инверсий до чисто конвективного обмена). Это обстоятельство выгодно отличает эти формулы от других подобных формул, как правило, дающих ненадежные результаты в инверсиях и вовсе не пригодных для чисто конвективных условий.

Несмотря на теоретическую, а точнее, физическую обоснованность формул (82) и (83), долгое время не имелось прямых экспериментальных данных, подтверждающих их справедливость. Это обстоятельство объяснялось отсутствием структурных данных. После того как их научились получать, не всегда было ясно, как по этим характеристикам определять значение коэффициента обмена. Трудность здесь заключалась в правильной интерпретации в формуле (1) длины пути смешения l_w, непосредственно не регистрируемой прибором. Лишь с определением величины l_w по формуле (7), основанной на структурном анализе, представилась возможность определения значений w' и l_w, непосредственно связанных с интенсивностью турбулентного обмена. Получающаяся при этом окончательная формула для расчета коэффициента обмена оказалась тождественной формуле Е. С. Ляпина (4), если в последней за исследуемый интервал времени осреднять величины коэффициента обмена (т. е. функцию), а не определяющие структурные характеристики w', λ и u' (т. е. аргументы).

Расчеты коэффициента обмена при таких условиях по формуле (4) становятся весьма трудоемкими. Поэтому была предложена более простая формула (14), позволяющая использовать средние значения корреляционных характеристик, входящих в формулу Ляпина. Часть расчетов по такой формуле уже приводилась в работах автора (1955, 1963). Результаты расчетов приводятся также на рис. 36.

Несмотря на значительный разброс точек, общий ход зависимости k от Ri говорит о совсем слабой зависимости коэффициента турбулентного обмена, определенного по формуле (14), от температурной стратификации атмосферы.

Несмотря на столь серьезную обоснованность формулы (82) и (83), их практическое применение для определения вертикальных потоков различных субстанций в приземном слое не дает удовлетворительных результатов. Интенсивность турбулентного влагообмена и теплообмена, а также вертикальные потоки количества движения, рассчитанные по коэффициенту обмена, определенному из формул (82), (83), получаются заниженными при сверхравновесной стратификации и завышенными при инверсиях.

Причиной таких расхождений, как уже говорилось, является наличие в естественных температурно неоднородных турбулент-

ных потоках эффекта выборочного обмена, не учитываемого ни коэффициентом обмена, определяемым по формулам (14), (82) и (83), ни средним вертикальным градиентом рассматриваемой субстанции. Подробное описание этого эффекта приводится в следующем параграфе.

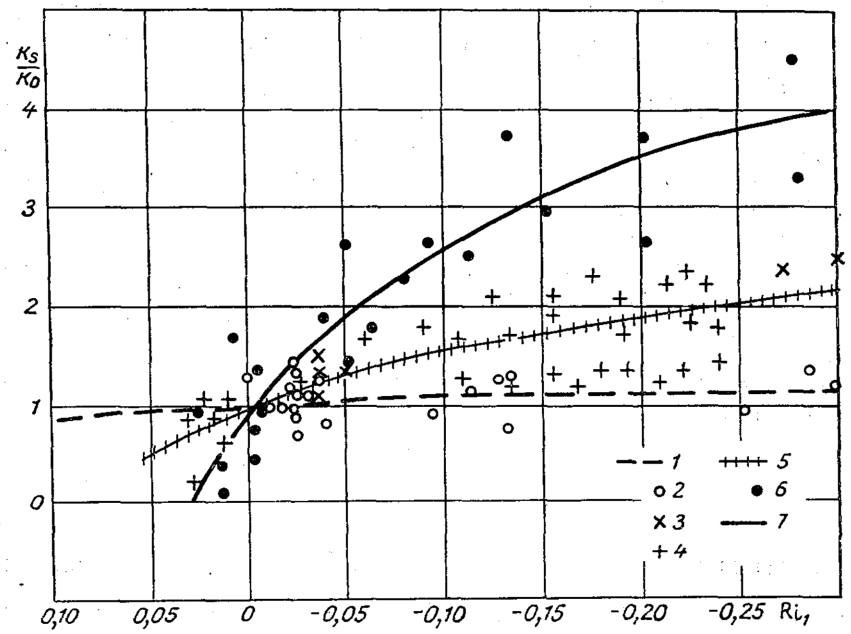


Рис. 36. Зависимость относительной интенсивности турбулентного обмена $\frac{k_3}{k_0}$ от температурной стратификации.

1 — рассчитанная по формуле (83); *2* — по формуле (14); *3* — по левой части формулы (8); *4* — по формуле $\frac{r_{w'u'}}{(r_{w'u'})_{Ri=0}}$; *5* — средняя линия $\frac{k_u}{k_0}$; *6* — по формуле $\frac{r_{w'T'}}{(r_{w'T'})_{Ri=0}}$; *7* — средняя линия для $\frac{k_T}{k_0}$.

2.2.3. Влияние температурной стратификации на интенсивность испарения, турбулентного теплообмена и потока количества движения

Обычно принято считать, что величины вертикальных потоков тепла, влаги и количества движения в атмосфере целиком определяются произведением коэффициента обмена на средний вертикальный градиент рассматриваемой субстанции, т. е. $S = k\frac{\partial s}{\partial z}$. Это положение верно лишь в тех случаях, когда величину коэффициента обмена определяют как коэффициент

пропорциональности между потоком субстанции и ее градиентом. На практике, однако, часто для расчетов коэффициента обмена пользуются формулами, подобными (78) и (83), вытекающими из полуэмпирической теории Прандтля — Кармана.

Как указывалось в работах автора (1962, 1962а, 1963), а также в § 2.1.1, в процессе вывода этих формул из выражения $k=\overline{w'l_w}$ коэффициент корреляции $r_{w'l_w}$ между w' и l_w и множитель $\frac{\pi^2}{8}$ искусственно включают в величину l_w, тем самым искажают ее численное значение и физический смысл, т. е., кроме собственных свойств, наделяют ее еще и свойствами, присущими коэффициенту корреляции (его зависимостью от высоты, температурной стратификации и т. п.).

Величина длины пути смешения для безразличной стратификации была определена Никурадзе (Nikuradse, 1932) из опытных данных путем использования формулы (31). Однако часто (Сеттон, 1958 и др.) при экспериментальном исследовании в естественных условиях влияния температурной стратификации на величину l последнюю определяют из формулы

$$l_w=\frac{s'}{\frac{\partial s}{\partial z}},$$

не включающей в себя ни множителя $\frac{\pi^2}{8}$, ни корреляционных связей между w' и l_w или, как это следует из (13), не включающей корреляционных связей между w' и s'. Тем самым в формуле $S=k\frac{\partial s}{\partial z}=l^2\frac{\partial u}{\partial z}\frac{\partial s}{\partial z}$ не учитывается зависимость этих связей от температурной стратификации.

Из формул

$$P=\frac{\pi^2}{8}\rho c_p r_{w'T'}w'T',$$

$$E=\frac{\pi^2}{8}\rho r_{w'e'}w'e',$$

$$\tau=\frac{\pi^2}{8}\rho r_{w'u'}w'u'. \qquad (87)$$

следует, что величины потоков зависят от произведения пульсации вертикальной скорости w', непосредственно связанной с интенсивностью турбулентного обмена, и величин T', e' или u', непосредственно связанных с вертикальными градиентами соответствующих метеорологических элементов $\frac{\partial T}{\partial z}$, $\frac{\partial e}{\partial z}$ и $\frac{\partial u}{\partial z}$.

Величины $r_{w'T'}$, $r_{w'e'}$ и $r_{w'u'}$ формулой $S=k\frac{\partial s}{\partial z}$ непосредственно не учитываются[1], хотя их зависимость от температурной стратификации, как мы увидим ниже, оказывается весьма значительной.

В результате обработки лент термоанемографа (прибор для регистрации структурных характеристик u', w' и T') можно сделать вывод, что размеры (протяженность) температурных неоднородностей такие же, как и размеры турбулентных воздушных пульсаций вертикальной и горизонтальной составляющих скорости ветра. Размеры температурных вихрей в интервале устойчивости от инверсий до средних сверхравновесных градиентов определяются структурой ветра. Иными словами, пульсации температуры в этом случае обусловлены различием в теплосодержании отдельных турбулентных вихрей (образованных под влиянием динамических факторов) и ими переносятся. При средних и больших сверхравновесных градиентах размер вихрей определяется условиями конвективного обмена.

Коэффициент корреляции $r_{w'T'}$ между вертикальной пульсацией скорости ветра w' и мгновенным значением температуры T' зависит от температурной стратификации (рис. 37). Во всех случаях (от равновесных вплоть до значительных сверхравновесных градиентов) величина этого коэффициента оказалась положительной; в инверсиях величина $r_{w'T'}$ отрицательна.

Рост величины $r_{w'T'}$ вследствие активности субстанции тепла (т. е. вследствие действия архимедовых сил) сам по себе ясен, особенно если иметь в виду, что при конвективном обмене различие в теплосодержании (или плотности) отдельных воздушных вихрей является основной причиной их вертикальных перемещений.

Как показывает анализ регистрации мгновенных значений температуры воздуха, ее средняя величина на каждом уровне определяется температурой более теплых и более холодных вихрей, последовательно набегающих на приемник температуры. Разница температур отдельных воздушных вихрей при сверхравновесной стратификации может доходить до 1—1,5° на высоте 1—2 м и до 2—3° на уровнях 0,2—0,5 м.

При действии архимедовых сил, когда поднимаются преимущественно более теплые, а опускаются более холодные вихри, начинает играть существенную роль эффект выборочного обмена. Его сущность легче всего иллюстрировать с помощью рис. 38 *а*.

На каждом уровне в атмосфере имеет место неоднородное распределение в горизонтальном направлении любой переносимой субстанции. Вихри с повышенной концентрацией данной

---

[1] Если величину l при этом полагают равной величине l_w.

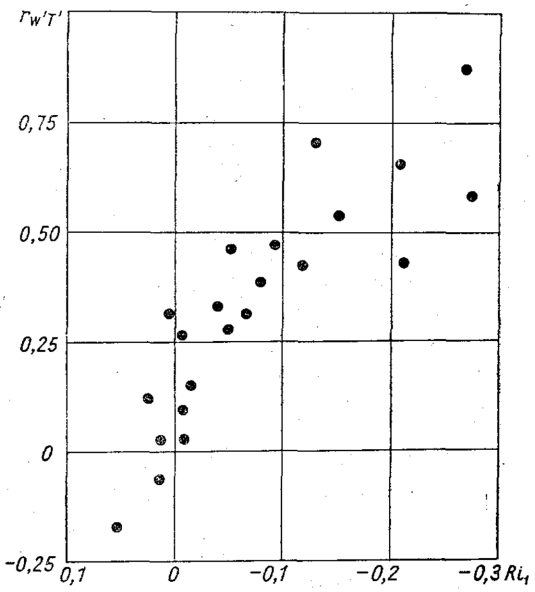


Рис. 37. Зависимость коэффициента корреляции $r_{w'T'}$ между пульсациями вертикальной скорости w' и температуры T' от устойчивости стратификации атмосферы.

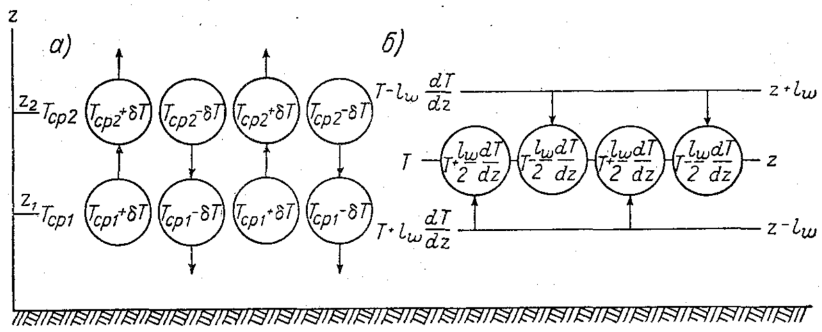


Рис. 38. Схема вертикального турбулентного переноса субстанции тепла в атмосфере.

а — для учета влияния горизонтальной неоднородности рассматриваемой субстанции; *б* — для количественной оценки величины горизонтальной неоднородности.

субстанции (например, тепла) чередуются с вихрями пониженной концентрации.

Рассмотрим случай уменьшения температуры воздуха с высотой, т. е. случай $T_{ср,1} > T_{ср,2}$. Расстояние между рассматриваемыми слоями выберем равным длине пути смещения l_w. Индексами «+» и «—» обозначим воздушные массы (вихри), температура которых соответственно выше и ниже средней температуры на данном уровне. Пусть разница температуры вихрей T_+ и T_-, соответствующая горизонтальной неоднородности поля температуры в атмосфере, будет равна δT. При этом

$$\frac{1}{2}\delta T = T_+ - T_{ср} = T_{ср} - T_-.$$

Если бы поднимающиеся воздушные вихри имели температуру, соответствующую средней температуре на уровне z, то они принесли бы в вышележащий слой количество тепла, равное

$$-\rho c_p k \frac{\partial T}{\partial z} = \rho c_p k \frac{T_{ср,1} - T_{ср,2}}{l_w} = \rho c_p k \frac{\Delta T}{l_w},$$

поскольку в первом приближении $\Delta T = l_w \frac{\partial T}{\partial z}$.

Вследствие активности субстанции тепла поднимаются преимущественно вихри с температурой, равной $T_{ср} + \frac{1}{2}\delta T$, а опускаются вихри с температурой $T_{ср} - \frac{1}{2}\delta T$. Поэтому тепло, приносимое ими в вышележащий слой, больше, чем в первом случае; с учетом тепла опускающихся вихрей оно равно

$$\rho c_p k \frac{\Delta T + \delta T}{l_w}.$$

Поток тепла в первом случае равен

$$P_1 = \rho c_p k \frac{\Delta T}{l_w},$$

а во втором

$$P_2 = \rho c_p k \frac{\Delta T + \delta T}{l_w} = \rho c_p k \frac{\Delta T}{l_w}\left(1 + \frac{\delta T}{\Delta T}\right) = P_1\left(1 + \frac{\delta T}{\Delta T}\right).$$

Следовательно, интенсивность турбулентного переноса активной субстанции — тепла — выше интенсивности, обусловленной градиентом средних значений этой субстанции. Вопрос о том, насколько истинная интенсивность вертикального потока тепла превышает ее интенсивность, определенную по градиентам средних величин, зависит от соотношения вертикальной ΔT и горизонтальной δT неоднородностей. Но не вся величина δT

участвует в выборочном теплообмене, а лишь часть ее. Дело в том, что величину δT можно условно разбить на два слагаемых

$$\delta T = \Delta T + T'', \tag{88}$$

первое из которых характеризует горизонтальную температурную неоднородность, обусловленную динамическим обменом теплосодержанием воздуха как пассивной субстанцией, а второе — вклад активности субстанции тепла в увеличение интенсивности турбулентного теплообмена.

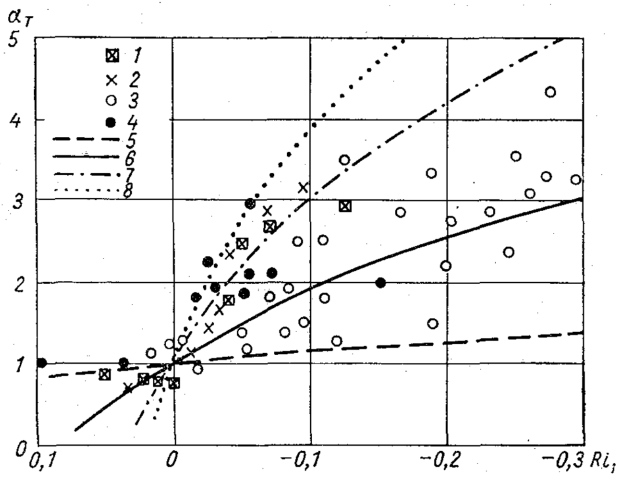


Рис. 39. Зависимость параметра α_T от температурной стратификации атмосферы.

1 — точки, определенные из уравнения теплового баланса парового поля (z_0=1,0 ÷ 2,0 см, группа 1); *2* — то же (группа 2); *3* — точки, полученные из расчета турбулентного теплообмена по структурным данным (z_0=1 ÷ 2,0 см); *4* — экспериментальные точки, приведенные в работе Песквилла ($z_0 \approx 3{,}0$ см); *5* — ход зависимости α_T от Ri при $z_0 \approx 0{,}1$ см; *6* — то же при $z_0 \approx 1{,}0$ см; *7* — то же при $z_0 \approx 3{,}0$ см; *8* — то же при $z_0 \approx 5$ см.

Нетрудно видеть, что первое слагаемое равно разности средних температур двух слоев воздуха, находящихся на расстоянии l_w. Этот вывод основывается на том, что поднимаются, проходя транзитом слой на уровне z (рис. 38 *б*), вихри со средней температурой слоя $z - \frac{l}{2}$, а опускаются с температурой слоя $z + \frac{l}{2}$. Разность температур этих вихрей

$$\left(T_z + \frac{l_w}{2}\frac{\partial T}{\partial z}\right) - \left(T_z - \frac{l_w}{2}\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \Delta T.$$

Это соотношение справедливо для любой пассивной субстанции.

Первое слагаемое не имеет непосредственного отношения к выборочному обмену, поскольку поднимающиеся вихри, обусловившие горизонтальную неоднородность в процессе динамического обмена, возникли ниже рассматриваемого слоя z_1. Поэтому, пройдя расстояние l_w, они не достигнут верхнего слоя z_2, а поэтому и не принесут туда дополнительного тепла. Точно так же обстоит дело и с опускающимися вихрями, проходящими транзитом уровень z_2.

В выборочном теплообмене участвует лишь та часть вихрей, которая, образуясь на данном уровне (например, на уровне z_1), покидает его с температурой, отличной от средней температуры слоя $\overline{T}_{\text{ср},1}$. При этом поднимаются вихри с температурой $T_{\text{ср}} + T''$, а опускаются с температурой $T_{\text{ср}} - T''$. В таком случае формула для P может быть представлена в виде [1]

$$P = -\rho c_p \overline{w'l} \frac{\partial T}{\partial z} + \rho c_p \overline{w'T''}. \tag{89}$$

Величину T'' можно представить выражением $\frac{T''w'}{|w'|}$, которое означает, что знак T'' всегда совпадает со знаком w'. Тогда формулу (89) при $r_{w'T'} = 1$ можно записать как

$$P = -\rho c_p \overline{w'l} \frac{\partial T}{\partial z} + \rho c_p \frac{w'^2 |T''|}{|w'|}. \tag{90}$$

Второе слагаемое этой формулы существенно положительно и дает всегда направленный вверх поток тепла. Именно это слагаемое и характеризует собой недостающую зависимость турбулентного потока от температурной стратификации, если этот поток рассчитывать по формулам, вытекающим из теории Прандтля—Кармана.

О возможности влияния горизонтальной температурной неоднородности на интенсивность потока тепла, кроме работ автора (1949, 1953, 1953а, 1955, 1963, 1963а), указывалось также в некоторых работах других исследователей (Свинбэнк (Swinbank), 1951, 1959; Обухов, 1951; Монин, 1953; Пристли (Priestly), 1953, 1957; Райдер (Rider), 1954; Шиотани (Shiotani), 1955; Перепелкина, 1957; Сеттон, 1958; Бовшеверов, Гурвич и Цванг, 1959 и др.]. Однако в последних, как правило, не производилось разделения горизонтальной неоднородности на части, обусловленные вынужденной и свободной конвекцией, не было показано место, которое занимает рассматриваемый процесс в классиче-

[1] Здесь, как и ранее, потенциальная температура заменена абсолютной, что для приземного слоя вполне допустимо.

ской схеме Прандтля—Кармана, а также не показаны практические пути учета этого явления в расчетных схемах.

Интересен случай изотермии потенциальной или абсолютной температуры в приземном слое, подробно рассмотренный в работе М. И. Будыко и М. И. Юдина (1946). Как нетрудно видеть из формулы (90), вертикальный поток тепла в этом случае отличен от нуля; он равен

$$P_{\Delta T=0} \equiv \rho c_p \frac{w'^2 \mid T'' \mid}{\mid w' \mid} \approx \rho c_p \overline{w'l} \frac{T''}{l} \tag{91}$$

и направлен от земной поверхности в атмосферу. Величина градиента $\frac{T''}{l}$ равна коэффициенту γ', означающему в упомянутых работах равновесный градиент потенциальной температуры. Наличие этого градиента как раз и обусловлено температурной неоднородностью воздушного потока в горизонтальном направлении, на что совершенно правильно указывали авторы. М. И. Будыко и М. И. Юдин сумели объяснить известный рост средней потенциальной температуры с высотой, причины оттока тепла из слоев с минимумом потенциальной температуры и т. д.

Таким образом, проведенный выше элементарный анализ механизма турбулентного теплообмена в атмосфере позволяет выявить причины, вследствие которых фактические турбулентные потоки тепла при неустойчивой стратификации превосходят потоки тепла, рассчитанные как произведение коэффициента обмена по формулам (82) и (83) на градиент средней температуры. Эти причины заключаются в выборочности обмена, благодаря которому эффективные градиенты температуры, определяющие истинный поток тепла $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{эф}$ превосходят величины градиентов средних температур $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{ср}$. Коэффициент, учитывающий интенсивность выборочного обмена, ради удобства последующего изложения можно включить в значения коэффициента турбулентного обмена.

Остановимся на прямом способе учета интенсивности выборочного обмена. Как следует из формулы (87), ход зависимости коэффициентов корреляции $r_{w'T'}$, $r_{w'e'}$ и $r_{w'u'}$ от Ri и есть та искомая связь, которой недостает формулам (82) и (83) для правильного определения коэффициентов турбулентного теплообмена k_T, влагообмена k_e и обмена количества движения k_u в температурно неоднородной атмосфере. При этом надо помнить, что согласно (13) и (14) в значение коэффициента обмена k_S (для субстанции S) входят все необходимые структурные характеристики потока, в том числе и абсолютные значения величины $r_{w'S'}$ при $\mathrm{Ri}=0$. Недостает величине k_S лишь множителя,

характеризующего относительное изменение коэффициента корреляции при разных Ri, т. е. недостает учета величины $\frac{r_{w'S'}}{(r_{w'S'})_{\mathrm{Ri}=0}} = f(\mathrm{Ri})$. Значение этого множителя для k_u и k_T может быть получено с помощью графиков, приведенных на рис. 18 и 37. Способ определения величины k_e будет описан ниже.

Из сказанного следует, что $\frac{r_{w'S'}}{(r_{w'S'})_{\mathrm{Ri}=0}} = \frac{k_S}{k_0}$, где k_0 — значение коэффициента турбулентного обмена при Ri=0. Отношения величин k, k_u и k_T к величине k_0 приведены на рис. 36. Близкие к ним экспериментальные данные приводятся в монографиях Пристли (1964а), Слейтера и Макилроя (1964) и в статье Дикона и Уэбба, приведенной в монографии «Море» (1965).

Заниженные значения интенсивности турбулентного обмена при неустойчивой стратификации, даваемые формулами (82) и (83), заставили многих исследователей возвратиться к формулам (78) или (79), т. е. ввести коэффициент β, полагая $\beta > 1$. Учитывая наличие непосредственной связи между величинами β и $\mathrm{Ri}_{\mathrm{кр}}$ в форме

$$\mathrm{Ri}_{\mathrm{кр}} = \frac{1}{\beta}, \qquad (92)$$

мы рассматриваем вместе работы по определению $\mathrm{Ri}_{\mathrm{кр}}$ и β, поскольку результаты каждой из них количественно характеризуют и ту, и другую величину.

К оценке критического значения числа Ri и коэффициента β различные исследователи подходили по-разному. Одни из них получали значение $\mathrm{Ri}_{\mathrm{кр}}$ в результате анализа уравнения баланса турбулентной энергии, другие — путем анализа уравнений турбулентного движения жидкости с наложенными на него малыми колебаниями. По росту и затуханию этих колебаний во времени судили о возрастании или уменьшении энергии турбулентных пульсаций.

Большая часть работ, в которых определяются $\mathrm{Ri}_{\mathrm{кр}}$ и β, связана с экспериментальными исследованиями в естественных условиях. В некоторых из них величина $\mathrm{Ri}_{\mathrm{кр}}$ определялась по профилю ветра (либо путем определения момента перехода профиля из ламинарного в турбулентный, либо путем эмпирического подбора величины коэффициента β). В других экспериментальных работах в первую очередь определяли коэффициент β путем оценки влияния температурной стратификации на турбулентный обмен, используя для этого величины потоков различных субстанций, получаемых независимым способом. Таких работ большинство.

Выше уже приводилось значение $Ri_{кр}=1$, полученное Ричардсоном из анализа уравнения баланса турбулентной энергии и Дарстом из анализа профиля скорости ветра в стратифицированной атмосфере. Такое же значение $Ri_{кр}$ нашел и Сеттон (1958) из сопоставления величин кинетической и потенциальной энергии турбулентных пульсаций в атмосфере, хотя в более ранней работе [Сеттон (Sutton), 1919] он пришел к иному выводу, согласно которому критическое значение числа Ричардсона должно лежать в пределах от $\frac{1}{2}$ до 1.

Энергетические оценки Прандтля (Prandtl, 1930) дали $Ri_{кр}=2$. Впоследствии Тейлор (Taylor, 1931) уточнив соображения Прандтля, получил тем же путем $Ri_{кр}=1$. В упомянутой работе Тейлор, а также Гольдштейн (Goldstein, 1931), применив метод малых колебаний для случая неограниченной жидкости и линейного распределения скорости, нашли в качестве предела устойчивости $Ri_{кр}=\frac{1}{4}$.

Кальдер (Calder, 1949), уточнив уравнение баланса турбулентной энергии, определил, что в значение $Ri_{кр}$ должна входить аддитивно (вычитаться из 1) некая величина, точное значение которой для условий атмосферы ему определить не удалось.

Свердруп (Sverdrup, 1936), анализировавший профили ветра над снегом, пришел к выводу, что $Ri_{кр}=\frac{1}{11}$. Это значение было использовано также в работе А. М. Обухова (1946).

Анализ профилей ветра, полученных над травяным покровом и пустыней, дал возможность Дикону (Deacon, 1949) сделать вывод о том, что $Ri_{кр}=\frac{1}{15}$.

Из расчетов устойчивости пограничного слоя при наличии градиента плотности, выполненных Шлихтингом (Schlichting, 1935) по методу Толлмайна (Tollmien, 1931), следует, что $Ri_{кр}=\frac{1}{24}$. Этот результат экспериментально подтвердили Прандтль и Рейхардт (Prandtl und Reichardt, 1934), проводившие опыты в Гетингенской тепловой аэродинамической трубе.

Из эмпирической формулы М. П. Тимофеева (1951), если предположить, что она справедлива в инверсионных условиях вплоть до перехода турбулентного движения в ламинарное, можно получить $Ri_{кр}\approx\frac{1}{28}$. Наконец, из формулы М. И. Будыко (72) следует, что $Ri_{кр}=\frac{1}{30}$.

Столь обильное разнообразие величин $Ri_{кр}$, сильно отличающихся друг от друга, не может не навести на мысль о сомнительной правомерности некоторых из методов определения $Ri_{кр}$, а также о зависимости этих величин от условий их определения.

Как уже отмечалось, эффект выборочного турбулентного теплообмена, приводящий к росту интенсивности потока тепла от почвы в атмосферу при сверхравновесной стратификации, можно условно количественно характеризовать превосходством «эффективного» градиента температуры, соответствующего истинному теплообмену, над градиентом средних температур

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{эф} : \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{ср} = \alpha_T. \qquad (93)$$

Коэффициент α_T количественно характеризует рассматриваемый выше эффект. Поскольку величины ΔT и T'' при сверхравновесных градиентах имеют одинаковый знак, а при инверсиях их знаки различны, то, как это следует из формулы (90), при неустойчивой стратификации отношение $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_{эф}$ к $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_{ср}$ должно быть больше единицы, а при инверсиях — меньше.

Наряду с прямым методом определения значения выборочного обмена из структурных данных в настоящей работе для построения зависимости α_T от Ri были использованы различные косвенные экспериментальные данные. В первую очередь для этой цели брались величины составляющих теплового баланса парового поля, полученные под руководством автора (1952, 1953) в 1950 г. Каменностепной экспедицией ГГИ. При этом величины испарения определялись методом турбулентной диффузии; рассчитанные величины контролировались непосредственным измерением испарения с помощью испарителей ГГИ-500 путем ежедневного тщательного взвешивания их. Показание испарителей в свою очередь контролировалось параллельным определением испарения методом водного баланса парового поля. Величина турбулентного потока тепла определялась как остаточный член уравнения теплового баланса парового поля[1]. Случаи глубоких инверсий были исключены, поскольку в этих случаях существенную роль играет лучистый теплообмен, не учитываемый расчетными схемами.

Методы определения потока тепла в почву были разбиты на две группы. В первую группу входили расчеты, в которых использовалась теплоемкость почвы (поток тепла в почву определялся,

[1] Затраты тепла на испарение были рассчитаны Г. П. Липиной под руководством автора. Расчет теплообмена в почве произведен ею же под руководством Л. Р. Струзера. Радиационный баланс парового поля за все сроки рассчитан студентами ЛГМИ под руководством Б. М. Гальперин.

по изменению ее теплосодержания), а во вторую — расчеты, в которых использовалась температуропроводность почвы. Всего было обработано 150 сроков наблюдений. В первую группу входило 18 сроков. Для более наглядного представления изучаемой закономерности результаты расчетов первой группы были осреднены по три срока в одну точку.

Величина коэффициента α_T определялась как отношение величины истинного потока тепла, представляющего собой остаточный член уравнения теплового баланса, к потоку тепла, вычисляемому как произведение коэффициента обмена, определенного по формуле (83), на вертикальный градиент средней температуры воздуха. Полученные таким образом экспериментальные точки нанесены на график, приведенный на рис. 39.

Все сроки второй группы были разбиты в зависимости от числа Ri на восемь подгрупп, в каждую из которых входило 16—17 точек. Результаты этих расчетов приведены на том же рисунке.

Наличие термоанемографа, позволяющего практически безынерционно регистрировать синхронные значения w' и T', дает возможность непосредственно определять истинную интенсивность турбулентного теплообмена по формуле (16). Результаты обработки 28 серий таких измерений также приведены на рис. 39, причем величина α_T определялась как отношение величины турбулентного потока тепла, рассчитанного по структурным данным, к потоку, определенному как произведение величины k [рассчитанной по формуле (83)] на градиент средней температуры. Несмотря на значительный разброс точек (рис. 39), мы и в этом случае в общем имеем тот же ход зависимости α_T от Ri, что и ранее.

На рис. 39 нанесены также экспериментальные точки, полученные Пэсквиллом (Pacquill, 1949) на пастбище вблизи Кембриджа в Англии. Он также определял истинную величину турбулентного потока тепла из уравнения теплового баланса как остаточный член. При этом весь эффект выборочного обмена он приписывал коэффициенту обмена для потока тепла, а величину коэффициента обмена, определяемую по формуле, подобной (83), он считал характерной для интенсивности переноса количества движения. Отношение коэффициентов, как нетрудно видеть, практически равно величине α_T. Экспериментальные точки Песквилла также хорошо подтверждают полученную выше зависимость $\alpha_T(\mathrm{Ri})$.

Если пренебречь слабой зависимостью $\frac{k}{k_0}$ непосредственно от Ri, то можно с достаточной для практики точностью положить

$$\frac{k_S}{k_0} = \frac{r_{w'S'}}{(r_{w'S'})_{\mathrm{Ri}=0}} \approx \alpha_S.$$

Тогда величину $\frac{k_T}{k_0}(\mathrm{Ri})$, приведенную на рис. 36, правомерно сравнить с величиной $\alpha_T(\mathrm{Ri})$ при $z_0=1$—2 см (рис. 39). Их почти полное совпадение является еще одним (и весьма важным) доказательством справедливости графической зависимости $\alpha_T(\mathrm{Ri})$, приведенной на рис. 39.

Тот факт, что четыре независимых метода приводят к одинаковой связи α_T и Ri, говорит об ее достоверности. Следовательно, ее можно использовать для практических расчетов.

Полученный ход зависимости α_T от Ri целиком подтверждает сделанные выше выводы об эффекте выборочного обмена как в качественном, так и в количественном отношении. Величина этого коэффициента больше единицы при сверхравновесной стратификации и меньше при инверсиях. При неустойчивой стратификации величина α_T может достигать 2—3 и более, что говорит о чрезвычайно сильном влиянии выборочного обмена на интенсивность потоков тепла в атмосфере.

При этом следует заметить, что с ростом неустойчивости стратификации нарастание «конвективных» свойств обмена происходит чрезвычайно быстро. Уже при $\mathrm{Ri}=-0{,}05$ α_T приближается к 2, а это значит, что интенсивность конвективного обмена становится одного порядка с интенсивностью динамического обмена, после чего с ростом неустойчивости конвективный обмен становится преобладающим. Темпы нарастания интенсивности конвективного обмена $\left(\text{т. е. изменение } \frac{d\alpha_T}{d\mathrm{Ri}}\right)$ с ростом сверхравновесных градиентов уменьшаются.

Величина параметра α_T наряду с температурной стратификацией должна зависеть еще от вида подстилающей поверхности и главным образом от ее шероховатости. Рядом исследований [Обухов, 1946; Монин и Обухов, 1954; Лайхтман, 1944; Лайхтман и Чудновский, 1949; Константинов, 1953, 1963; Фейдж и Таунсенд (Fage and Townsend), 1932; Пэсквилл (Pasquill), 1949 и др.] установлено, что влияние температурной стратификации на интенсивность турбулентного перемешивания ослабевает с приближением к подстилающей поверхности, а на самой поверхности вовсе исчезает. Физически это обстоятельство объясняется тем, что с приближением к поверхности увеличивается количество вихрей, вертикальные перемещения которых ограничены поверхностью. Следовательно, для таких вихрей путь смешения будет определяться расстоянием до поверхности, а не температурной стратификацией. Эта картина является особенно наглядной и правомерной для характеристики выборочного обмена.

Над однородной, гладкой и непроницаемой поверхностью нет оснований ожидать заметного влияния выборочного теплооб-

мена в силу отсутствия на поверхности причин для образования горизонтальной температурной неоднородности, а также в силу отсутствия на поверхности условий для поднятия или опускания таких неоднородностей в процессе выборочного обмена. Следовательно, поток тепла в этом случае не должен более сильно зависеть от температурной стратификации, чем поток любой другой пассивной субстанции.

Вблизи «шероховатой» поверхности должно иметь место заметное влияние выборочного обмена на интенсивность турбулентных потоков тепла. В этом случае на уровне верхней границы слоя шероховатости, где происходит основное взаимодействие воздушного потока с поверхностью, имеется возможность некоторого вертикального перемещения вихрей, вызванного температурной неоднородностью воздуха. Более теплые вихри при этом могут подняться выше, а более холодные опуститься ближе к поверхности, обусловливая тем самым повышение интенсивности теплообмена.

Количественный учет указанного обстоятельства неоднократно являлся предметом специальных исследований автора. Для решения этого вопроса в работе автора (1952) были использованы косвенные данные, полученные путем сопоставления измеренных и рассчитанных величин испарения с подстилающих поверхностей различной шероховатости. Эта работа представляет собой первый шаг в направлении разработки основ предлагаемой расчетной схемы. В ней на основании обобщения экспериментальных данных установлен способ учета шероховатости подстилающей поверхности в аналитическом выражении зависимости потоков тепла и влаги в атмосфере от температурной стратификации. По примеру других авторов в указанной работе все возрастание потока тепла и влаги с ростом неустойчивости стратификации атмосферы еще приписывалось возрастанию интенсивности турбулентного перемешивания. Используя методику расчета, предложенную в этой работе, в дальнейшем автору (1953, 1953а) удалось разделить зависимость турбулентного потока тепла от устойчивости на зависимость от Ri коэффициента обмена k и параметра α_T. Наконец, в работе автора (1955) дано обобщенное выражение для зависимости параметра α_T от шероховатости поверхности и от температурной стратификации атмосферы. Прежде чем перейти к описанию способа количественного учета зависимости интенсивности выборочного обмена от Ri и z_0, остановимся на оценке влияния обмена на интенсивность переноса водяного пара и количества движения.

Процесс преимущественного поднятия теплых и опускания холодных объемов воздуха обусловливает более интенсивный поток вверх не только тепла, представляющего собой в данном случае активную субстанцию, но одновременно и других суб-

станций, являющихся в рассматриваемом процессе пассивными[1]. Это происходит потому, что при неустойчивой стратификации более теплые массы воздуха, как правило, подходят к данному слою из нижележащих слоев, а более холодные — из вышележащих. Следовательно, они в разной мере обладают другими свойствами воздушного потока, такими, как влажность воздуха[2], количество движения, концентрация пыли и т. д.

Факт более слабого влияния температурной стратификации на интенсивность потоков пассивных субстанций, как уже отмечалось выше, наглядно подтверждается сравнением хода зависимости от стратификации коэффициентов корреляции $r_{w'u'}$ и $r_{w'T'}$ (см. рис. 18 и 37), где величина u' в первом приближении может быть принята за пассивную субстанцию.

При отрицательных значениях числа Ричардсона, когда преобладают инверсионные условия, абсолютное значение коэффициента $r_{w'T'}$ меньше величины $r_{w'u'}$; в интервале от нулевых до средних значений Ri величины коэффициентов $r_{w'T'}$ и $r_{w'u'}$ выравниваются, а при значительных сверхравновесных градиентах температуры величина коэффициента $r_{w'T'}$ превосходит значение коэффициента $r_{w'u'}$. Это означает, что более теплые, а следовательно, более легкие вихри имеют бóльшую тенденцию подниматься, чем вихри с повышенной концентрацией пассивной субстанции, причем эта тенденция растет вместе с ростом неустойчивости температурной стратификации.

Поскольку параметр α_T характеризует увеличение потока тепла, обусловленное самопроизвольным поднятием теплых и опусканием холодных воздушных масс, то интенсивность переноса в этом процессе других (пассивных) субстанций должна определяться величиной коэффициента корреляции $r_{T'S'}$ между пульсациями температуры T' и любой другой субстанции s'. При $|r_{T'S'}| = 1$ каждый более теплый объем воздуха, поднимающийся вверх, должен обладать вместе с тем и бóльшим запасом пассивной субстанции, концентрация которой растет с приближением к подстилающей поверхности. В этом случае поток других субстанций следовало бы увеличить в зависимости от температурной стратификации атмосферы во столько же раз, во сколько раз мы увеличиваем поток тепла, т. е. следовало бы полагать $\alpha_S = \alpha_T$, где α_S — коэффициент, характеризующий увеличение потока любой пассивной субстанции с ростом неустойчивости температурной стратификации атмосферы по сравнению

[1] Определение терминов «пассивная» и «активная» субстанция приводится в работе Л. В. Келлера (1930).

[2] Некоторая «активность» водяного пара, как показывают расчеты, проведенные автором (1952), примерно на порядок меньше «активности» субстанции тепла. Поэтому в дальнейших расчетах ею пренебрегаем.

с потоком, рассчитанным по вертикальному градиенту средних величин этой субстанции.

При $r_{T'S'}=0$ коэффициент $\alpha_S=1$. Поэтому в первом приближении можно положить, что

$$\alpha_S=1+(\alpha_T-1)\left|r_{T'S'}\right|, \tag{94}$$

где величина $r_{T'S'}$ берется по абсолютному значению, поскольку обратные и прямые корреляционные связи играют в этом процессе одинаковую роль. Таким образом, для определения α_S необходимо знать величину $r_{T'S'}$, причем субстанция должна быть пассивной.

Для расчета испарения за субстанцию S следует принять абсолютную влажность воздуха e. Вследствие отсутствия возможности непосредственно определять значение коэффициента корреляции между пульсациями температуры и влажности воздуха $r_{T'e'}$ из данных структурных измерений в настоящей работе этот коэффициент корреляции определяется путем расчета величин $r_{T'e'}$ за различные промежутки времени. Такие расчеты произведены по данным градиентных наблюдений над лугом, водой и снегом, проводимых как через 1—3 часа, так и через 10 мин., а также по данным отсчетов по сухому и смоченному термометрам аспирационного психрометра большой модели над лугом, проводимых через 40, 30, 20, 10, 5 и 3 сек. В каждую группу входило от 40 до 400 случаев. При значительном разбросе экспериментальных точек (величина $r_{T'e'}$ колебалась в пределах 0,50—0,95) среднее значение коэффициента оказалось близким к 0,72 с едва заметной тенденцией к росту с увеличением неустойчивости температурной стратификации.

Тот факт, что полученные таким образом величины близки между собой, говорит об отсутствии выраженной зависимости величины $r_{T'e'}$ от периода осреднения. Это обстоятельство дает основание считать полученную величину $r_{T'e'}$ справедливой и для характеристики «мгновенной» связи между турбулентными пульсациями температуры и влажности воздуха.

Для определения косвенным путем величины параметра α_e использовались данные по измерению испарения с поверхностей разной шероховатости. Полусуточные величины испарения с водной поверхности Валдайского озера за 1952—1956 гг. были получены с помощью плавучей испарительной установки. Средние значения числа Ричардсона за упомянутые периоды измерений определялись из соотношений[1]:

[1] Причина появления множителей $\frac{2}{\pi}$ при Ri_1 и Ri_{13} будет пояснена ниже.

$$Ri_{дн} = \frac{1}{4} Ri_7 + \frac{2}{\pi} Ri_{13} + \frac{1}{4} Ri_{19}$$

$$Ri_{ночн} = \frac{1}{4} Ri_{19} + \frac{2}{\pi} Ri_1 + \frac{1}{4} Ri_7. \quad (95)$$

Полученные данные в зависимости от устойчивости стратификации были разбиты на группы, в каждую из которых входило около 60 случаев полусуточных наблюдений. Результаты такой обработки приведены в статье автора и Т. Г. Федоровой (1960).

Данные по испарению с почвы были получены с помощью гидравлического испарителя большой модели (ВНИГЛ), дающего возможность определять интенсивность испарения за любой промежуток времени. С целью получения большего диапазона изменения шероховатости испаряющей поверхности выбранные случаи были разбиты на три группы. В первую группу ($z_0 \approx 1{,}0$ см) входили случаи измерения испарения с парового поля и скошенного луга, во вторую ($z_0 \approx 3{,}0$ см) — с естественного луга и в третью ($z_0 \approx 5{,}0$ см) — с поля, засеянного овсом. Часть этих данных приводилась в работе автора и М. П. Козлова (1955), а данные по лесу — в работе С. Ф. Федорова (1965). Большое осреднение (в каждую группу входило примерно 40 случаев часовых наблюдений) позволило построить вполне определенные зависимости $\varepsilon = \frac{E}{\Delta e u}$ от Ri. Величина параметра α_e при этом определяется как $\frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}$, где ε_0 означает интенсивность испарения при равновесной стратификации, отнесенную к скорости ветра и градиенту влажности. Полученные таким образом кривые зависимости параметра α_e от Ri для водной поверхности ($z_0 \leqslant 0{,}1$ см.)[1], парового поля ($z_0 \approx 1{,}0$ см), луга ($z_0 \approx 3{,}0$ см), поля, засеянного овсом ($z_0 \approx 5{,}0$ см), и леса ($z_0 \approx 50$ см), приведены на рис. 40.

Ход кривых $\alpha_e(Ri)$ показывает существенную зависимость эффекта выборочного влагообмена (т. е. параметра α_e) от температурной стратификации атмосферы и шероховатости испаряющей поверхности. С ростом шероховатости α_e возрастает, причем величина $\frac{d\alpha_e}{dz_0}$ при малых z_0 значительно превосходит величину $\frac{d\alpha_e}{dz_0}$ при больших z_0. Это значит, что при малых z_0

[1] В отличие от средней шероховатости водной поверхности при различно стратифицированной атмосфере ($z_{0,\,ср} = 0{,}2$ см), в данном случае речь идет о коэффициенте шероховатости при Ri=0. Его среднее значение составляет менее 0,1 см.

нарастание α_e с увеличением z_0 происходит гораздо быстрее, чем при больших.

Аналитическое выражение для a_e, соответствующее кривым, приведенным на рис. 40, может быть представлено в виде

$$\alpha_e = 1 + 0{,}72\left(\sqrt{1 - 28\left(\frac{z_0}{z_{00}}\right)\mathrm{Ri}} - 1\right), \qquad (96)$$

где $z_{00} = 1$ см — размерный коэффициент. Из формулы (96) следует, что ввиду малого отличия величины параметра α_e от 1 для гладких поверхностей расчеты испарения с поверхности воды и

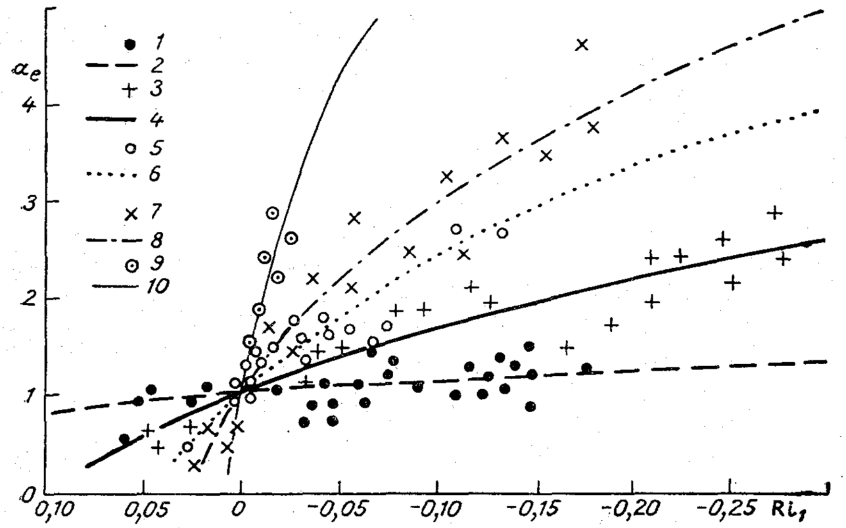


Рис. 40. Зависимость параметра α_e от температурной стратификации атмосферы и шероховатости испаряющей поверхности.

1, *2* — водная поверхность ($z_0 \approx 0{,}1$ см); *3*, *4* — паровое поле и скошенный луг ($z_0 \approx 1{,}0$ см); *5*, *6* — луг и низкорослый овес ($z_0 \approx 3{,}0$ см); *7*, *8* — зерновые ($z_0 \approx 5{,}0$ см); *9*, *10* — лес ($z_0 \approx 50$ см).

снега в большинстве случаев можно производить без учета влияния температурной стратификации.

Ход кривой $\alpha_e(\mathrm{Ri})$ совершенно подобен ходу кривой $\alpha_T(\mathrm{Ri})$. Численные соотношения между ними (при $z_0 \approx 1{,}0$ см) вполне согласуются с эмпирической формулой (94). Это обстоятельство дает нам основание принять для построения кривых $\alpha_T(\mathrm{Ri})$ при различных z_0 (линии на рис. 39) в виде кривых, подобных кривым для параметра α_e. Их можно представить аналитически

$$\alpha_T = \sqrt{1 - 28\left(\frac{z_0}{z_{00}}\right)\mathrm{Ri}}. \qquad (97)$$

Для учета влияния стратификации атмосферы на интенсивность потока количества движения, согласно вышеизложенному,

необходимо ввести множитель α_u, величина которого может быть получена из соотношения

$$\alpha_u = 1 + (\alpha_T - 1)|r_{T'u'}|,$$

где $r_{T'u'}$ — коэффициент корреляции между пульсациями скорости ветра и температуры воздуха. Знак этого коэффициента зависит от температурной стратификации: при сверхравновесных градиентах он отрицателен.

Обработка данных структурных наблюдений показала, что величина $r_{T'u'}$ при сверхравновесной стратификации колеблется от 0,17 до 0,44 и составляет в среднем около 0,3. С учетом этого значения $r_{T'u'}$ величина α_u может быть определена из следующего эмпирического соотношения:

$$\alpha_u = 1 + 0{,}30\left(\sqrt{1 - 28\left(\frac{z_0}{z_{00}}\right)\mathrm{Ri}} - 1\right). \qquad (98)$$

Ход зависимости α_u от Ri, определяемый формулой (98), хорошо совпадает с аналогичной зависимостью $\frac{k_u}{k_0} = \frac{r_{w'u'}}{(r_{w'u'})_{\mathrm{Ri}=0}}$, приведенной на рис. 36. Этот факт подтверждает надежность экспериментально определенной зависимости и одновременно справедливость эмпирического соотношения (94).

Сравнение формул (96), (97) и (98) позволяет написать выражение, определяющее величину параметра α для любой субстанции S в виде[1].

$$\alpha_S = 1 + |r_{T'S'}|\left(\sqrt{1 - 28\left(\frac{z_0}{z_{00}}\right)\mathrm{Ri}} - 1\right). \qquad (99)$$

Из этого выражения следует, что $\alpha_s = 1$ либо при $\mathrm{Ri} = 0$, либо при $r_{T'S'} = 0$, либо при $z_0 = 0$. Последнее обстоятельство соответствует случаю отсутствия эффекта выборочного обмена над гладкими поверхностями.

Интересно с точки зрения выборочного обмена рассмотреть условия перехода (при устойчивой стратификации) турбулентного движения воздушного потока в ламинарное. Значение $\mathrm{Ri}_{\text{кр}}$, при котором $\alpha_T = 0$, из (97) получается зависимым от шероховатости поверхности. При $z_0 = 0{,}1$ см $\mathrm{Ri}_{\text{кр}} \approx \frac{1}{3}$; при $z_0 = 1{,}0$ см $\mathrm{Ri}_{\text{кр}} \approx \frac{1}{30}$; при $z_0 = 3$ см $\mathrm{Ri}_{\text{кр}} \approx \frac{1}{80}$. Следовательно, в устойчиво стратифицированном потоке с ростом шероховатости величина

[1] Общие физические соображения дают основание предполагать, что для всех пассивных субстанций S (например, для концентрации пыли) можно принять $\alpha_S \approx \alpha_e$.

$\mathrm{Ri}_{кр}$ уменьшается. Это значит, что ламинарное течение в таких потоках наступает раньше — уже при средних и малых инверсиях. Быстрая ламинаризация устойчиво стратифицированного потока вблизи шероховатых поверхностей объясняется возможностью проявления действия архимедовых сил на уровне $z=z_0$. Около гладких поверхностей, как мы установили ранее, эффект стратификации ослабевает. Зависимость величины $\mathrm{Ri}_{кр}$ от z_0 является одной из причин обилия значений $\mathrm{Ri}_{кр}$, полученных различными авторами, поскольку шероховатость поверхности, вблизи которой производится эксперимент, была различной.

Если по-прежнему определять коэффициенты обмена k_s как коэффициенты пропорциональности между потоком субстанции s и ее градиентом, то в величины коэффициента обмена k следует вводить соответствующие значения параметров α_s. В этом случае, как уже говорилось, коэффициенты турбулентного обмена для переноса тепла, водяного пара и количества движения

$$\begin{aligned} k_T &= k\alpha_T, \\ k_e &= k\alpha_e, \\ k_u &= k\alpha_u \end{aligned} \qquad (100)$$

будут различными, что физически объясняется различной интенсивностью выборочного обмена при переносе указанных субстанций.

Следствием этого вывода является необходимость уточнения некоторых привычных для нас метеорологических «истин». В первую очередь здесь речь идет об «отношении Боуена», которое обычно записывается в форме

$$\frac{P}{LE} \approx 0{,}62\,\frac{T_п - T}{e_п - e}\,\frac{p}{1033}, \qquad (101)$$

где p — атмосферное давление в мб, $e_п$ — упругость насыщающего пара в мб при температуре поверхности $T_п$.

Правильный вид этой зависимости следующий:

$$\frac{P}{LE} \approx 0{,}62\,\frac{\alpha_T}{\alpha_e}\,\frac{T_п - T}{e_п - e}\,\frac{p}{1033}. \qquad (102)$$

Вторым следствием сделанного выше вывода является недостаточная точность применяемой ныне методики расчета коэффициентов обмена, испарения и турбулентного теплообмена по обычным формулам теплового баланса:

$$\begin{aligned} k &= 0{,}8\,\frac{R-Q}{\Delta T + 1{,}56\Delta e}\ \text{м}^2/\text{сек}; \\ E &= \frac{R-Q}{1 + 0{,}64\,\frac{\Delta T}{\Delta e}}\ \text{мм/час}, \\ P &= \frac{R-Q}{1 + 1{,}56\,\frac{\Delta e}{\Delta T}}\ \text{кал/см}^2\ \text{час}, \end{aligned} \qquad (103)$$

где R — радиационный баланс, Q — поток тепла в почву (в кал/см^2 мин.), ΔT и Δe — разности температур (в град.) и влажности (в мб) воздуха между двумя высотами.

Правильный вид этих формул следующий:

$$k = 0{,}8\frac{R-Q}{\alpha_T \Delta T + 1{,}56\alpha_e \Delta e},$$

$$E = \frac{R-Q}{1+0{,}64\frac{\alpha_T}{\alpha_e}\frac{\Delta T}{\Delta e}},$$

$$P = \frac{R-Q}{1+1{,}56\frac{\alpha_e}{\alpha_T}\frac{\Delta e}{\Delta T}}. \qquad (104)$$

Тот факт, что эта неточность метода теплового баланса не была обнаружена до сих пор, объясняется сравнительно малым отличием величины α_T от α_e. Ошибка от неучета этого обстоятельства, получающаяся, например, при расчете испарения, составляет (в пределах от равновесных до средних сверхравновесных градиентов) 5—15%, что обычно лежит в пределах точности расчета.

Третьим следствием различных значений коэффициентов обмена для переноса тепла, влаги и количества движения должно явиться нарушение подобия вертикальных профилей этих элементов. Однако, как показывают экспериментальные данные (рис. 23, а также Константинов, 1953, 1963; Левенко, 1966), эти нарушения пренебрежимо малы.

Кроме того, следует заметить, что расчеты по формуле Е. С. Ляпина (4) дают правильные результаты, если их производить с учетом корреляционных связей (12) или путем осреднения величин k_u, полученных для каждого из промежутков времени, в течение которого знак w' сохраняется [левая часть формулы (8)]. Если же расчеты производятся по формуле (14), т. е. по средним корреляционным характеристикам, то для правильного учета влияния температурной стратификации следует полученное значение k умножить на величину α_u, т. е. полагать

$$k_u = k\alpha_k.$$

Следует помнить, что величины коэффициентов обмена, определенные по формулам Ляпина (4), (12) согласно формуле (100), пригодны лишь для расчета потоков количества движения. При расчетах интенсивности турбулентного теплообмена и влагообмена в стратифицированной атмосфере в значения k, определенные по этой формуле, следует вносить поправку на отличия величин параметров α_T и α_e от значений параметра α_u.

Проведенный выше анализ позволяет сделать вывод, что естественные турбулентные процессы в приземном слое атмосферы значительно сложнее, чем это принималось рядом авторов расчетных схем турбулентного обмена.

2.3. СХЕМА РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАДИЕНТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ, ПРАКТИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА

Для расчета испарения методом турбулентной диффузии необходимо иметь данные измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха как минимум на двух уровнях. Схемы, в которых используются данные измерений скорости ветра на одной высоте, содержат в себе дополнительные ошибки, обусловленные неточностью визуального определения величины коэффициента шероховатости испаряющей поверхности.

Следует особо остановиться на правильном выборе высот для производства градиентных измерений. В специальных инструктивных указаниях (Методические указания № 5, 1954; Руководство по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей, ч. II, 1957; Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса; 1964) рекомендуется в качестве высот измерений принять уровни 0,5 и 2,0 м. Нам представляется выбор этих уровней не вполне удачным. При обычных условиях (от средних инверсий до средних сверхравновесных градиентов) разница значений температуры и влажности воздуха, измеренных на этих уровнях, соизмерима с систематическими и случайными ошибками измерений с помощью психрометрических термометров. Особенно важно это обстоятельство в пасмурные дни, утренние и вечерние часы и т. д., когда градиенты температуры и влажности воздуха малы; они близки по величине к систематическим приборным погрешностям, составляющим 0,1° для температуры воздуха и 0,2 мб для влажности. Поэтому увеличение расстояния между уровнями измерений с целью увеличения измеряемой разности температуры и влажности воздуха весьма желательно.

Более удобными уровнями для производства градиентных измерений являются высоты 0,2 и 2,0 м. Средние значения градиентов измеряемых метеорологических элементов при этом увеличиваются примерно в 1,7 раза, что значительно повышает относительную точность измерений.

Особенно существенную роль играет опускание нижнего уровня производства градиентных измерений с 0,5 до 0,2 м для уменьшения величины случайных ошибок этих измерений. В упомянутых работах Л. Р. Струзера (1955, 1959) и Н. В. Кучерова (1956) установлены большие случайные ошибки измерений, про-

водимых на уровнях 0,5 и 2,0 м, особенно при определении градиента влажности воздуха. Вследствие этого в Методических указаниях № 5 (1954) было увеличено число повторностей градиентных измерений, производство которых из-за этого стало весьма трудоемким.

Сравнительные расчеты, проведенные автором по оценке случайных ошибок при измерении градиентов температуры и влажности воздуха между уровнями 0,5 и 2,0 м и 0,2 и 2,0 м над паровым полем в Каменной степи и лугом в Валдае, показали, что величины случайных ошибок при этом практически не меняются, в то время как средняя разность температуры и влажности воздуха между уровнями 0,2 и 2,0 м по сравнению со средней разностью между уровнями 0,5 и 2,0 м возрастала более чем на 60%. Это обстоятельство заметно повышает точность градиентных измерений либо при сохранении той же точности уменьшает их трудоемкость.

Нашей задачей является дать максимально простую расчетную схему, несмотря на всю сложность процесса турбулентного влагообмена. При этом расчетная схема должна учитывать все основные особенности указанного природного процесса.

2.3.1. Построение расчетных формул и графиков методики определения испарения по градиентным данным

Как следует из работы А. С. Монина и А. М. Обухова (1954), а также из анализа, приведенного в гл. 2.2, универсальным параметром, определяющим все основные свойства турбулентных процессов в температурно неоднородной атмосфере, является число Ричардсона. От его величины непосредственно зависят значения коэффициентов γ, k и α. Поэтому полезно иметь возможность быстрого определения числа Ri для каждого случая измерений по градиентным данным. Расчеты могут быть выполнены по формуле [1]

$$\mathrm{Ri}_{1,0} = -0{,}078 \frac{T_{0,2} - T_{2,0}}{(u_{2,0} - u_{0,2})^2}. \qquad (105)$$

Здесь и в последующих формулах скорость ветра берется в м/сек.

Если скорость ветра определяется лишь на одной из высот, то расчетная формула имеет несколько другой вид

$$\mathrm{Ri}_{1,0} = -0{,}025 \ln^2 \frac{100}{z_0} \frac{T_{0,5} - T_{2,0}}{u_{1,0}^2}.$$

[1] Величиной поправочного коэффициента γ при расчете числа Ричардсона пренебрегаем, поскольку эта поправка лежит в пределах точности определения Ri.

Полагая $z_0=3$ см (средняя шероховатость луга), получим следующее соотношение для определения величины Ri в этом случае:

$$\mathrm{Ri}_{1,0}=-0{,}31\,\frac{T_{0,5}-T_{2,0}}{u_{1,0}^2}. \qquad (106)$$

Результаты расчета по формуле (105) графически представлены на рис. 41.

Зная величину $\mathrm{Ri}_{1,0}$ с помощью графиков, приведенных на рис. 23, 39, 40, можем получить значения γ, α_T и α_e.

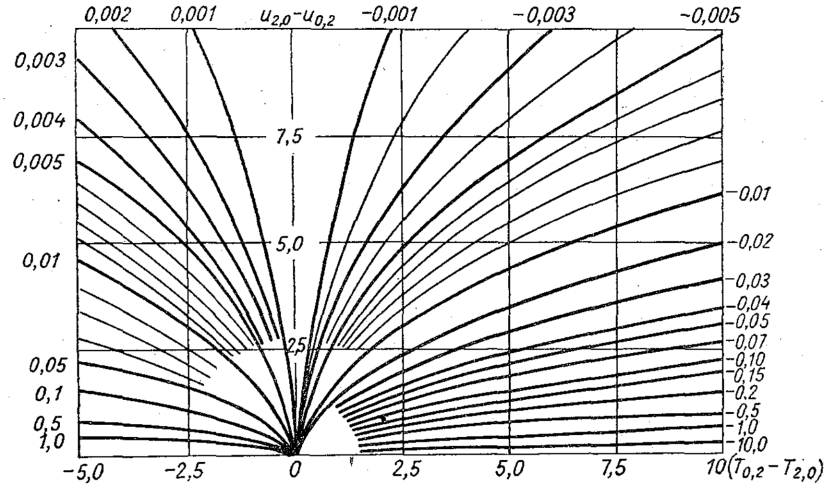


Рис. 41. Вспомогательный график для определения числа Ричардсона Ri_1 по градиентным данным.

Величина k_e может быть определена по формуле [1]

$$k_e=\gamma k\alpha_e=0{,}63\cdot 10^3\alpha_e(u_{2,0}-u_{0,2})=1{,}44\cdot 10^3\alpha_e\,\frac{u_{1,0}}{\ln\frac{100}{z_0}}. \qquad (107)$$

При $z_0=3$ см имеем

$$k_e=0{,}41\cdot 10^3\alpha_e u_{1,0}. \qquad (108)$$

Формулы для определения величин k_T и k_u могут быть получены из формул (107) и (108) путем замены в них параметра α_e соответственно на величины α_T и α_u.

---

[1] Следует при этом иметь в виду, что $\gamma k\approx k_0$. Это же соотношение остается справедливым и при $\beta=\frac{k_T}{k_u}$ [см. формулу (79)].

Вертикальный поток водяного пара в миллиметрах за промежуток времени τ может быть выражен формулой

$$E = 10\rho k_e \frac{\partial q}{\partial z}\tau, \tag{109}$$

в которой $\frac{\partial q}{\partial z}$ — градиент удельной влажности воздуха; его можно представить в виде

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\gamma^{\delta}}{z \ln \frac{z_2}{z_1}}(e_1 - e_2) = 0{,}27 \cdot 10^{-5}\gamma (e_{0{,}2} - e_{2{,}0}) =$$

$$= 0{,}45 \cdot 10^{-5}\gamma (e_{0{,}5} - e_{2{,}0}) \text{ 1/см}. \tag{110}$$

Полагая $\rho = 1{,}29 \cdot 10^{-3}$ г/см^3 и $\tau = 3{,}6 \cdot 10^3$ сек., получим

$$E = 0{,}079\gamma\alpha_e (u_{2{,}0} - u_{0{,}2})(e_{0{,}2} - e_{2{,}0}) = 0{,}30\gamma\alpha_e \frac{u_{1{,}0}}{\ln \frac{100}{z_0}}(e_{0{,}5} - e_{2{,}0}) =$$

$$= A\gamma\alpha_e \text{ мм/час}, \tag{111}$$

где

$$A = 0{,}079 (u_{2{,}0} - u_{0{,}2})(e_{0{,}2} - e_{2{,}0}) = 0{,}30 \frac{u_{1{,}0}}{\ln \frac{100}{z_0}}(e_{0{,}5} - e_{2{,}0}).$$

При $z_0 = 3$ см имеем

$$E = 0{,}086\gamma\alpha_e u_{1{,}0}(e_{0{,}5} - e_{2{,}0}) \text{ мм/час}. \tag{112}$$

Учитывая, что коэффициенты γ и α_e зависят от Ri, их произведение можно представить на графике (рис. 42) как функцию Ri и z_0. После этого для расчета величины испарения по формуле (101) достаточно снятое с графика значение произведения $\gamma\alpha_e$ умножить на вычисленную по данным градиентных наблюдений величину A, чтобы получить среднюю интенсивность испарения за выбранный интервал времени в мм/час.

Если положить, что $z_0 = 3$ см, то расчет испарения еще более упростится. В этом случаем можно принять

$$E = B(e_{0{,}2} - e_{2{,}0}) = 1{,}67B(e_{0{,}5} - e_{2{,}0}) \text{ мм/час}, \tag{113}$$

где величину

$$B = 0{,}079\gamma\alpha_e (u_{2{,}0} - u_{0{,}2}) = 0{,}086\gamma\alpha_e u_{1{,}0}$$

можно снять непосредственно с графика (рис. 43), не прибегая к помощи графиков, приведенных на рис. 41 и 42.

Для расчета интенсивности турбулентного теплообмена может быть использовано следующее соотношение:

$$P = 3{,}0\gamma\alpha_T (u_{2{,}0} - u_{0{,}2})(T_{0{,}2} - T_{2{,}0}) =$$

$$= 11{,}5\gamma\alpha_T \frac{u_{1{,}0}}{\ln \frac{100}{z_0}}(T_{0{,}5} - T_{2{,}0}) \text{ кал/см}^2 \text{ час}. \tag{114}$$

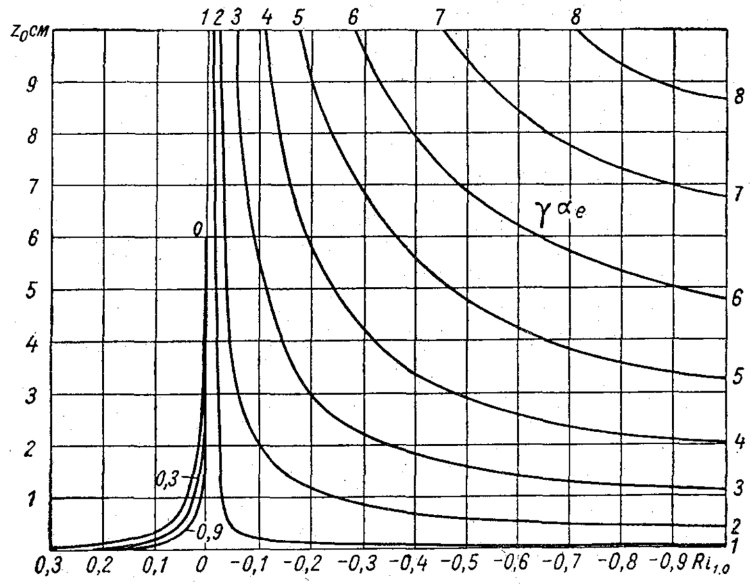


Рис. 42. Зависимость произведения γa_e от температурной стратификации атмосферы и шероховатости испаряющей поверхности.

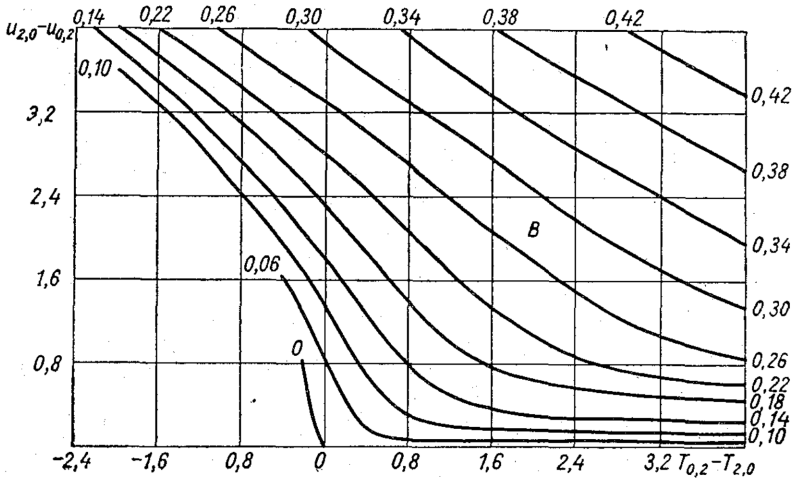


Рис. 43. Зависимость величины вспомогательного коэффициента B от разности температур и скоростей ветра между уровнями 0,2—2,0 м.

Величина потока количества движения может быть рассчитана по формуле

$$\tau = 1.27 \cdot 10^3 \gamma \alpha_u (u_{2,0} - u_{0,2})^2 = 6{,}70 \cdot 10^3 \frac{u_{1,0}^2}{\ln^2 \frac{100}{z_0}} \text{ г/см сек. час.} \quad (115)$$

Изложенная выше методика проверялась путем сопоставления рассчитанных величин испарения с величинами, измеренными с помощью испарителей и определенными по методу теплового или водного баланса. Сопоставление величин испарения проводилось над различными видами испаряющей поверхности: над водой, паровым полем, лугом и зерновыми культурами.

Результаты проверки приводились в ряде работ автора (1953, 1954, 1955; Федорова и Константинов, 1954; Константинов и Козлов, 1955; Константинов и Федорова, 1960; Константинов и Олейник, 1964). Везде указывалось на правомерность схемы и надежность результатов, рассчитанных с ее помощью.

Кроме приведенных выше работ автора, на удовлетворительное совпадение измеренных и рассчитанных по изложенной схеме величин испарения указывают В. И. Дугинов (1958), А. М. Кекух и Н. И. Михайлова (1957), Л. Р. Струзер (1955 б), В. А. Смирнов (1955), К. И. Каулина (1960), Антал (Antal, 1959), О. И. Крестовский (1964) и др. Но наиболее подробные результаты проверки приведены в монографии автора (1963), где дается обобщение и анализ ошибок, возможных при использовании расчетной методики, указываются условия ее применения. Результаты проверки дают основание считать предлагаемую методику пригодной для практических расчетов испарения с различных поверхностей, в разных климатических условиях.

2.3.2. Некоторые указания к практическому использованию методики расчета испарения по градиентным данным. Примеры расчета

При практическом использовании методики расчета испарения по данным градиентных наблюдений неизбежно встают два вопроса. Один из них касается методики производства градиентных наблюдений, а второй — методики расчета. Остановимся на первом вопросе более подробно.

Согласно исследованиям автора и В. С. Голубева (Константинов и Голубев, 1960; Константинов, 1963), наиболее простой и наименее трудоемкой методикой производства градиентных измерений является методика измерения температуры и влажности воздуха с помощью станционных психрометров в будках, установленных на высотах 0,5 и 2,0 м. Точность таких измерений отнюдь не ниже точности обычных градиентных измерений, прово-

димых с помощью аспирационных психрометров на тех же уровнях. Возможность регистрации температуры и влажности воздуха в психрометрических будках (Романов, 1956, 1958) еще больше способствует широкому внедрению этого метода в практику производства градиентных наблюдений. Скорость ветра при этом может измеряться по той же методике, что и при обычных градиентных наблюдениях. Высказанное выше замечание о желательности снижения нижнего уровня измерений с 0,5 до 0,2 м к психрометрическим будкам не относится. Ниже более подробно рассматривается методика производства градиентных измерений с помощью аспирационных психрометров.

Задачей настоящего параграфа не является изложение исчерпывающих инструктивных указаний о методике производства градиентных наблюдений. Такие указания изложены в специальных методических указаниях, речь о которых шла выше. Мы здесь приводим лишь некоторые методические рекомендации, которые, на наш взгляд, могут повысить точность измерений и уменьшить их трудоемкость.

Наиболее полно методика производства градиентных измерений изложена в «Руководстве по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса» (1964). Это Руководство рекомендуется принять за основу. Однако некоторые методические вопросы и рекомендации в нем изложены не вполне удачно. Об одном из них — выборе уровней градиентных измерений — мы уже говорили: для повышения точности наблюдений нижний уровень градиентных наблюдений следует опустить с 0,5 до 0,2 м.

Другим недостатком упомянутого Руководства является методика измерения скорости ветра, согласно которой эти измерения производятся лишь на двух уровнях 0,5 и 2,0 м. Такая рекомендация является источником ошибок измерений над поверхностью, покрытой растительностью.

Дело в том, что, как показали ориентировочные расчеты Л. Р. Струзера (1958, 1959), неточное определение высоты слоя вытеснения влечет за собой ошибки в расчете испарения, составляющие десятки процентов. Так как сельскохозяйственные поля (за исключением паровых полей) и луг в периоды вегетации имеют достаточно высокую растительность (20 см и выше), ошибки в определении высоты слоя вытеснения почти всегда будут искажать величины испарения, рассчитываемые по градиентным данным.

Как было показано выше (2.2.1), высота слоя вытеснения зависит от многих факторов: вида культуры, ее густоты, скорости ветра, а при рядовом посеве еще и от направления ветра. Высота этого слоя составляет примерно $^1/_2$ высоты травостоя при редком посеве и может достигать почти высоты травостоя для густых посевов зерновых, хлопчатника, люцерны и т. д.

В рассматриваемом Руководстве рекомендуется во всех случаях считать высоту слоя вытеснения равной $^2/_3$ высоты травостоя. Учитывая возможную высоту сельскохозяйственных культур, можно сказать, что такой способ определения высоты слоя вытеснения влечет за собой неточности в определении этой высоты, составляющие десятки сантиметров. Для исключения ошибок необходимо скорость ветра измерять на трех уровнях. Такими уровнями могут быть высоты 0,2, 0,5 и 2,0 м над верхней границей слоя вытеснения.

В этом случае по формулам (69) и (70) для всех сроков с изотермией можно рассчитать значение параметров $z_в$ и z_0. Измерение скорости ветра на трех уровнях с помощью ручных анемометров не представляет особых трудностей для наблюдателей и почти не требует дополнительного времени.

В связи с предложенными выше снижением нижнего уровня градиентных измерений с 0,5 до 0,2 м, уточнением высоты слоя вытеснения и коэффициента шероховатости (путем измерения скорости ветра на трех уровнях) повышается точность этих измерений, позволяющая получить значительно более надежные величины испарения. При условии сохранения той же точности расчета испарения можно существенно уменьшить трудоемкость этих наблюдений.

Наконец, последнее замечание по методике производства градиентных измерений, рекомендуемой Руководством. Для избежания систематической ошибки в показаниях приборов (психрометров и анемометров), кроме обычной поверки, необходимо ежедневно в один из сроков (лучше в 13 час.) проводить две серии 10-минутных измерений, в промежутке между которыми приборы следует менять местами. При этом перед каждой записью показаний в полевую тетрадь заносятся номера приборов. За окончательные величины измеренных метеорологических элементов в данный срок принимаются средние значения из двух серий. Новое, измененное, положение приборов остается до следующего срока смены в то же время суток; это требование сохраняется в течение всего периода наблюдений.

Отмеченное обстоятельство существенно уточняет результаты градиентных измерений, устраняя незаметные на первый взгляд (но существенные при переводе на большие периоды наблюдений) систематические неточности в показаниях отдельных приборов.

Перед тем как приступить к расчету испарения по градиентным данным, необходимо весьма критически просмотреть результаты измерений с целью исключения из них неверных и внесения поправок в неточные измерения. Некоторые приемы и рекомендации по производству критического анализа имеются в упомянутых методических руководствах, Методических указаниях управлениям гидрометслужбы, № 17, 1950; Руководстве по обработке

метеорологических наблюдений и подготовке ежегодников, ч. III, 1947, в работах М. И. Гольцмана (1950), Л. В. Дубровина (1958), М. С. Стернзата и А. А. Сапожникова (1959), автора (1963) и др.

До начала расчета рекомендуется ввести поправки на неточность показаний анемометров при измерении малых скоростей ветра (Константинов, 1957, 1963). После внесения поправок определяется коэффициент шероховатости z_0 испаряющей поверхности либо визуально (с помощью табл. 13), либо для более точных расчетов путем обработки данных градиентных измерений при изотермии. При отсутствии высокой растительности для определения z_0 можно пользоваться формулой (65) или графическим методом, описанным в § 2.2.1. Для случая высокой растительности при определении z_0 следует пользоваться формулами (69) и (70) или связанным с ними графическим методом, описанным там же.

Последняя операция непосредственно связана с одновременным определением высоты слоя вытеснения — крайне необходимым расчетным этапом при производстве градиентных наблюдений над травостоем. Для определения $z_в$ следует использовать случаи измерений, во время которых вертикальный градиент температуры был близок к нулю. Значение $z_в$ надо определять как можно чаще; во время интенсивной вегетации это определение должно проводиться не реже чем через 5 суток. В промежутки между датами определения $z_в$ изменение ее величины можно считать пропорциональным приросту высоты растений.

После того как определена $z_в$, находится поправка к разностям скорости ветра, температуры и влажности воздуха, обусловленная отличием фактических уровней измерений $(z - z_в)$ от выбранных нами стандартных высот 0,2 и 2,0 м. Для определения правильных значений этих разностей можно пользоваться соответствующими формулами пересчета с двух любых других высот измерений на высоты 0,2 и 2,0 м. Эти формулы имеют вид:

$$u_{2,0} - u_{0,2} = \frac{u_y - u_x}{\lg \frac{z_y}{z_x}},$$

$$T_{0,2} - T_{2,0} = \frac{T_x - T_y}{\lg \frac{z_y}{z_x}},$$

$$e_{0,2} - e_{2,0} = \frac{e_x - e_y}{\lg \frac{z_y}{z_x}}, \qquad (116)$$

где z_x и z_y — высоты измерений ($z_y > z_x$), причем их совпадение для скорости ветра, температуры и влажности воздуха, вообще говоря, не обязательно. Для упрощения производства таких пе-

ресчетов построена вспомогательная таблица величин коэффициентов для перехода от значений градиентов скорости ветра, измеренных на нестандартных высотах, к значениям градиентов скорости ветра на стандартных высотах (приложение I).

После того как определены истинные значения разностей метеорологических элементов между уровнями 0,2 и 2,0 м, можно перейти к расчету испарения по градиентным данным.

При расчете испарения с поверхности, шероховатость которой отлична от 3 см (т. е. находится не в интервале $2{,}5 < z_0 < 3{,}5$ см, а для сравнительно грубых расчетов[1] в интервале $2{,}0 < z_0 < 4{,}0$ см), по разности температур воздуха и скорости ветра за каждый срок наблюдений определяется число Ричардсона на уровне 1 м [см. рис. 41, формулы (105) и (106)]. Для ускорения этой операции составлена вспомогательная таблица (приложение II), используя которую для каждого срока, можно непосредственно снять величину Ri_1 по заданным величинам $T_{0,2} - T_{2,0}$ и $u_{2,0} - u_{0,2}$.

Далее, согласно формулам (111) и (112), по заданным значениям Ri_1 и z_0 определяется произведение коэффициентов $\gamma\alpha_e$ (см. рис. 42). Эта операция быстрее всего выполняется с помощью приложения III. Для окончательного определения интенсивности испарения за рассматриваемый срок взятую из этой таблицы величину произведения $\gamma\alpha_e$ следует умножить на величину коэффициента A, определяемого из приложения IV по значению разностей $u_{2,0} - u_{0,2}$ и $e_{0,2} - e_{2,0}$. Полученное произведение A на $\gamma\alpha_e$ равно интенсивности испарения за рассматриваемый срок (в мм/час).

При расчете испарения с поверхности, шероховатость которой близка к 3 см, следует воспользоваться всего лишь одним графиком (рис. 42), на основании которого составлена вспомогательная таблица (приложение V). Определенная с помощью таблицы величина B умножается на разность влажности воздуха $e_{0,2} - e_{2,0}$ и в результате получается интенсивность испарения в мм/час за рассматриваемый срок.

Остановимся теперь несколько подробнее на способе определения суточной величины испарения по характеристикам интенсивности испарения за отдельные сроки измерений.

Многочисленными исследованиями изменения интенсивности испарения в течение суток, регистрируемого с помощью гидравлического испарителя большой модели (Козлов, 1957, 1959; Константинов, 1953, 1960, 1963), установлено, что кривая хода испарения в светлую часть суток лучше всего аппроксимируется поло-

---

[1] При замене фактической величины коэффициента шероховатости $z_0=2$ см на $z_0=3$ см ошибка при расчете испарения в подавляющем большинстве случаев не выйдет за пределы 14% в сторону завышения, а при замене $z_0=4$ см на $z_0=3$ см эта ошибка будет меньше 10% в сторону занижения.

жительным полупериодом синусоиды с максимумом амплитуды в 13 час. (минимумом испарения в 1—4 часа ночи). Исходя из этого, автором (1953, 1955, 1963) была предложена следующая простая интерполяционная формула для определения величины среднего суточного испарения в мм/час по данным четырехсрочных измерений[1]:

$$E_{\text{ср. сут}} = \sum a_i E_i = \frac{1}{\pi} E_1 + \frac{1}{4} E_7 + \frac{1}{\pi} E_{13} + \frac{1}{4} E_{19}. \quad (117)$$

Суточная величина испарения $E_{\text{сут}}$ может быть получена путем умножения $E_{\text{ср. сут}}$ на 24 — количество часов в сутках, т. е.

$$E_{\text{сут}} = 24 E_{\text{ср. сут}}. \quad (118)$$

При пренебрежении испарением в ночные сроки величина суточного испарения может быть определена по формуле[2]

$$E_{\text{сут}} = 25\left(\frac{1}{4} E_7 + \frac{1}{\pi} E_{13} + \frac{1}{4} E_{19}\right). \quad (119)$$

При пятисрочных наблюдениях соответствующая интерполяционная формула примет вид

$$E_{\text{сут}} = 3(E_7 + 1{,}06E_{10} + 1{,}10E_{13} + 1{,}06E_{16} + E_{19}). \quad (120)$$

Эту формулу и рекомендуется использовать при расчете суточного испарения по данным срочных измерений. Для подобных расчетов может быть использована также интерполяционная формула Г. Х. Цейтина (1956), исследование точности которой производил В. Ф. Пушкарев (1959).

Величина испарения за интервалы времени, превышающие одни сутки, определяется как сумма суточных испарений, входящих в этот интервал.

Остановимся теперь на некоторых примерах расчета испарения по данным градиентных измерений.

Пример I. Требуется рассчитать интенсивность испарения за i-тый срок, исходя из следующих значений метеорологических элементов: $u_{2,0}—u_{0,2}=1{,}5$ м/сек.; $T_{0,2}—T_{2,0}=0{,}5°$; $e_{0,2}—e_{2,0}=0{,}6$ мб; $z_0=0{,}1$ см.

1. По значениям $u_{2,0}—u_{0,2}$ и $T_{0,2}—T_{2,0}$ с помощью приложения II определяем величину Ri_1. Она оказывается равной —0,017.

2. По значениям Ri_1 и z_0 с помощью приложения III определяем произведение γd_e. Оно оказывается равным 1,01.

3. В приложении VI находим произведение $A=0{,}79\ (u_{2,0}—u_{0,2})\times(e_{0,2}—e_{2,0})$, оно равно 0,071.

---

[1] Строго говоря, по подобной формуле должна определяться и величина среднесуточной температуры воздуха, средний суточный ход которой хорошо описывается синусоидой. То же относится и к определению среднего значения Ri.

[2] Как мы увидим ниже (§ 4.1.1), испарением с водной поверхности в ночное время пренебречь нельзя. Поэтому сроки производства градиентных измерений в этом случае должны быть сравнительно равномерно распределены в течение суток.

4. Умножаем величину $\gamma\alpha$ на A, получаем интенсивность испарения 0,072 мм/час за данный i-тый срок.

Пример II. Рассчитаем интенсивность испарения за i-тый срок при следующих значениях метеорологических элементов: $u_{1,0}=0{,}6$ м/сек., $T_{0,5}-T_{2,0}=0{,}8°$; $e_{0,5}-e_{2,0}=1{,}0$ мб; $z_0=1{,}0$ см.

1. По значению скорости ветра $u_{1,0}$ и разности температур $T_{0,5}-T_{2,0}$ с помощью развернутой формулы (96) определяем значение Ri_1, равное $-1{,}18$.

2. По значениям Ri_1 и z_0 с помощью приложения III определяем произведение $\gamma\alpha_e$. Оно оказывается равным 3,02.

3. Находим произведение

$$A=\frac{0{,}30}{\ln\frac{100}{z_0}}\,u_{1,0}\,(e_{0,5}-e_{2,0})=0{,}039.$$

4. Умножая $\gamma\alpha_e$ на A, получаем интенсивность испарения 0,118 мм/час за данный срок.

Пример III. Пусть за i-тый срок измерений исправленные величины разностей метеорологических элементов составили: $u_{2,0}-u_{0,2}=2{,}0$ м/сек.; $T_{0,2}-T_{2,0}=1{,}2°$; $e_{0,2}-e_{2,0}=1{,}0$ мб; $z_0=3{,}0$ см. Требуется определить интенсивность испарения при этих условиях.

1. С помощью приложения V по значениям $u_{2,0}-u_{0,2}$ и $T_{0,2}-T_{2,0}$ определяем B, которое оказывается равным 0,239.

2. Умножаем полученное B на разность $e_{0,2}-e_{2,0}$. В результате получаем искомую интенсивность испарения 0,239 мм/час при выбранных условиях.

Пример IV. Требуется определить суточное испарение $E_{\text{сут}}$, если рассчитанная интенсивность испарения за отдельные дневные сроки наблюдений составила: $E_7=0{,}05$ мм/час; $E_{10}=0{,}10$ мм/час; $E_{13}=0{,}15$ мм/час; $E_{16}=0{,}10$ мм/час и $E_{19}=0{,}05$.

Согласно формуле (20), имеем

$$E_{\text{сут}}=3\,(0{,}05+1{,}06\cdot 0{,}10+1{,}10\cdot 0{,}15+1{,}06\cdot 0{,}10+0{,}05)=1{,}42\text{ мм}.$$

2.3.3. Построение расчетных формул для определения испарения с использованием температуры увлажненной подстилающей поверхности

В ряде случаев можно использовать для практических расчетов испарения изложенную выше (2.3.1) методику даже тогда, когда отсутствуют данные градиентных измерений. При этом необходимо иметь данные о скорости ветра u_1, температуре T_2, влажности воздуха e_2 на одном из уровней и сведения о температуре подстилающей поверхности $T_{\text{п}}$. Для таких подстилающих поверхностей, влагозапасы которых не ограничены (вода, снег, предельно увлажненное паровое поле), величина температуры поверхности позволяет определить влажность примыкающего к ней воздуха $e_{\text{п}}$. Эти данные с учетом соотношений (67) и (68) позволяют определять вертикальные градиенты температуры и влажности воздуха, а следовательно, и турбулентный тепло- и влагообмен подстилающей поверхности с атмосферой.

Соответствующие расчетные формулы могут быть представлены в виде

$$k = \frac{\varkappa^2 z}{\ln \frac{z_1}{z_0}} u_1 \sqrt[4]{1 - \mathrm{Ri}} \approx \frac{\varkappa^2 z}{\ln \frac{z_1}{z_0}} u_1, \qquad (121)$$

где

$$\mathrm{Ri} = -\frac{gzm}{T_a} \frac{\ln^2 \frac{z_1}{z_0}}{\ln \frac{z_2}{z_0}} \frac{T_п - T_2}{u_1^2}. \qquad (122)$$

Вертикальный градиент температуры воздуха может быть представлен как

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -m\gamma \frac{T_п - T_2}{z \ln \frac{z_2}{z_0}}, \qquad (123)$$

а влажности

$$\frac{\partial e}{\partial z} = -m\delta\gamma \frac{e_п - e_2}{z \ln \frac{z_2}{z_1}}, \qquad (124)$$

где величина γ определяется из соотношения (51).

Общие расчетные формулы для определения турбулентных потоков тепла и влаги могут быть представлены в виде

$$P = \frac{\rho \varkappa^2 c_p m \alpha_T}{\ln \frac{z_1}{z_0} \ln \frac{z_2}{z_0}} u_1 (T_п - T_2) \text{ кал/см}^2 \text{ сек.}, \qquad (125)$$

$$E = \frac{10 \rho \varkappa^2 \delta m \alpha_e}{\ln \frac{z_1}{z_0} \ln \frac{z_2}{z_0}} u_1 (e_п - e_2) \text{ мм/сек.} \qquad (126)$$

Здесь величины α_T и α_e определяются из соотношений (96) и (97).

Перейдем к построению расчетных формул турбулентного влаго- и теплообмена для конкретных видов подстилающей поверхности. Поначалу выберем водную поверхность.

На сети озерных станций, как известно, измерение скорости ветра производится на высоте 1 м, а температуры и влажности воздуха — на высоте 2 м. Поэтому для получения расчетной формулы коэффициента турбулентного обмена (в значение которого мы условно включаем и величину коэффициента α) над водной поверхностью следует в выражениях (125), (126) и (96) положить $z = z_1 = 100$ см; $z_2 = 200$ см; $z_0 \approx 0{,}2$ см; $\varkappa = 0{,}38$; $g = 981$ см/сек.^{2}; $m = 0{,}5$; $T_a = 288°$.

Тогда получим

$$k_e = 233u_{100}\left(0{,}28 + 0{,}72\sqrt{1 + 0{,}56\,\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}^2}}\right) \approx$$

$$\approx 233u_{100}\left(1 + 0{,}20\,\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}^2}\right). \qquad (127)$$

Здесь и в последующих подобных формулах скорость ветра приводится в метрах в секунду, а выражение в скобках справедливо лишь для положительных значений разности его членов. При отрицательных значениях величину этой разности следует полагать равной нулю.

Из этого выражения, а также в соответствии с изложенным в § 2.2.3, следует, что величина k_e над водной поверхностью зависит от температурной стратификации атмосферы незначительно.

Выражение для расчета испарения, полагая $\rho = 1{,}25 \cdot 10^{-3}$ г/см^3, $\delta = 0{,}62 \cdot 10^{-3}$ 1/мб, примет вид

$$E = 0{,}14 \cdot 10^{-5}\left(1 + 0{,}20\,\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}^2}\right) u_{100}(e_п - e_{200}) \text{ мм/сек}. \qquad (128)$$

Эта формула дает возможность рассчитывать испарение с водной поверхности по данным наблюдений за скоростью ветра u_{100}, температурой и влажностью воздуха T_{200} и e_{200}, а также над температурой водной поверхности $T_п$. При этом испарение должно рассчитываться отдельно за каждый срок наблюдений, а уже затем суммироваться за сутки, декаду, месяц и т. д.

Более удобно при производстве практических расчетов пользоваться не срочными, а среднесуточными величинами исходных метеорологических элементов. Поэтому формулу (128) следует преобразовать и привести ее к виду, подобному виду известной эмпирической формулы Б. Д. Зайкова (1949):

$$E = (0{,}15 + 0{,}128u_{100})(e_п - e_{200}) \text{ мм/сут}. \qquad (129)$$

При $\tau = 1$ сут. формула (128) примет вид

$$E = \left(0{,}024\,\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}} + 0{,}121u_{100}\right)(e_п - e_{200}). \qquad (130)$$

Прежде чем сравнивать формулы (129) и (130), следует учесть следующие важные обстоятельства. Формула (130) справедлива для расчета испарения по данным срочных наблюдений, тогда как в формулу Зайкова входят осредненные суточные, декадные или месячные величины. Если бы величины u_{100} и $\Delta e = e_п - e_{200}$ не находились в корреляционной связи между собой, обусловленной в основном суточным ходом метеорологических

Характеристика корреляционных связей между метеорологи

Водоем	Период наблюдений	Число сроков	$r_{u\Delta e}$	σ_u	$\sigma_{\Delta e}$	C_u	$C_{\Delta e}$
							Водная
Веселовское водохранилище	V—X 1949 г.	190	—0,27	1,56	5,26	0,64	0,65
Ладожское озеро	VIII—IX 1951 г.	78	—0,14	0,73	1,94	0,27	0,43
Валдайское озеро	V—VIII 1952 г.	287	—0,13	1,75	2,48	0,52	0,50
Белое море	VI—VIII 1937 г.	214	—0,27	2,18	1,82	0,49	1,07
Каспийское море	II, III и IX 1936 г.	161	—0,24	2,38	1,14	0,40	1,03
							Снег
ВНИГЛ	III—IV 1946 г.	109	0,12	2,41	0,74	0,64	0,41
„	III—IV 1947 г.	107	0,27	2,27	0,49	0,61	0,37
„	I—III 1951 г.	96	0,28	2,34	0,87	0,72	0,27
„	II—III 1952 г.	88	0,31	2,55	0,95	0,68	0,25
Каменная степь	III—IV 1950 г.	207	0,35	2,91	0,03	1,08	0,24
„ „	III—IV 1952 г.	165	0,23	2,54	0,11	0,91	0,26
Сальские степи	II—III 1949 г.	118	0,07	2,66	—0,02	0,60	0,31

элементов, то в формулу (130), точно так же как и в формулу (129), можно было бы подставить средние значения входящих в нее величин за любой промежуток времени и получать величины испарения за соответствующий период. Однако анализ экспериментальных данных показывает, что эта корреляционная связь существует и ее необходимо учитывать.

Значение коэффициента корреляции $r_{u\Delta e}$ между u и Δe может быть получено по формуле

$$r_{u,\,\Delta e} = \frac{\frac{1}{n}\sum \overline{u\,\Delta e} - \overline{u}\,\overline{\Delta e}}{\sigma_u \sigma_{\Delta e}}, \qquad (131)$$

где n — число сроков наблюдений, входящих в осреднение; $\overline{u}$ и $\overline{\Delta e}$ — средние значения величин u и Δe за период наблюдений; $\sum \overline{u\Delta e}$ — сумма произведений $u\Delta e$, взятых за каждый срок в отдельности; σ_u и $\sigma_{\Delta e}$ — средние квадратичные отклонения величин u и Δe. Это выражение может быть представлено как

$$\sum \overline{u\,\Delta e} = n\overline{u}\,\overline{\Delta e}\left(1 + r_{u\,\Delta e}\frac{\sigma_u}{u}\frac{\sigma_{\Delta e}}{\Delta e}\right) = n\overline{u}\,\overline{\Delta e}(1 + r_{u\,\Delta e}C_u C_{\Delta e}), \qquad (132)$$

где C_u и $C_{\Delta e}$ — коэффициенты вариации градиента скорости ветра и влажности воздуха.

Таблица 17

ческими элементами над водной поверхностью и снегом

$rC_uC_{\Delta e}$	$1+rC_uC_{\Delta e}$	$\bar{u}$	$\bar{e}_п-\bar{e}_{200}$	$\overline{u(e_п-e_{200})}$	$\bar{u}(\bar{e}_п-\bar{e}_{200})$	$\frac{\overline{u(e_п-e_{200})}}{\bar{u}(\bar{e}_п-\bar{e}_{200})}$	$\bar{e}_п$	$\bar{e}_{200}$	$\bar{e}_п-\bar{e}_{200}$	$\frac{\bar{e}_п-\bar{e}_{200}}{\bar{e}_п-\bar{e}_{200}}$
поверхность										
—0,112	0,888	2,80	8,20	22,98	20,80	0,911	20,70	12,50	8,20	1,00
—0,016	0,984	2,70	4,45	12,00	11,80	0,984	19,60	15,30	4,30	1,03
—0,034	0,966	3,20	5,32	17,00	16,45	0,969	18,20	13,30	4,90	1,08
—0,141	0,859	4,47	1,69	7,52	6,50	0,864	10,60	8,95	1,65	1,01
—0,098	0,902	5,75	1,03	5,52	5,04	0,913	5,50	4,50	1,00	1,03
Снег										
0,032	1,03	3,76	1,81	6,80	6,92	1,02	4,45	2,73	1,72	1,06
0,060	1,06	3,72	1,33	4,95	5,41	1,09	5,65	4,43	1,22	1,09
0,054	1,05	3,22	0,34	1,10	1,17	1,06	2,64	2,32	0,32	1,06
0,052	1,05	4,02	0,41	1,65	1,74	1,05	2,78	2,40	0,38	1,08
0,091	1,09	2,69	0,11	0,29	0,32	1,10	5,11	5,01	0,11	1,00
0,054	1,05	2,78	0,44	1,23	1,25	1,02	4,92	4,56	0,36	1,21
0,012	1,01	4,44	—0,06	—0,27	—0,27	1,00	5,41	5,47	—0,06	1,00

Из структуры формулы (132) видно, что член $1+r_{u\Delta e}C_uC_{\Delta e}$ является поправочным коэффициентом, учитывающим наличие корреляционных связей между u и Δe. Анализ экспериментальных данных (табл. 17) показывает, что величина $r_{u\Delta e}$ над водной поверхностью отрицательна, вследствие чего и величина поправочного коэффициента получается меньше единицы. Среднее значение коэффициента $1+r_{u\Delta e}C_uC_{\Delta e}$ оказалось равным 0,93, что мы и примем в дальнейших приближенных расчетах.

В табл. 17 для контроля приведены величины $\bar{u}$ $\overline{\Delta e}$, $\overline{u\Delta e}$ и $\frac{\frac{1}{n}\sum\overline{u\Delta e}}{\overline{u\Delta e}}$. Удовлетворительное согласование величины $1+r_{u\Delta e}C_uC_{\Delta e}$ с величиной $\frac{\frac{1}{n}\sum\overline{u\Delta e}}{\overline{u\Delta e}}$ для каждого случая в отдельности подтверждает правильность применяемого способа учета корреляционных связей метеорологических элементов, определяющих величину испарения с водной поверхности.

Другим важным обстоятельством, которое необходимо учитывать при сопоставлении формул (129) и (130), является нелинейность зависимости насыщающей влажности воздуха e_{max} от его температуры. Вследствие этой нелинейности появляется отличие

величины $\overline{e_п} - \overline{e_{200}}$ от соответствующей величины $\overline{e_п - e_{200}}$. Можно принять, что $\overline{e_п - e_{200}} = b(\overline{e_п} - \overline{e_{200}})$, где $b = f(T_{ср}, A_T)$ — эмпирический коэффициент. Как следует из работы Э. М. Ольдекопа (1917), величина этого коэффициента должна расти вместе с ростом средней температуры воздуха и с амплитудой ее колебания. Поэтому над почвой величина коэффициента b максимальна, над снегом — много меньше, а над водной поверхностью — совсем мала, так как температура поверхности воды вследствие динамического обмена с нижележащими слоями меняется в течение суток незначительно. С ростом периода осреднения величина b возрастает, так как при больших периодах осреднения начинает влиять сезонное изменение температуры поверхности воды.

Обработка данных измерений, произведенных над водоемами, расположенными в различных климатических условиях (табл. 17), показала, что величина коэффициента b растет с уменьшением размера водоема. При использовании средней температуры поверхности воды за сезон величина b составляет примерно 1,08 (т. е. ее неучет приводит к занижению величины $\overline{e_п} - \overline{e_{200}}$, а вместе с ней и испарения с водной поверхности на 8%). Для месячных сроков этот коэффициент равен 1,03, а для декадных — около 1,01. При дальнейших расчетах мы будем полагать величину коэффициента b равной 1,03.

Умножая величину коэффициента при u_{100} формулы (130), равную 0,121, на поправочные коэффициенты 0,93 и 1,03, получим 0,116, что вполне совпадает с коэффициентом при u_{100}, полученным Б. Д. Зайковым из обработки экспериментальных данных. Поскольку член $0{,}116u_{100}$ в формуле (130) намного превосходит по величине член $0{,}024\dfrac{T_п - T_{200}}{u_{100}}$ и в основном определяет собой величину испарения, то его согласование с подобным членом формулы Б. Д. Зайкова говорит о пригодности формулы (130) для практических расчетов. Факт совпадения указанных коэффициентов свидетельствует о правильности аналитических связей, установленных нами при рассмотрении профилей метеорологических элементов в естественных условиях.

Следует отметить, что формула (130) имеет некоторое преимущество перед формулой (129), поскольку учитывает влияние на испарение температурной стратификации атмосферы. Кроме того, при выводе этой формулы показан способ учета шероховатости водной поверхности, если последняя отличается от средней шероховатости, принятой нами при выводе формулы (130).

В полученной нами формуле коэффициент при u_{100} оказался меньшим, чем соответствующий коэффициент в формуле Зайкова, примерно на 10%. Этот факт может быть объяснен некоторым завышением испарения, определяемого по формуле Зайкова, поскольку последняя получена на основании обобщения величин

измеренного испарения с бассейнов и небольших водоемов. Подробнее это обстоятельство будет рассмотрено ниже (4.1). Оно хорошо согласуется с выводом А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954), которые отмечают, что расчеты по формуле Б. Д. Зайкова дают завышение величин испарения в среднем на 10—15%.

Что касается средней величины коэффициента при термическом члене формулы (130), равного $0{,}024\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}}$, то она может быть приближенно оценена следующим образом. В формуле Зайкова величина свободного члена, равная 0,15, соответствует испарению при скорости ветра, равной нулю. Но в естественных условиях абсолютного штиля не бывает, а часто наблюдаемые случаи $u=0$ объясняются недостаточной чувствительностью анемометров. Для этой цели обычно используют чашечные анемометры, порог чувствительности которых составляет в лучшем случае 0,5 м/сек. Поэтому все скорости ветра, будь то 0,1, 0,3 или 0,5 м/сек., анемометром показываются как нулевые. Для приближенной оценки величины термического члена примем истинную скорость ветра при штиле, равной в среднем 0,25 м/сек.

Среднее значение величины $T_п - T_{200}$ над водоемами было определено нами ранее (Константинов, 1952) по данным, послужившим основой для вывода формулы Зайкова. Оно оказалось равным 1,5°. Исходя из этих величин, получим среднее значение термического члена равным 0,14, что удовлетворительно согласуется с соответствующей величиной в формуле Зайкова.

Таким образом, принятая нами методика исследования позволила построить полуэмпирическим путем формулу для расчета испарения с водной поверхности и выяснить физический смысл входящих в нее членов. Окончательный вид формулы для расчета испарения с водной поверхности по средним характеристикам метеорологических элементов следующий:

$$E=\left(0{,}024\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}}+0{,}116u_{100}\right)(e_п - e_{200})\ \text{мм/сут}. \qquad (133)$$

Формула для расчета интенсивности турбулентного теплообмена водной поверхности с атмосферой имеет вид

$$P=5{,}04\cdot 10^{-5}\left(1+0{,}28\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}^2}\right)u_{100}(T_п - T_{200})\ \text{кал/см}^2\text{сек}. \qquad (134)$$

Принимая расчетный период равным 1 суткам и учитывая корреляционную связь между величинами u_{100} и $\Delta T=T_п - T_{200}$, получим

$$P=4{,}35\left(1+0{,}28\frac{T_п - T_{200}}{u_{100}^2}\right)u_{100}(T_п - T_{200})\ \text{кал/см}^2\text{сут}. \qquad (135)$$

Для того чтобы эту формулу привести к тому же виду, что и формула (130) для расчета испарения, следует принять среднее значение $T_п - T_{200}$ равным 1,5°, а скорость ветра при штиле положить равной 0,25 м/сек. Тогда получим

$$P = (7{,}30 + 4{,}35u_{100})(T_п - T_{200}) \text{ кал/см}^2 \text{ сут.} \qquad (136)$$

Формулы (135) и (136) дают возможность рассчитать турбулентный теплообмен водной поверхности с атмосферой по средним характеристикам скорости ветра, температуры воды и воздуха за сутки, декаду, месяц и т. д.

Перейдем к построению расчетных формул для определения испарения и турбулентного теплообмена с поверхности снега.

Для расчета коэффициента турбулентного обмена $k_e = k\alpha_e$ над снежной поверхностью по данным метеорологических станций следует принять высоту измерений скорости ветра равной высоте флюгера ($z_1 = 1000$ см), высоту измерения температуры и влажности воздуха равной 200 см, а z_0 равной в среднем 0,20 см. При этих условиях получим

$$k_e = 170u_{1000}\left(1 + 0{,}37\frac{T_п - T_{200}}{u_{1000}^2}\right). \qquad (137)$$

Из этого выражения следует, что величина k_e над снегом, как и над водной поверхностью, мало зависит от температурной стратификации.

Выражение для расчета испарения с поверхности снега (при $\rho = 1{,}3 \cdot 10^{-3}$ г/см^3) имеет вид

$$E = 10^{-6}\left(1 + 0{,}37\frac{T_п - T_{200}}{u_{1000}^2}\right)u_{1000}(e_п - e_{200}) \text{ мм/сек.} \qquad (138)$$

Из табл. 17 видно, что средняя величина поправочного коэффициента, характеризующего наличие корреляционных связей между величинами $e_п - e_{200}$ и u_{1000}, определяющими испарение со снежного покрова, равна 1,05. Учет нелинейности зависимости насыщающей влажности от температуры воздуха сводится к введению промежуточного множителя b, численное значение которого оказалось 1,07. Полагая расчетный период равным 1 суткам, получим формулу для расчета величин суточного испарения со снежного покрова в виде

$$E = \left(0{,}018\frac{T_п - T_{200}}{u_{1000}} + 0{,}097u_{1000}\right)(e_п - e_{200}) \text{ мм/сут.} \qquad (139)$$

Наиболее обоснованной эмпирической формулой для расчета испарения со снежной поверхности является формула П. П. Кузьмина (1953), которая может быть представлена в виде

$$E = (0{,}180 + 0{,}098u_{1000})(e_п - e_{200}) \text{ мм/сут.} \qquad (140)$$

Мы видим, что здесь, как и в случае водной поверхности, величины коэффициентов при u_{1000} в формулах (139) и (140), определяющих собой в основном величину испарения со снега, практически совпали. Это обстоятельство еще раз подтверждает правильность зависимостей, полученных при анализе вертикальных профилей метеорологических элементов в приземном слое атмосферы. При этом формула (139) является дальнейшим обобщением формулы Кузьмина, поскольку в ней учитывается влияние на испарение со снега температурной стратификации атмосферы, а также показан способ учета шероховатости поверхности. Последнее обстоятельство весьма существенно, поскольку параметр z_0 для снежного покрова меняется в весьма широких пределах.

Формулу (140) использовал Н. П. Русин (1961) при расчете испарения с поверхности снега в Антарктиде. Полученные им величины хорошо согласовались с величинами испарения, рассчитанными методом турбулентной диффузии.

Формула для расчета турбулентного теплообмена поверхности снежного покрова с атмосферой может быть представлена в виде

$$P = 3{,}68 \cdot 10^{-5}\left(1 + 0{,}53\,\frac{T_п - T_{200}}{u_{1000}^2}\right) \times$$
$$\times (T_п - T_{200})\,u_{1000} \text{ кал/см}^2 \text{ сек.} \qquad (141)$$

Для получения расчетной формулы турбулентного теплообмена по среднесуточным, среднедекадным или среднемесячным величинам скорости ветра, температуры воздуха и поверхности снега следует учесть корреляционные связи между u_{1000} и $T_п - T_{200}$, а также принять расчетный период равным 1 суткам. При этом окончательно получим

$$P = 3.42\left(1 + 0{,}53\,\frac{T_п - T_{200}}{u_{1000}^2}\right) \times$$
$$\times (T_п - T_{200})\,u_{1000} \text{ кал/см}^2 \text{ сут.} \qquad (142)$$

В заключение рассмотрим формулы для расчета тепло- и влагообмена поверхности почвы, лишенной растительности, с атмосферой. Среди многочисленных метеорологических станций Советского Союза нередко можно встретить такие станции, на которых площадки для наблюдений окружены почвой, лишенной растительности (паровые поля, пески и т. д.), а состояние участка, где производится измерение температуры поверхности почвы, близко к состоянию почвы территории, окружающей станцию. В таких случаях по данным метеорологической станции можно рассчитать интенсивность турбулентного обмена, теплообмена, а иногда и испарение с поверхности почвы.

В этом случае расчеты могут быть произведены по формулам (121)—(126) с учетом вида подстилающей поверхности, а точнее

ее шероховатости. Например, при $z_0=1{,}0$ см, $z_1=1000$ см и $z_2=200$ см величины коэффициентов турбулентного обмена k_T и k_e могут быть определены из соотношений

$$k_T=208\left(1+2{,}15\,\frac{T_{\text{п}}-T_{200}}{u_{1000}^2}\right)u_{1000}; \tag{143}$$

$$k_e=208\left(1+1{,}55\,\frac{T_{\text{п}}-T_{200}}{u_{1000}^2}\right)u_{1000}. \tag{144}$$

Для расчета интенсивности турбулентного теплообмена можно пользоваться формулой

$$P=5{,}9\cdot 10^{-5}\left(1+2{,}15\,\frac{T_{\text{п}}-T_{200}}{u_{1000}^2}\right)\times$$
$$\times u_{1000}\,(T_{\text{п}}-T_{200})\ \text{кал/см}^2\ \text{сек}. \tag{145}$$

Учитывая корреляционные связи между величинами $T_{\text{п}}-T_{200}$ и u_{1000}, получим формулу для расчета турбулентного теплообмена поверхности почвы, лишенной растительности, с атмосферой по среднесуточным, декадным или месячным метеорологическим характеристикам, даваемым сетью метеорологических станций:

$$P=5{,}1\left(1+2{,}15\,\frac{T_{\text{п}}-T_{200}}{u_{1000}^2}\right)u_{1000}\,(T_{\text{п}}-T_{200})\ \text{кал/см}^2\ \text{сек}. \tag{146}$$

При расчете испарения с почвы, лишенной растительности, можно рассмотреть случай, когда поверхность почвы предельно увлажнена, т. е. уровень капиллярной каймы доходит до поверхности почвы и все почвенные поры заполнены водой. Такое состояние бывает после снеготаяния, дождей и поливов, а также в случае высокого стояния уровня грунтовых вод. В этом случае влажность припочвенного воздуха можно определить по температуре ее поверхности как насыщающую влажность. Расчетная формула испарения с почвы при $z_0=1$ см примет вид

$$E=0{,}148\cdot 10^{-5}\left(1+1{,}55\,\frac{T_{\text{п}}-T_{200}}{u_{1000}^2}\right)\times$$
$$\times u_{1000}\,(e_{\text{п}}-e_{200})\ \text{мм/сек}. \tag{147}$$

Полагая период осреднения равным 1 суткам и учитывая определяющие корреляционные связи, а также нелинейность зависимости $e_{\text{п max}}$ от $T_{\text{п}}$, можно представить формулу для расчета испарения с увлажненной поверхности почвы, лишенной растительности, в виде

$$E=0{,}132\left(1+1{,}55\,\frac{T_{\text{п}}-T_{200}}{u_{1000}^2}\right)u_{\text{п}}\,(e_{1000}-e_{200})\ \text{мм/сек}. \tag{148}$$

3. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ ПО ТЕМПЕРАТУРЕ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА, ИЗМЕРЕННЫМ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

Для решения многих практических вопросов, возникающих при проектировании гидротехнических и агролесомелиоративных мероприятий, необходимы сведения об испарении с больших территорий. При этом оперируют обычно со средними многолетними величинами испарения (нормами), которые могут быть определены лишь при использовании различных гидрометеорологических характеристик, измерявшихся в прошлые годы. Естественно, что в таких случаях методы испарителей (1.1) и турбулентной диффузии (2.3) не могут быть использованы. Для этих целей прибегают к методам, основанным на использовании уравнений водного или теплового балансов, к методу, базирующемуся на совместном рассмотрении составляющих водного и теплового балансов, и к различным эмпирическим формулам и графикам.

Однако изложение этих методов выходит за рамки настоящей монографии. Их описание можно найти в ряде статей и специальных монографий [Иванов, 1939; Будыко, 1948, 1956; Будыко, Зубенок, 1961; Пенман (Penman), 1956; Тюрк, 1958; Мезенцев, 1957; Будаговский, 1964, 1965; Константинов, 1963; Шашко, 1961; Слейтер и Маклрой, 1964 и др.].

Для расчета величин испарения для сравнительно большой территории (область, район, территория отдельного хозяйства) необходимо иметь простую и вместе с тем достаточно надежную методику его определения. Получение характеристик распределения испарения по данным непосредственных измерений этого элемента для больших территорий оказывается невозможным из-за недостаточной густоты сети станций и отсутствия необходимой продолжительности периода наблюдений. Различные эмпирические методы расчета испарения, как правило, не обладают нужной точностью. Методы турбулентной диффузии и теплового баланса предполагают наличие данных градиентных измерений,

которые проводятся в ограниченном числе пунктов. Методика расчета испарения с больших территорий, используемая М. И. Будыко (Будыко, 1956; Будыко и Зубенок, 1961), не дает возможности характеризовать нормы испарения и их величины за конкретный год с нужной детализацией.

Все это говорит о том, что в настоящее время отсутствует методика, позволяющая определить с нужной для практики оперативностью величины и распределение испарения по территории. Поэтому основной трудностью, возникающей при анализе режима испарения в природе, является разработка такой методики, которая позволяла бы рассчитывать как среднегодовые значения, так и сезонный ход испарения в различных почвенно-климатических и конкретных погодных условиях. При этом методика должна быть максимально простой и оперативной.

Естественно, что для этой цели могли быть использованы лишь наиболее широко представленные метеорологические данные, получаемые на сети метеорологических станций. Такими данными являются температура и влажность воздуха. Обоснование методики расчета испарения по температуре и влажности воздуха излагается ниже.

3.1. ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ПОЧВЫ, ВОДЫ И СНЕГА ПО ТЕМПЕРАТУРЕ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА, ИЗМЕРЕННЫМ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

В настоящей главе излагается методика расчета испарения в естественных условиях с поверхности суши, воды и снега, не требующая производства дополнительных наблюдений, кроме тех, которые проводят сетевые метеорологические станции. Для определения испарения нужны лишь данные о средней температуре и влажности воздуха за расчетный период, измеренные в психрометрических будках. Разработанная методика дает возможность определять суточный и сезонный ход испарения, а также величины среднего многолетнего испарения в различных климатических условиях.

3.1.1. Связь вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра со значениями температуры и влажности воздуха, измеренными на метеорологических станциях

В основе предлагаемой методики лежит схема расчета испарения по градиентным данным, изложенная в § 2.3.1. Для использования схемы необходимо знать скорость ветра по крайней мере на одной высоте, температуру и влажность воздуха на двух.

На метеорологических станциях, как известно, все эти метеорологические элементы измеряются на одной высоте. Значения температуры и влажности воздуха на другом уровне могут быть определены косвенным путем, который заключается в следующем. Выбирается второй (нижний) уровень измерений, и по данным градиентных наблюдений определяются значения метеорологических элементов на этом уровне. Затем строятся эмпирические связи разности величин метеорологических элементов на верхнем и нижнем уровнях с температурой и влажностью воздуха на высоте 2 м. В последние вносится поправка, обусловленная запаздыванием суточного и сезонного хода этих элементов на уровне 2 м по сравнению с подобным ходом на уровне подстилающей поверхности. Полученные из этой связи величины градиента температуры и влажности воздуха используются при расчете интенсивности испарения методом турбулентной диффузии.

Для повышения точности метода за нижнюю высоту измерений принят уровень, наиболее близко расположенный к поверхности, с тем чтобы разность температур и влажности воздуха на данном уровне и на высоте 2 м была максимальной. Этот уровень совпадает с верхней границей слоя шероховатости. Способ определения высоты последнего, т. е. величины коэффициента z_0 для отдельных сроков измерений изложен выше (§ 2.2.1).

Наиболее сложным вопросом в разработке методики расчета испарения по данным метеорологических станций является определение вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, обусловливающих испарение за рассматриваемый промежуток времени.

Анализ многочисленных вертикальных профилей в естественных условиях приводит к выводу, что вертикальный градиент температуры в приземном слое непосредственно зависит от температуры и влажности воздуха, примыкающего к поверхности. Это обстоятельство связано со значительно меньшими изменениями в течение суток и сезона температуры и влажности воздуха на высоте 2 м по сравнению с подобными изменениями, характерными для слоев воздуха, непосредственно примыкающих к подстилающей поверхности. Поэтому и вертикальные градиенты этих элементов в первую очередь определяются их значениями на нижнем уровне. При влажности воздуха, близкой к насыщению, вертикальный градиент температуры в естественных условиях обычно приближается к нулю. При влажности, равной или превышающей насыщенную, наблюдается конденсация водяных паров, связанная обычно с инверсией температуры. При сверхравновесной стратификации имеет место недостаток насыщения, причем бóльшая неустойчивость стратификации соответствует большему иссушению воздуха. Вследствие того что на метеорологических станциях не имеется данных по температуре и влажности воздуха, примыкающего к поверхности, мы вынуж-

дены использовать значения этих элементов, измеренных на высоте 2 м. При этом возникает ряд трудностей. Во-первых, амплитуда изменений температуры и влажности воздуха на уровне 2 м гораздо меньше амплитуды у поверхности. Это обстоятельство снижает точность связей вертикальных градиентов со значениями температуры и влажности воздуха, но не меняет ее сущности. Во-вторых, и это главное, ход температуры и влажности воздуха на высоте 2 м имеет выраженный суточный и сезонный сдвиг по сравнению с ходом подобных характеристик припочвенного воздуха.

Если попытаться связать значения разности температуры и влажности воздуха на верхнем уровне слоя шероховатости (T_0 и e_0) и на высоте 2 м ($T_{2,0}$ и $e_{2,0}$), т. е. значения величин $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$ с температурой $T_{2,0}$ (ось абсцисс) и влажностью воздуха $e_{2,0}$ (ось ординат), измеренными на метеорологических станциях в психрометрических будках, то можно убедиться, что вследствие упомянутого суточного сдвига для дневных и ночных условий эта связь носит различный характер.

В утренние и дневные часы суток обычно наблюдается сверхравновесная стратификация атмосферы, при которой температура воздуха на верхнем уровне слоя шероховатости превосходит температуру на высоте 2 м. В вечерние и ночные часы преобладают инверсионные условия, при которых температура слоев воздуха, примыкающих к поверхности, вследствие выхолаживания опускается ниже температуры воздуха на высоте 2 м. Подобная, но более сложная картина наблюдается и с ходом влажности воздуха.

Для того чтобы построить связь вертикального градиента температуры с температурой и влажностью воздуха, измеряемыми на метеорологической станции, необходимо учесть запаздывание хода температуры и влажности воздуха на высоте 2 м по сравнению с поверхностью почвы.

Иными словами, необходимо сделать так, чтобы максимум температуры воздуха совпал по времени с максимумом температуры почвы, т. е. необходимо искусственно добиться синхронизации суточного хода температуры воздуха на высоте 2 м и у поверхности почвы.

Суточный ход температуры поверхности почвы определяется в основном интенсивностью солнечной радиации. Максимальные значения температуры поверхности почвы наблюдаются около 13 час. и минимальные, как правило, перед восходом солнца. Соответствующие максимумы и минимумы температуры воздуха сдвигаются на более позднее время (в среднем на 2—3 часа). Это хорошо прослеживается в дни с переменной облачностью. При появлении тени от облака температура поверхности почвы резко снижается и остается сравнительно низкой в течение всего времени прохождения тени над данным пунктом. Температура

же воздуха на высоте 2 м при появлении тени остается практически неизменной и может несколько понизиться лишь спустя некоторое время, часто уже после того, как тень от облака вышла за пределы пункта наблюдений. Этой пониженной температуре воздуха соответствует не та температура поверхности почвы, которая наблюдается в данный момент, а та, которая была на поверхности за некоторое время до этого. Аналогичным образом происходит и турбулентный влагообмен (испарение) поверхности почвы с атмосферой.

Для того чтобы привести температуру воздуха в соответствие с температурой поверхности почвы, в наших предыдущих работах (Константинов, 1961, 1962, 1963; Константинов, Кудина, 1962) кривая суточного хода температуры воздуха сдвигалась справа налево и совмещалась с максимумом в 13-часовой срок. Различие этой симметричной относительно полудня кривой и старой фактической кривой определяло в разные сроки поправку к измеренной температуре воздуха. Благодаря поправке измеренная температура соответствовала стационарной связи температуры почвы с температурой воздуха, т. е. определяла собой вертикальный профиль температуры воздуха между рассматриваемыми уровнями. Подобным образом была получена и поправка к влажности воздуха.

Способ введения поправок на инерционность сезонного хода метеорологических элементов в принципе тот же самый. Только максимумы кривых фактического хода температуры и влажности воздуха совмещались с 22/VI — периодом максимальной величины приходящей солнечной радиации.

Здесь следует отметить, что для расчетных схем нужно знать величину запаздывания температуры и влажности воздуха на высоте 2 м по сравнению с суточным и сезонным ходом этих элементов у поверхности почвы не для отдельного значения, а для установившегося квазистационарного режима. Это означает, что в данном случае время, необходимое для достижения уровня 2 м импульсом температуры, обусловленным мгновенным повышением или понижением температуры подстилающей поверхности, не является характерным, оно соответствует только началу роста температуры воздуха на рассматриваемом уровне. Процесс повышения температуры на этом уровне обычно происходит сравнительно медленно вследствие отдачи тепла в выше лежащие слои, обусловленной турбулентным теплообменом. Поэтому максимальная температура на уровне 2 м наступает лишь после того, как выше лежащие слои воздуха также несколько прогреются, после чего отток тепла из слоя воздуха, лежащего на высоте 2 м, в выше лежащие слои снизится.

В описанном выше способе введения поправок на запаздывание максимумов кривых фактического сезонного и суточного хода температуры и влажности воздуха на высоте 2 м имеются суще-

ственные недостатки. Главным из них является отсутствие учета суточного и сезонного хода интенсивности турбулентного обмена, обусловливающего разную скорость вертикального переноса субстанции тепла и влаги в дневных и ночных условиях. Днем, как известно, интенсивность турбулентного обмена возрастает. Вследствие этого и время, необходимое для переноса тепла и влаги от подстилающей поверхности до уровня 2 м, сокращается. Ночью продолжительность этого периода увеличивается. Если не учитывать это обстоятельство, то получим значительные ошибки в величинах суточных поправок. Такие же ошибки наблюдаются в сезонном ходе интенсивности турбулентного обмена, но только они выражены менее отчетливо.

Правильный способ введения поправки на инерционность должен исходить из учета фактического времени, проходящего с момента повышения или понижения температуры подстилающей поверхности до момента повышения или понижения температуры воздуха на уровне 2 м. При этом под температурой поверхности следует понимать не осредненное во времени, а мгновенное значение температуры деятельного слоя, измеренное каким-либо безынерционным способом. Такие методы в последнее время находят все более широкое применение. Данные измерений температуры поверхности оголенной почвы, проводимых на метеорологических станциях с помощью ртутных термометров, могут применяться для этой цели только с существенными оговорками. Последнее обусловлено следующими причинами. Во-первых, температурный режим участка оголенной почвы существенно отличается от температурного режима поверхности окружающего травостоя вследствие различий альбедо и условий тепло- и влагообмена с прилегающими слоями воздуха и ниже лежащими слоями почвы. Во-вторых, срочные ртутные термометры инерционны и поэтому не могут дать мгновенных значений температуры. И, наконец, срочные термометры измеряют не температуру поверхности, а среднюю температуру слоев почвы и воздуха, примыкающих к поверхности, толщиной в несколько миллиметров.

Все же следует заметить, что попытки использования величин температуры поверхности почвы для определения размера поправок, сделанные А. А. Левенко (1966б), дали положительные результаты.

С целью получения количественной оценки инерционности процесса теплопередачи в приземном слое воздуха летом 1962 г. на базе лаборатории физики приземного слоя УкрНИГМИ в с. Жовтневе Днепропетровской области были проведены специальные эксперименты. Температура подстилающей поверхности при этом определялась несколькими способами: ртутными термометрами, термопауком и радиационным методом. Подробное сравнение результатов этих измерений, а также описание приме-

нявшегося радиационного метода приведено в работе Н. И. Гойсы (1964). Кроме того, для указанной цели были использованы данные измерений температуры в Киеве на участке парового поля в сентябре 1961 г. и на снежной поверхности в январе 1963 г.

По экспериментальным данным были построены характеристики суточного хода температуры подстилающей поверхности и воздуха, радиационного баланса и эффективного излучения. Чтобы получить отчетливый сдвиг во времени кривых суточного хода различных элементов, для характеристики последних были использованы не абсолютные, а относительные значения этих элементов, которые определялись из выражения

$$\varphi = \frac{T_t - T_{\min}}{T_{\max} - T_{\min}}, \qquad (149)$$

где $T_{\max}$ и $T_{\min}$ — максимальное и минимальное в суточном ходе значения температуры; T_t — температура в определенное время суток.

Соответствующим образом определялись значения φ для влажности воздуха e, радиационного баланса R и эффективного излучения $E_{эф}$.

На рис. 44 представлен суточный ход величин φ. Из этого рисунка следует, что во все сезоны года имеет место существенный сдвиг вправо кривой суточного хода температуры воздуха по сравнению с кривой температуры поверхности почвы. В соответствии с изложенным выше наблюдается существенное различие в степени инерционности процесса теплопередачи в предполуденные и послеполуденные часы суток. Так, до полудня этот сдвиг составляет 35—60 мин., а после полудня — почти три часа. Как указывалось, это различие вызвано особенностями суточного хода интенсивности турбулентного обмена. Из полученного вывода, естественно, следует, что простой параллельный сдвиг кривой суточного хода температуры воздуха для определения соответствующих поправок на инерционность процесса теплопередачи должен приводить к существенным ошибкам.

Характер сдвига кривых суточного хода температуры воздуха и почвы существенно зависит от адвекции тепла. Об этом свидетельствуют данные, полученные 30 и 31/I 1963 г. В первой половине суток 30/I стояла холодная малооблачная погода. При этом наблюдался нормальный, ненарушенный ход температуры. Ночью 30/I вследствие вторжения теплых масс температура воздуха и почвы начала непрерывно расти и за сутки с 23 час. 00 мин. 30/I до 23 час. 00 мин. 31/I поднялась на 12°. Поэтому характер теплообмена в приземном слое и суточный ход температуры существенно изменились. Из рис. 44 *г* видно, что 31/I температура воздуха росла быстрее, чем температура почвы, вследствие чего кривая суточного хода температуры поверхности почвы оказывается сдвинутой вправо (примерно на полчаса).

Последнее означает, что в этом случае не воздух нагревается от подстилающей поверхности, а, наоборот, подстилающая поверхность нагревается от воздуха.

Рассмотренный пример влияния адвекции тепла на характер теплообмена в приземном слое показывает, что для одного и того же времени суток и для одного и того же сезона года сдвиг

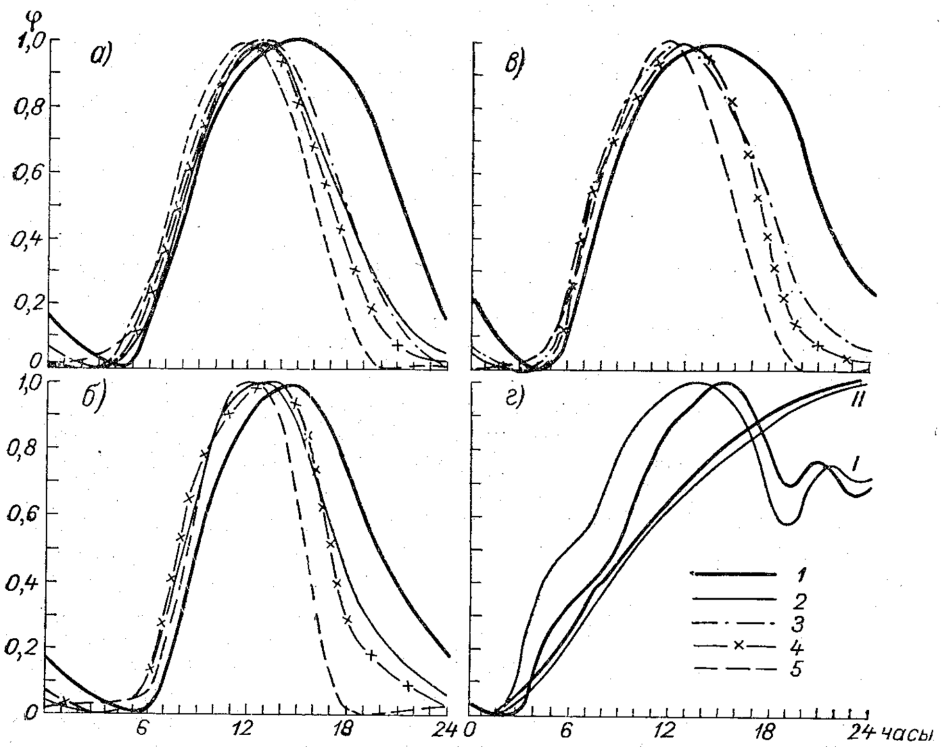


Рис. 44. Суточный ход температуры воздуха $T°$ (*1*), эффективного излучения $E_{эф}$ (*4*), радиационного баланса R (*5*) и температуры почвы, измеренной ртутными термометрами $T_{п.\,рг}$ (*2*) радиационным методом $T_{п.\,рад}$ (*3*).

а — оголенная почва и *б* — степная растительность при ясном небе в июне 1962 г.; *в* — оголенная почва при ясном небе в сентябре 1961 г.; *г* — снежный покров 30/I 1963 г. (*I*) и 31/I 1963 г. (*II*).

кривых хода температуры почвы и воздуха может быть как положительным, так и отрицательным, причем это будет определяться интенсивностью адвективного переноса тепла.

В приведенных выше примерах за температуру подстилающей поверхности оголенной почвы и снежного покрова принимались данные ртутных термометров. Как указывалось, эти данные обладают существенными недостатками. Чтобы установить, насколько близкими к истинной температуре являются показания ртутных термометров, на рис. 44 *а* рядом с данными, полу-

ченными по ртутному термометру, нанесен суточный ход радиационной температуры. Сравнение этих двух кривых показывает, что ртутный термометр инерционен (это понятие в рассматриваемом случае включает не только собственную инерцию прибора, но и тепловую инерцию слоев почвы и воздуха, на теплообмен с которыми реагирует ртутный термометр). Эта инерция составляет в среднем около 15—20 мин., что существенно меньше исследуемой инерционности тепло- и влагообмена приземного слоя воздуха.

Поскольку данные о суточном ходе температуры деятельной поверхности растительных покровов отсутствуют, его характеристику приходится получать косвенным путем. Для этой цели могут быть использованы либо данные о радиационном балансе, либо об эффективном излучении. Чтобы выяснить, какой из этих элементов лучше характеризует суточный ход температуры подстилающей поверхности, на рис. 44 *а*, *б* и *в* приведен суточный ход относительных величин радиационного баланса и эффективного излучения. Из этих рисунков видно, что для указанной цели лучше подходит эффективное излучение. Здесь наблюдается почти полное совпадение времени наступления максимума и минимума эффективного излучения и температуры подстилающей поверхности, хорошо согласуется и ход кривых в течение суток. В то же время ход кривой радиационного баланса и время наступления его максимумов и минимумов существенно отличается от аналогичных данных для температуры подстилающей поверхности. Более подробно причины этих особенностей суточного хода R, $E_{эф}$ и $T_п$ будут рассмотрены ниже.

Аналогичные исследования сезонного хода радиационного баланса, эффективного излучения и температуры подстилающей поверхности показали, что лучше всего за сезонными изменениями температуры подстилающей поверхности следует радиационный баланс. Поэтому его сезонный ход был принят нами за характеристику изменений радиационной температуры подстилающей поверхности.

Вначале исследовалась инерционность в сезонном ходе температуры и влажности воздуха. Для этого строились графики сезонного хода этих элементов и радиационного баланса по следующим пунктам, находящимся в различных климатических условиях: Якутск, Оймякон, Верхоянск, Туруханск, Оленек, Хибины, Воейково, Высокая Дубрава, Собакино, Каунас, Минск, Киев, Кишинев, Аскания-Нова, Фергана, Чарджоу, Ташкент, Ашхабад и Фрунзе. Из этих графиков было видно, что температура воздуха, как правило, начинает расти и уменьшаться несколько позднее, чем радиационный баланс. Это запаздывание в весеннее и осеннее время различно. Оно различно также для температуры и влажности воздуха. Более отчетливо запаздывание прослеживается на графиках сезонного хода, приведенных

к единичной амплитуде, как это было сделано выше для суточного хода.

Построенные таким образом графики удобны для анализа. Пример типичных сезонных ходов радиационного баланса, температуры и влажности воздуха в различных климатических условиях приведен на рис. 45. Эти графики указывают на запаздывание сезонных изменений температуры и влажности воздуха по сравнению с изменениями радиационного баланса, обусловленных инерционностью тепло- и влагообмена от поверхности почвы

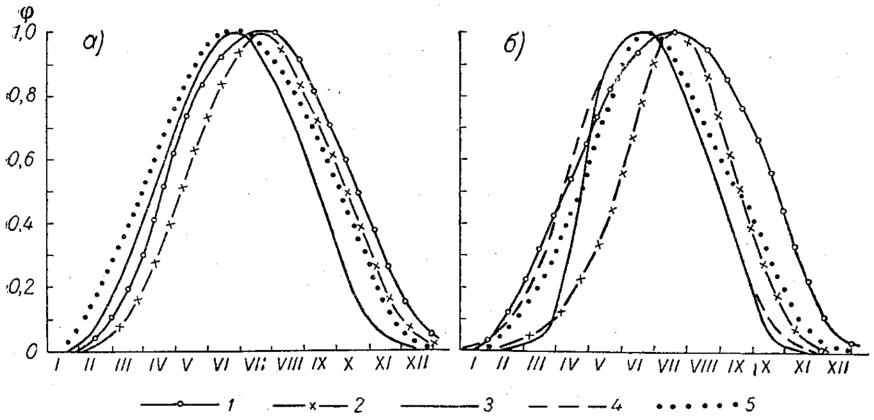


Рис. 45. Примерные графики сезонного хода температуры и влажности воздуха на высоте 2 м и радиационного баланса.

а — Аскания-Нова; *б* — Якутск.

1 — температура воздуха; *2* — температура почвы; *3* — измеренный радиационный баланс; *4* — исправленный радиационный баланс; *5* — влажность воздуха.

до уровня 2 м. Запаздывание хода температуры воздуха в весенний период обычно менее выражено, чем в осенний. Это объясняется более сильной неустойчивостью температурной стратификации весной, что обусловливает более интенсивный турбулентный теплообмен поверхности почвы с атмосферой в это время года.

Изменения влажности воздуха на высоте 2 м в весенний период еще более запаздывают, чем изменения температуры. Это объясняется особенностями процесса нагревания испаряющей поверхности солнечной радиацией. Далеко не вся площадь подстилающей поверхности суши настолько увлажнена, что повышение ее температуры обязательно сопровождается повышением интенсивности испарения. Часть элементов шероховатости поверхности в силу ее неоднородности (бугорки, остатки прошлогоднего травостоя) неизбежно окажется высохшей. Это будет способствовать более интенсивному прогреванию выше лежащих слоев воздуха, чем насыщению его водяными парами.

В осенний период уменьшение влагозапасов приземных слоев воздуха осуществляется быстрее, чем снижение их температуры. Это обстоятельство объясняется двумя причинами. Первой из них является обычно наблюдаемое общее уменьшение влагозапасов почвы в конце вегетационного периода. Второй причиной можно считать особенности сезонного хода биологического водопотребления растений. При старении растений повышается концентрация клеточного сока, способствующая уменьшению подвижности воды в них, а следовательно, и уменьшению транспирации. Обе указанные причины в летне-осенний период приводят к более интенсивному уменьшению испарения по сравнению с уменьшением турбулентного теплообмена.

При сопоставлении сезонного хода радиационного баланса и температуры воздуха обнаруживается еще одна особенность. Она отчетливо проявляется в северных районах. Эта особенность в зимний и весенний периоды заключается в том, что рост температуры воздуха опережает рост радиационного баланса. Этот эффект наблюдается в периоды устойчивого снежного покрова и снеготаяния и объясняется различием площади, определяющей температуру воздуха на высоте 2 м, и площади, непосредственно над которой производится измерение радиационного баланса.

Дело в том, что радиационный баланс зимой и в период снеготаяния на метеорологических станциях определяется над гладкими участками суши, покрытыми снегом. Баланс такой поверхности вплоть до схода снежного покрова остается малой величиной вследствие большой отражательной способности поверхности снега. Температура воздуха и его влажность формируются под влиянием больших площадей подстилающей поверхности, среди элементов которой имеются наряду с ровными участками разного рода бугорки, холмы и т. п., где на южных склонах снег исчезает значительно быстрее. Эти части поверхности, а также деревья, постройки и т. д. способствуют бóльшему прогреванию воздуха, чем то, которое было бы, если бы вся территория была покрыта ровным слоем снега, как это имеет место в пункте измерения радиационного баланса. К этому случаю относятся все метеорологические станции, в той или иной мере окруженные лесными массивами и постройками, что, как известно, имеет место в лесной зоне Советского Союза, а частично и в других зонах. Естественно, что, если бы мы определяли каким-либо путем радиационный баланс не над малым ровным участком метеорологической станции, а над площадью всей территории, участвующей в формировании температурного режима воздуха, то такого переплетения кривых сезонного хода радиационного баланса и температуры воздуха могло и не быть.

Эффект опережения кривой сезонного хода температуры воздуха кривой радиационного баланса необходимо учесть и исправить кривую сезонного хода радиационного баланса. Это исправ-

ление заключается в построении такой кривой сезонного хода радиационного баланса, которая бы лучше соответствовала его истинному сезонному ходу для площади всей территории, участвующей в формировании температурного режима воздуха на уровне 2 м. Такой исправленный сезонный ход радиационного баланса лучше всего будет соответствовать сезонному ходу температуры поверхности той же территории.

Исправление величины радиационного баланса осуществлялось путем ее пересчета на альбедо, характерное для больших территорий. В. Л. Гаевский (1951, 1963) по данным самолетных измерений установил, что действительное альбедо больших территорий на 20—40% меньше, чем его значение, измеренное на ровных заснеженных участках метеоплощадки. На рис. 45 на примере Якутска показан сезонный ход измеренных и исправленных значений радиационного баланса. Исправленные значения баланса в период снежного покрова оказались всюду выше измеренных величин.

Если сравнить кривые сезонного хода температуры воздуха и исправленного радиационного баланса, то можно заметить, что и в этом случае, правда гораздо реже, ход температуры воздуха может опережать ход радиационного баланса. Это те случаи, когда температура воздуха дополнительно повышается за счет разной интенсивности турбулентного теплообмена над участками территории с различными альбедо. Над элементами подстилающей поверхности с повышенными значениями альбедо вертикальные градиенты температуры являются меньшими по величине (даже инверсионными), чем над элементами поверхности со сравнительно малыми альбедо. Поскольку интенсивность турбулентного теплообмена растет быстрее, чем вертикальные градиенты температуры, значения площадей с пониженными величинами альбедо входят с большим «весом» в процесс формирования интегральной температуры воздуха. Вследствие этого измеряемая температура воздуха завышена по сравнению с той, которая соответствует радиационному балансу, а следовательно, и средней температуре подстилающей поверхности. Этот эффект автоматически учитывается принятой нами методикой введения поправок на инерционность тепло- и влагообмена в нижнем двухметровом слое атмосферы.

Как уже отмечалось, сезонный ход радиационного баланса в первом приближении соответствует кривой сезонного хода температуры подстилающей поверхности. Исходя из этого положения, определение поправки на сезонный ход температуры воздуха должно свестись к приведению кривой сезонного хода T к кривой сезонного хода R. Это осуществляется путем снятия в каждый период времени разности между кривыми радиационного баланса и температуры, выполненными в единичном масштабе. Эта разность, переведенная в градусы, соответствует той по-

правке к кривой хода температуры воздуха, которая делает ее подобной ходу температуры подстилающей поверхности, за который мы принимаем ход радиационного баланса.

Величины этих поправок для каждого месяца оказались зависящими от температуры воздуха и в меньшей мере от влажности. Графические связи, определяющие эти зависимости, приведены

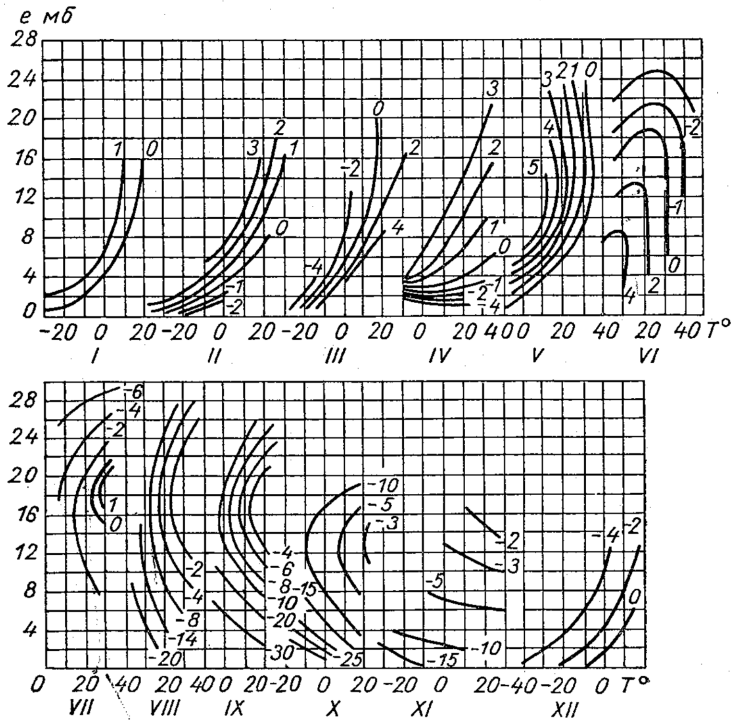


Рис. 46. Поправки ΔT на сезонный ход температуры воздуха по месяцам в зависимости от измеренных значений температуры и влажности воздуха.

на рис. 46 и 47. По осям абсцисс и ординат здесь отложены значения температуры T и влажности воздуха e, измеренные на метеорологических станциях.

Как уже отмечалось выше, зависимость величин ΔT от влажности воздуха менее существенная. Это обстоятельство дало возможность построить упрощенные графики поправок (рис. 47), позволяющие определять значения ΔT для любого времени года лишь по температуре воздуха.

Для облегчения пользования графиками, приведенными на рис. 47, при расчетах испарения и составляющих теплового баланса составлена вспомогательная таблица (приложение VI),

позволяющая по измеренным значениям температуры воздуха за любую декаду месяца определить значения ΔT. Если нужно определить значения ΔT за более короткие промежутки времени, а также для промежуточных значений температуры воздуха, допускается линейная интерполяция. При обычных расчетах испарения и составляющих теплового баланса значения температуры и влажности воздуха можно округлять до целых единиц.

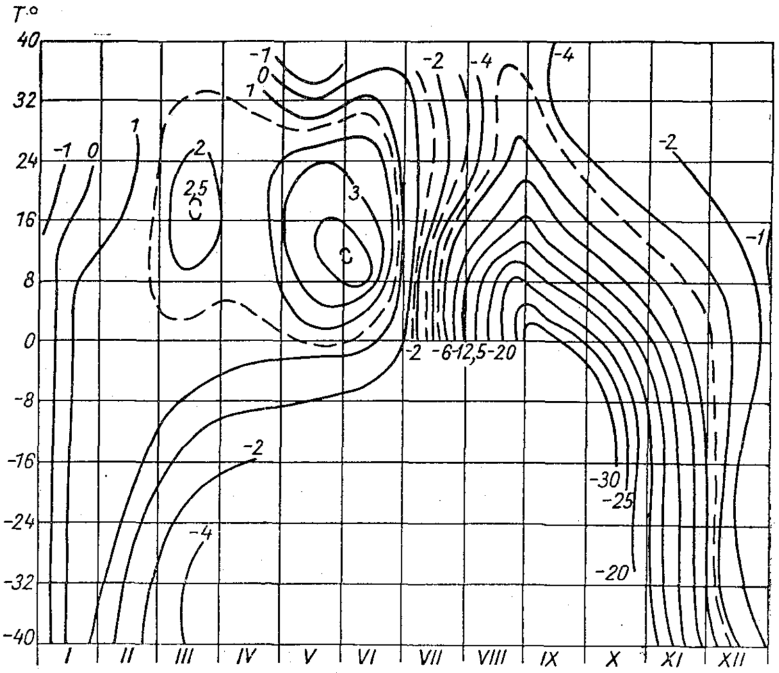


Рис. 47. Поправки ΔT на сезонный ход температуры воздуха в зависимости от измеренных значений температуры.

Остановимся подробнее на методике введения сезонной поправки к влажности воздуха. Если за исправленный сезонный ход температуры воздуха нами принята кривая, соответствующая сезонному ходу температуры подстилающей поверхности, то, следуя тем же путем, за кривую, соответствующую исправленному сезонному ходу влажности воздуха, следует принять сезонный ход влажности слоя воздуха, непосредственно примыкающего к подстилающей поверхности. Ход этой величины, естественно, не будет соответствовать ходу радиационного баланса даже в первом приближении. Поэтому здесь приходится использовать другой путь. Он основывается на подобии (в первом приближении) процессов тепло- и влагообмена в приземном слое

атмосферы. При этом предполагается, что механизм связи влажности воздуха у поверхности земли с влажностью воздуха на высоте 2 м остается в первом приближении таким же, что и механизм связи, температуры подстилающей поверхности с температурой воздуха. Это дает основание вводить поправку на сезонный ход влажности воздуха путем смещения кривой хода

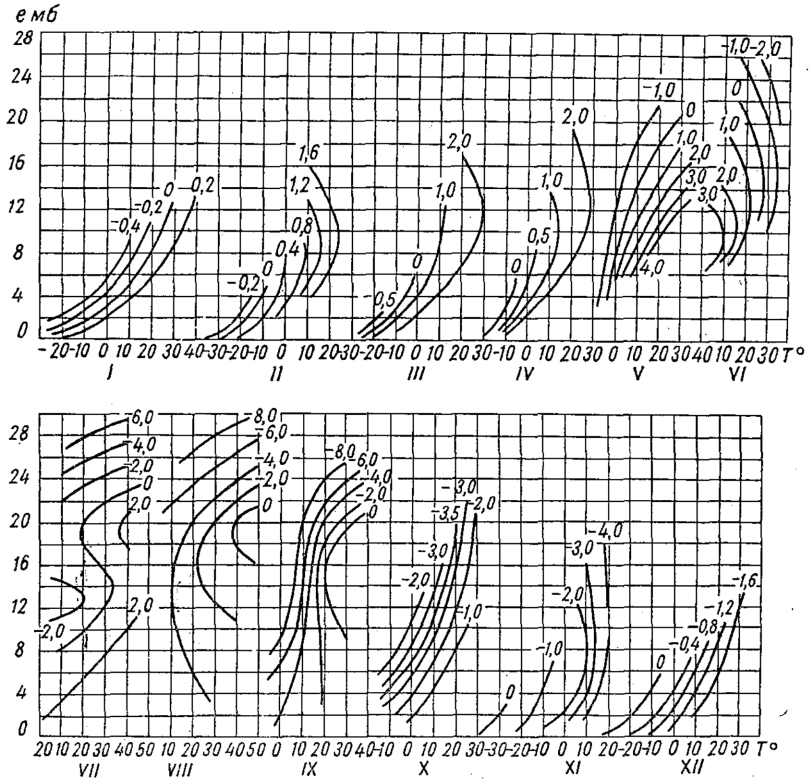


Рис. 48. Поправки Δe на сезонный ход влажности воздуха по месяцам в зависимости от измеренных значений температуры и влажности воздуха.

влажности на тот же отрезок времени, что и смещение кривой температуры воздуха относительно кривой сезонного хода радиационного баланса. В каждый период года разность между значениями влажности воздуха, определенными по смещенной и фактически наблюдаемой кривым влажности, дает ту поправку, которая приводит в соответствие сезонный ход влажности воздуха на высоте 2 м с сезонным ходом влажности воздуха у земной поверхности.

Полученные таким образом поправки приведены на рис. 48, где вдоль осей отложены измеренные на метеорологических станциях значения температуры и влажности воздуха. Учитывая слабую зависимость величин Δe от e, построен упрощенный график для определения Δe только лишь по температуре воздуха (рис. 49). Значения поправок Δe за любую декаду года проще всего определять с помощью специальной таблицы (приложение VII).

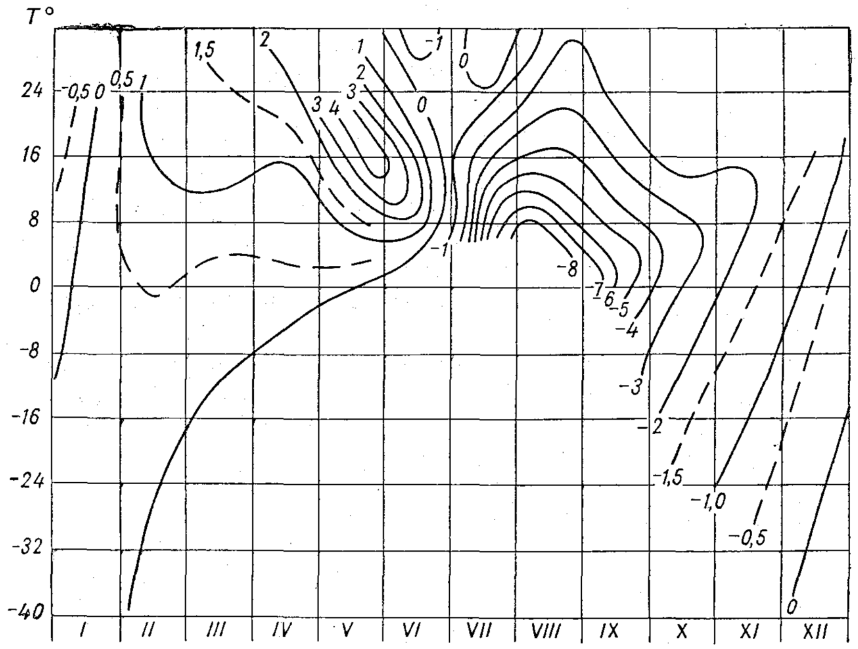


Рис. 49. Поправки Δe на сезонный ход влажности воздуха в зависимости от измеренных значений температуры.

Перейдем к анализу суточного хода метеорологических элементов и определим величины поправок к температуре и влажности воздуха, обусловленные инерционностью тепло- и влагообмена в их суточном ходе. Здесь, как было показано выше (рис. 44), также наблюдаются относительные сдвиги кривых суточного хода радиационного баланса, эффективного излучения и температуры воздуха. Однако, в отличие от сезонного хода, где изменения радиационного баланса лучше, чем изменения эффективного излучения, характеризовали изменения температуры подстилающей поверхности, в суточном ходе изменения эффективного излучения более соответствуют изменению температуры поверхности. Это станет ясным, если рассмотреть механизм связи

температуры подстилающей поверхности с ее радиационным балансом.

Радиационный баланс подстилающей поверхности при резком изменении приходящей радиации (набегание облачности, заход солнца) устанавливается практически мгновенно. Например, сразу после захода солнца (или набегания облачности) обычно наблюдаются минимальные значения радиационного баланса, так как поступление приходящей радиации полностью (или частично) прекращается, а эффективное излучение остается еще на достаточно высоком уровне, поскольку температура поверхности, которая подогревается притоком тепла из ниже лежащих слоев почвы, охлаждается сравнительно медленно. По мере понижения температуры поверхности, обусловленного значительным эффективным излучением и уменьшением теплопритока из ниже лежащих слоев почвы, уменьшается и сама величина эффективного излучения. Это приводит к возрастанию радиационного баланса. Таким образом, время наступления минимума радиационного баланса существенно сдвинуто относительно времени наступления минимума температуры поверхности. Первый из них наблюдается вскоре после захода солнца, второй — незадолго до его восхода. Изменения эффективного излучения в этом случае гораздо лучше следуют за изменениями температуры поверхности.

Примерно та же картина имеет место и в предполуденные часы. Максимум радиационного баланса обычно наступает примерно за 1 час до полудня. Суммарная радиация в последующие 1—2 часа либо вовсе не изменяется, либо несколько снижается за счет некоторого возрастания облачности. Большие величины поглощенной радиации в это время способствуют интенсивному повышению температуры поверхности, а следовательно, и росту эффективного излучения. Последнее обстоятельство и приводит к уменьшению радиационного баланса еще в предполуденные часы. Максимум температуры поверхности и эффективного излучения практически совмещаются с полуденным сроком.

Таким образом, время наступления максимумов радиационного баланса и температуры поверхности почвы так же, как и время наступления минимумов, не одно и то же. Поэтому суточные изменения радиационного баланса не могут характеризовать суточные изменения температуры подстилающей поверхности. Время наступления минимума в суточном ходе эффективного излучения лучше соответствует времени наступления этого момента в суточном ходе температуры поверхности. Если при этом учесть, что в суточном ходе как температура поверхности, так и эффективное излучение обычно сравнительно монотонно изменяются между максимумом и минимумом, то станет ясным, что суточный ход эффективного излучения (приведенный к единичному масштабу) в первом приближении может характеризовать

суточный ход температуры поверхности почвы. Описанные выше результаты полевых опытов, проведенных в с. Жовтневе и в Киеве, целиком подтверждают это положение.

Исходя из изложенного выше, поправка к суточному ходу температуры воздуха, учитывающая инерционность турбулентного теплообмена между поверхностью почвы и уровнем 2 м, может быть определена путем приведения кривой суточного хода температуры воздуха, выполненной в единичном масштабе, к аналогичной кривой эффективного излучения.

Приведение осуществляется точно так же, как и для случая определения поправок на сезонный ход температуры воздуха. Величина поправки в каждый час суток определяется длиной отрезка по вертикали (переведенной в градусы по масштабу шкалы температуры) между кривыми эффективного излучения и температуры воздуха.

Значение этой поправки оказалось зависящим от температуры воздуха и в меньшей мере от влажности. Если использовать измеренные величины T и e, то значение поправок для одного и того же времени суток, но для разных месяцев, а также для разных климатических условий будет различным. Однако, если в значения температуры и влажности воздуха ввести сезонную поправку, то связь поправки δT с T и e за одно и то же время суток, но за разные месяцы для всех станций укладывается на одно и то же семейство кривых $\delta T = f(T, e)$. Эти кривые для сроков 1, 7, 13 и 19 час. представлены на рис. 50 *а*.

Как уже отмечалось, зависимость величины δT от влажности воздуха является менее существенной, чем зависимость δT от температуры. Если пренебречь зависимостью δT от e, то связь δT с T в различное время суток укладывается на одном графике (рис. 51 *а*.).

Для практического использования графика (рис. 51 *а*) составлена вспомогательная таблица (приложение VIII), позволяющая по измеренным значениям температуры воздуха в 1, 7, 13 и 19 час. определить значения δT. В другие сроки величины δT определяются путем линейной интерполяции.

Поправка на суточный ход влажности воздуха δe не может быть строго физически интерпретирована, как поправка δT, из-за сложного хода влажности воздуха. Однако, если исходить из подобия турбулентных процессов тепло- и влагообмена, то значение δe может быть получено путем смещения фактической кривой суточного хода влажности воздуха, выполненной в единичном масштабе, на тот же промежуток времени, на который смещается кривая суточного хода температуры воздуха, относительно кривой суточного хода эффективного излучения. Разность по вертикали между значениями влажности воздуха, определенными по смещенной и фактической кривым суточного хода влажности воздуха, дает поправку δe за любое время суток. Полу-

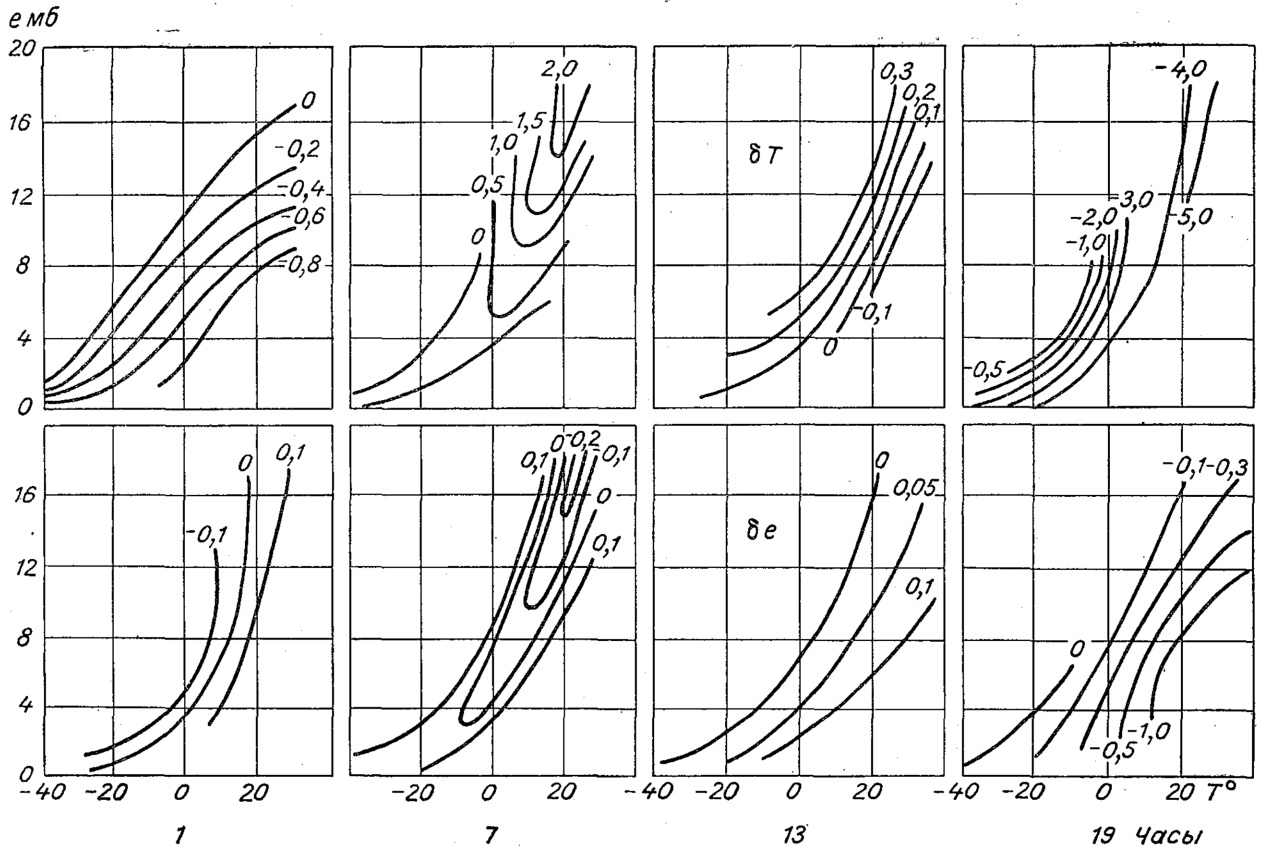


Рис. 50. Изменение поправок δT и δe на суточный ход температуры и влажности воздуха по срокам наблюдений в зависимости от исправленных значений температуры и влажности воздуха на их сезонный ход (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

ченные значения δe, так же как и δT, наносились на графики, приведенные на рис. 50 и 51. Они также приведены в специальной таблице (приложение IX) с округлением до 0,5 мб.

Таким образом, в результате проведенных анализов получены графики и таблицы, позволяющие определять значения температуры и влажности воздуха, соответствующие подобным характеристикам слоев воздуха, непосредственно примыкающих к подстилающей поверхности.

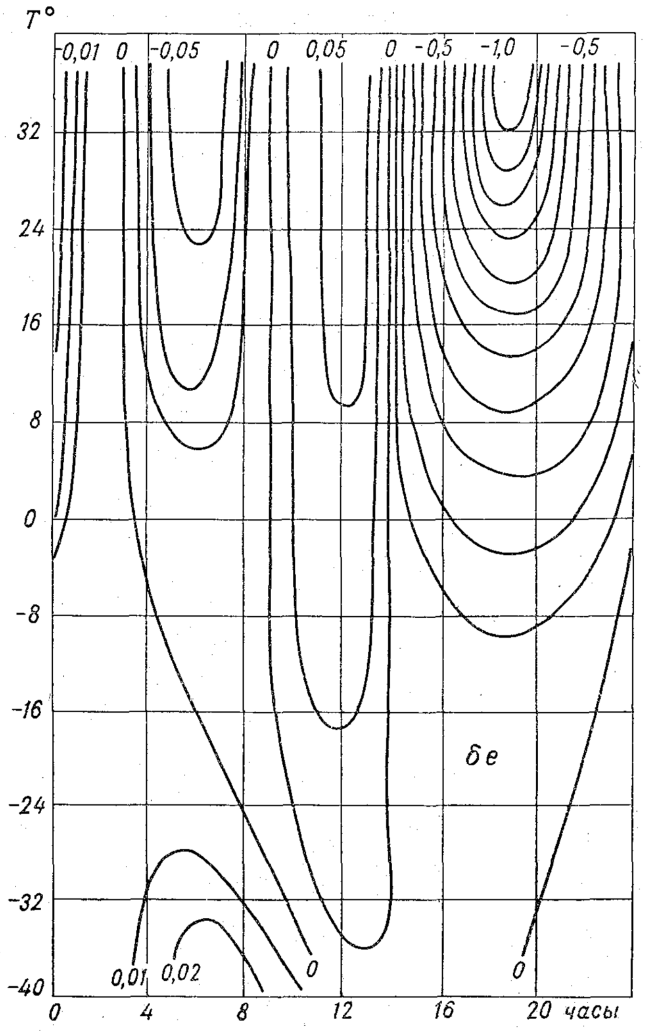
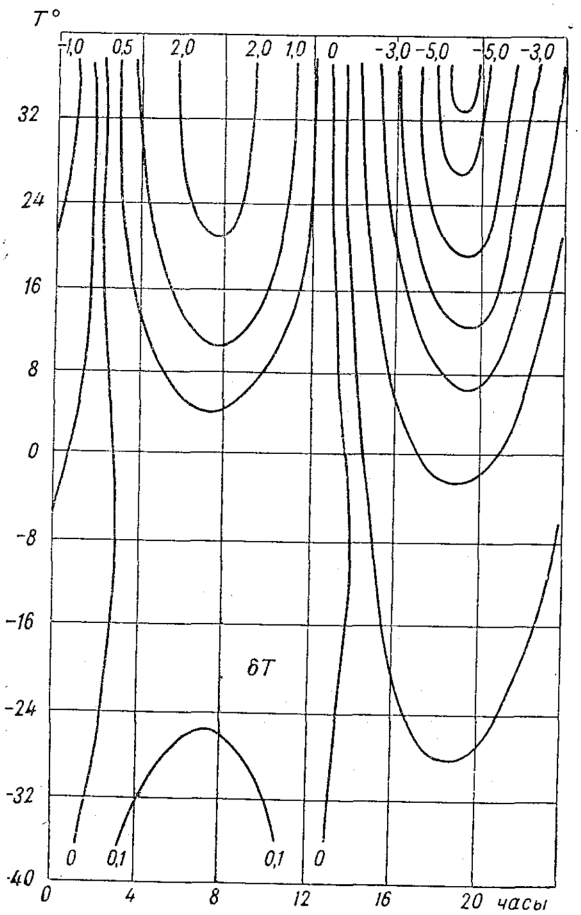


Рис. 51. Поправки δT и δe на суточный ход температуры значений температуры на ее сезонный

После того как найден способ учета влияния суточного и сезонного хода величин $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ на их связь с величинами $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$, необходимо более подробно остановиться на тех экспериментальных данных, которые положены в основу построения графиков, приведенных на рис. 52 и 53.

Экспериментальные точки, нанесенные на эти графики, были получены по данным градиентных измерений, проведенных в различных климатических условиях над различными естественными подстилающими поверхностями. Большинство данных наблюдений приводится в работах автора (1956, 1960, 1963). Там же указаны источники этих данных. На одном из графиков были нанесены величины $T_0 - T_{2,0}$, а на другом $e_0 - e_{2,0}$, полученные в результате обработки градиентных измерений, проведенных



и влажности воздуха в зависимости от исправленных ход (т. е. с учетом величины ΔT).

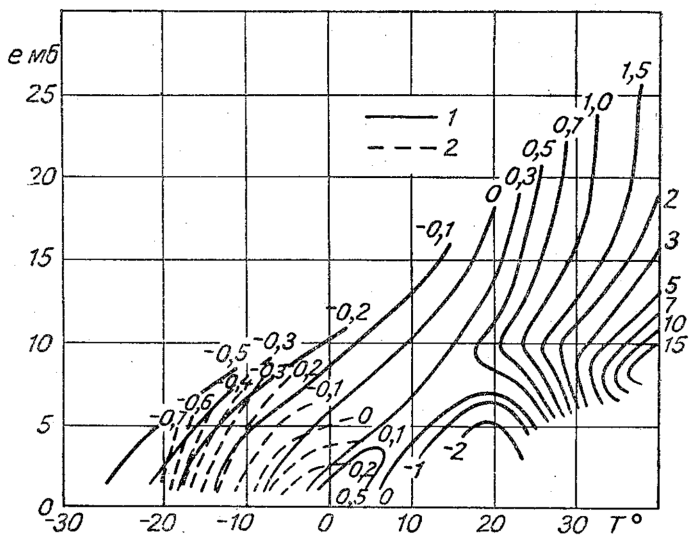


Рис. 52. Зависимость разности температур воздуха T_0—$T_{2,0}$ (на уровне z_0 и на высоте 2,0 м) от исправленных значений температуры и влажности воздуха на высоте 2,0 м (т. е. с учетом величин ΔT и δT, Δe и δe).

1 — над почвой; *2* — над снегом.

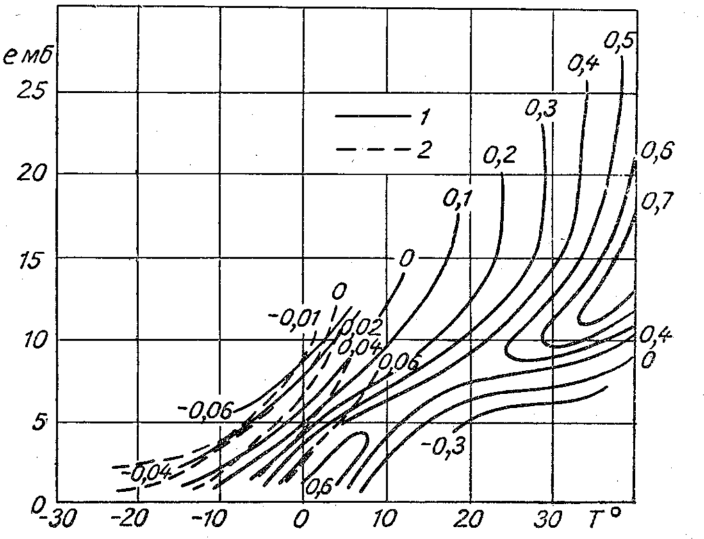


Рис. 53. Зависимость разности влажности воздуха e_0—$e_{2,0}$ (на уровне z_0 и на высоте 2,0 м) от исправленных значений температуры и влажности воздуха на высоте 2,0 м (т. е. с учетом величин ΔT и δT, Δe и δe).

1 — над почвой; *2* — над снегом.

над почвой, лишенной растительности, главным образом над паровыми полями (Валдай, 1955 г., Каменная степь, 1950 и 1955 гг., Сальские степи, 1955 г.), а также над песком (пустыня Каракумы, 1949 г.). На двух подобных графиках были нанесены данные, полученные в результате обработки градиентных измерений, проведенных над лугом (Карельский перешеек, 1953 г., Силурийское плато, 1954 г., Валдай, 1951 и 1954 гг., Подмосковье, 1947 г., Каменная степь, 1951 г. и Сальские степи, 1953 г.), а также над болотом Карельского перешейка (1951 г.). На двух других графиках были нанесены данные, полученные над зерновыми культурами (Валдай, 1954 г., Каменная степь, 1951 г. и Сальские степи, 1953 г.).

Чтобы исключить случайные ошибки измерений за отдельные серии, все сроки градиентных измерений были разбиты на группы в зависимости от устойчивости температурной стратификации атмосферы. Для каждой из групп определялись средние значения температуры и влажности воздуха на каждом уровне наблюдений, включая температуру и влажность воздуха на верхнем уровне слоя шероховатости. В зависимости от общего числа сроков измерений в данном месте в каждую группу осреднений на упомянутых выше вспомогательных графиках входило от трех до девяти случаев измерений.

Для того чтобы убедиться в одинаковом количественном выражении упомянутых выше закономерностей над различными естественными поверхностями, данные экспериментального определения $T_0 - T_{2,0}$, приведенные ранее, переносились на один график, изолинии которого приведены на рис. 52. Во избежание перегрузки этого графика исходные данные дополнительно осреднялись по три точки в одну. Аналогичным образом построен и график с параметром $e_0 — e_{2,0}$ (рис. 53). На эти графики наносились также результаты обработки градиентных наблюдений над снежной поверхностью, проведенных П. П. Кузьминым и А. Я. Ойя на Валдае в 1946 и 1947 гг. и в Сальских степях в 1949 и 1954 г. Из этих графиков было видно, что над всеми рассматриваемыми видами поверхности почвы (за исключением снега) в различных климатических условиях справедливы одинаковые закономерности в вертикальном строении профилей температуры и влажности воздуха.

Отражательная способность, шероховатость и насыщающая влажность поверхности снега весьма существенно отличаются от аналогичных характеристик поверхности почвы. Это обстоятельство обусловило отличие вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха над снегом. Расположение экспериментальных точек на графиках, подобных рис. 52 и 53, приводилось ранее в монографиях автора (1963), автора, Л. И. Сакали, Н. И. Гойсы и Р. Н. Олейника (1966). Поэтому здесь расположение отдельных точек на графиках не приводится.

Из приведенных рисунков видно, что величина вертикального градиента температуры возрастает с увеличением температуры воздуха. При повышении влажности или при понижении температуры (левая верхняя область графика, характерная для условий избыточного увлажнения) наступают инверсионные состояния.

Для засушливых условий (степи, пустыни) в ночное время суток инверсии температуры могут наступать и при сравнительно высоких температурах воздуха (до 25°), если последние сопровождаются малыми значениями абсолютной влажности. Эти случаи соответствуют области, расположенной в центре нижней части графика.

Градиент влажности воздуха с ростом температуры возрастает. При малой влажности воздуха с ее ростом возрастает и градиент влажности. Это возрастание при средней влажности воздуха прекращается, а при большой — градиент влажности начинает убывать.

При уменьшении температуры или возрастании абсолютной влажности вертикальный градиент влажности становится отрицательным, т. е. наступают условия для конденсации водяных паров на поверхности. Подобная область, характерная для засушливой зоны, расположена в центре нижней части графика.

Для расчета испарения по методу турбулентной диффузии необходимо иметь, кроме вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, еще значение скорости ветра. Однако использование при расчетах испарения скорости ветра, измеренной на метеорологической станции, нежелательно, потому что на метеорологических станциях не производится регистрация суточного хода скорости ветра, вследствие чего не представляется возможным рассчитывать суточный ход испарения. Кроме того, методика измерения скорости ветра с помощью флюгера крайне неточна, а дополнительный учет величины скорости ветра в расчетных схемах усложнит методику расчета испарения.

В силу изложенного была исследована связь величины скорости ветра с температурой и влажностью воздуха. Естественно, что в этом случае так же, как и для определения величин $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$, необходимо пользоваться исправленными на суточный и сезонный ход значениями температуры и влажности воздуха. Для установления связи величин скорости на высоте флюгера $u_ф$ с величинами $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ за отдельные сроки использовались средние за декаду срочные данные измерений соответствующих метеорологических элементов, полученные в различных климатических зонах Советского Союза. Эти данные наносились на график, изолинии которого приведены на рис. 54, из которого видна связь между скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха. Расположение экспериментальных точек на этом графике приводилось в работах автора (1961, 1963),

Вилькенс (1967) и в монографии автора, Сакали, Гойсы и Олейника (1966).

Связь становится еще более определенной, если вместо данных за отдельные сроки на подобный график нанести осредненные суточные величины скорости ветра за месяц или год (рис. 96 и 108).

Максимальные значения скорость ветра имеет при равновесных и слабовыраженных сверхравновесных состояниях устойчивости стратификации атмосферы, т. е. в дневное время с развитой циклонической деятельностью. В инверсионных условиях, типичных для ночной части суток, скорость ветра снижается.

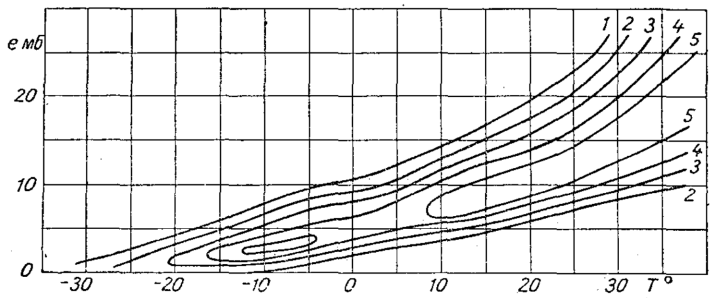


Рис. 54. Зависимость скорости ветра на высоте флюгера $u_Ф$ за отдельные сроки от исправленных значений температуры и влажности воздуха на высоте 2,0 м.

Она заметно снижается также и при значительных сверхравновесных вертикальных градиентах температуры (правые нижние точки на рис. 54), когда в светлую часть суток при антициклональном типе погоды часто наблюдаются «штилевые» условия.

После того как мы нашли способ определять величины $T_0 - T_{2,0}$, $e_0 - e_{2,0}$ и $u_Ф$ по температуре и влажности воздуха, для расчета испарения методом турбулентной диффузии недостает только знания коэффициента шероховатости $z_0' = f(z_0, \mathrm{Ri}, u)$. Согласно результатам описанных выше исследований, этот коэффициент зависит не только от шероховатости поверхности, но также от устойчивости стратификации и от скорости ветра, т. е. от тех характеристик, которые определяются температурой и влажностью вездуха, измеренными в психрометрических будках. Следует учесть, что для расчета испарения необходимо знание как обычной величины коэффициента шероховатости z_0 (для расчета параметра α_e), определяемой по логарифмическому закону при изотермии путем экстраполяции значений скорости до уровня, на котором скорость ветра обращается в нуль, так и величины коэффициента при четко выраженной стратификации атмосферы z_0'. Согласно вышеизложенному, использование величины z_0' позволяет учесть влияние температур-

ной стратификации атмосферы на профили метеорологических элементов.

Вначале был построен график зависимости величин z'_0 для луга, снега, паровых полей и зерновых культур от температуры и влажности воздуха. При этом z'_0 определялось по осредненному профилю скорости ветра путем экстраполяции по логарифмическому закону значений скорости до уровня, на котором скорость обращается в нуль. Осреднение профиля скорости ветра

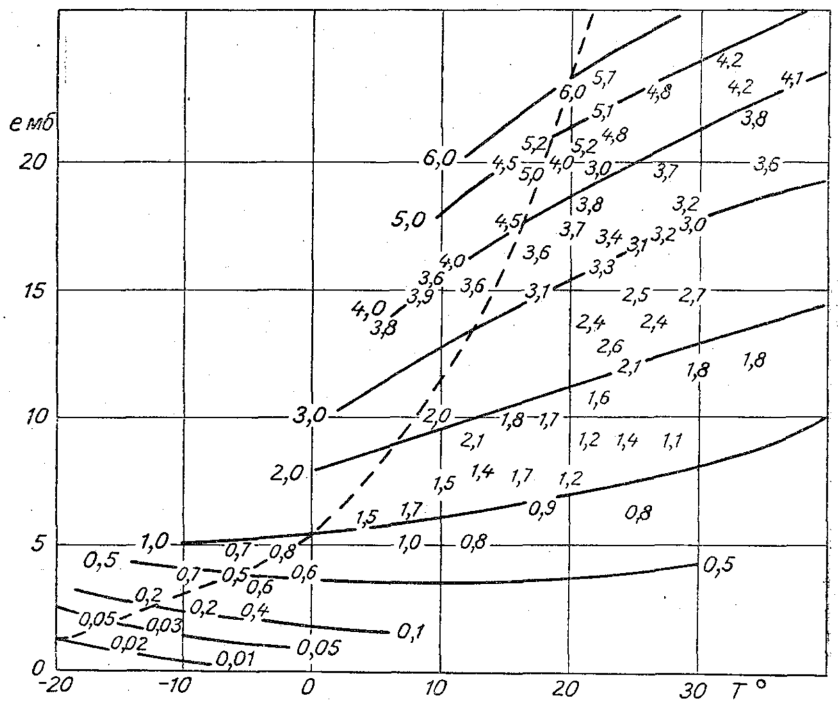


Рис. 55. Связь коэффициента шероховатости z'_0 (см) с температурой и влажностью воздуха (пунктиром показана линия насыщения).

осуществлялось путем одновременного использования данных градиентных измерений, проводимых на уровнях 0,2 и 2,0 м за несколько сроков наблюдений при близких значениях температуры и влажности воздуха. Полученные таким образом величины z'_0 после осреднения наносились на график с координатами $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$, изолинии которого приведены на рис. 55.

Расположение экспериментальных точек на этом графике приводилось в работах автора (1960, 1963), автора, А. В. Кудиной (1962), автора, Л. И. Сакали, Н. И. Гойсы и Р. Н. Олейника (1966). Из этого графика видно, что с ростом неустойчивости

(при движении от линии насыщения вправо вниз) величины z'_0, как и следовало ожидать, уменьшаются. В левом нижнем углу графика сосредоточиваются минимальные значения величин z'_0, типичные для снежного покрова. Затем идут случаи с небольшой ($z_0 \leqslant 1$ см), средней ($1 < z'_0 < 4$ см) и значительной ($z'_0 > 4$ см) шероховатостями, типичными соответственно для почвы, лишенной растительности, луга и поля с зерновыми культурами. С уменьшением абсолютной влажности и возрастанием температуры воздуха значение z'_0 уменьшается, поскольку имеет место (при прочих равных условиях) постепенный переход от лесной и лесостепной зон к степной и пустынной зонам.

Для перехода от величины z'_0 к величине z_0 достаточно снять значение этого коэффициента при пересечении изолиний z'_0 с кривой насыщения. После определения зависимости z'_0 от $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ все исходные данные для расчета испарения методом турбулентной диффузии оказались известными.

3.1.2. Методика расчета суточного и сезонного хода, а также годовых величин испарения с почвы и снега

Расчет интенсивности турбулентного теплообмена P и испарения E осуществляется по формулам

$$P = -\rho c_p k \alpha_T \frac{\partial T}{\partial z}, \tag{150}$$

$$E = -\rho k \alpha_e \frac{\partial q}{\partial z}. \tag{151}$$

где $c_p = 0{,}24$ кал/г град. — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, а q — удельная влажность воздуха.

Значение градиентов температуры $\frac{\partial T}{\partial z}$ и влажности воздуха $\frac{\partial q}{\partial z}$ на высоте 1 м определяется по формулам

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0{,}44 \cdot 10^{-2} \gamma \frac{T_0 - T_{2,0}}{\lg \frac{200}{z'_0}} \text{ град/см}, \tag{152}$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = 0{,}27 \cdot 10^{-5} \gamma \frac{e_0 - e_{2,0}}{\lg \frac{200}{z'_0}} \text{ 1/см}. \tag{153}$$

Здесь γ — поправочный коэффициент, характеризующий отличие естественных профилей метеорологических элементов от логарифмических. Для $z=1{,}0$ м

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt[4]{1-\mathrm{Ri}_{1,0}}},$$

где $\mathrm{Ri}_{1,0}$ — число Ричардсона на высоте 1 м, равное

$$\mathrm{Ri}_{1,0} = -0{,}08 \frac{\lg^2 \frac{1000}{z_0'}}{\lg \frac{200}{z_0'}} \frac{T_0 - T_{2,0}}{u_\phi^2}. \qquad (154)$$

Для расчетов, не требующих большой точности, значение коэффициента γ можно положить равным единице.

Величина коэффициента обмена k, согласно приведенным выше исследованиям, может быть определена по формуле

$$k_{1,0} = 0{,}63 \cdot 10^3 \frac{u_\phi}{\lg \frac{1000}{z_0'}} \text{ см}^2/\text{сек}. \qquad (155)$$

Значения параметров α_T и α_e рассчитываются по формулам (96) и (97), приведенным в § 2. 2. 3.

Исходя из вышеизложенного, общие формулы для расчета интенсивности испарения и турбулентного теплообмена за 1 час могут быть представлены в виде

$$E = \frac{0{,}076\gamma\alpha_e u_\phi}{\lg \frac{200}{z_0'} \lg \frac{1000}{z_0'}} (e_0 - e_{2,0}) \text{ мм/час}, \qquad (156)$$

$$P = \frac{16{,}3\gamma\alpha_T u_\phi}{\lg \frac{200}{z_0'} \lg \frac{1000}{z_0'}} (T_0 - T_{2,0}) \text{ кал/см}^2 \text{ час}. \qquad (157)$$

Эти формулы позволяют непосредственно рассчитывать интенсивность испарения E и турбулентного теплообмена P по значениям $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$, поскольку величины z_0', γ, α_T, α_e, u_ϕ, $T_0 - T_{2,0}$ и $e_0 - e_{2,0}$, как было показано выше, являются известными функциями температуры и влажности воздуха, измеренных на метерологических станциях. Полученные с помощью такого расчета точки для испарения наносились на график (рис. 56) с координатами $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ (исправленные), изолинии которого дают возможность рассчитывать суточный ход испарения по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях.

Ход изолиний на графике указывает на отчетливую связь интенсивности испарения с устойчивостью стратификации атмосферы. В инверсионных условиях турбулентный поток влаги направлен от атмосферы к почве (левая верхняя и нижняя центральная и правая области графиков). При сверхравновесной стратификации поток влаги направлен от почвы к атмосфере. Он растет вместе с ростом неустойчивости стратификации и может достигать при температуре воздуха свыше 30° величины 0,5 мм/сек.

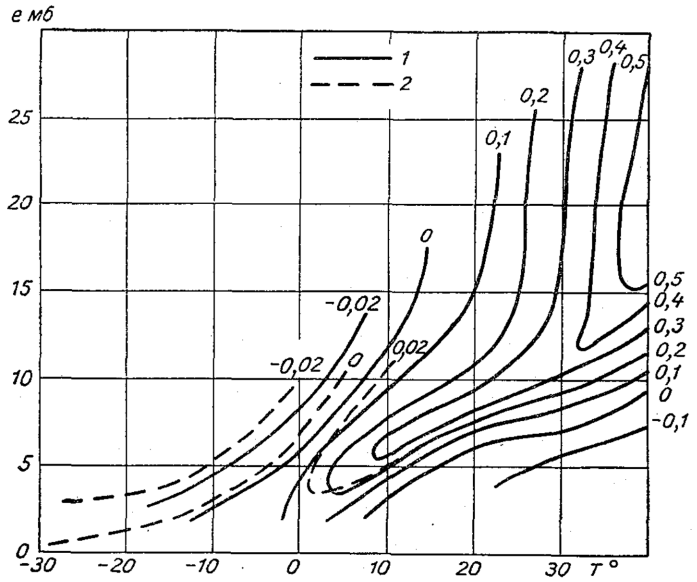


Рис. 56. Зависимость интенсивности испарения (мм/час) с почвы (*1*) и снега (*2*) от исправленных срочных значений температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT δT, Δe и δe).

В левом нижнем углу пунктиром нанесены изолинии, характеризующие интенсивность испарения со снежной поверхности.

Тот факт, что до сих пор, несмотря на многочисленные попытки, не было построено методики расчета суточного хода испарения по сетевым метеорологическим данным, объясняется неучетом в этих схемах поправок к суточному и сезонному ходу температуры и влажности воздуха.

Это замечание в еще большей мере относится к методике расчета сезонного хода испарения. Здесь неучет поправки к сезонному ходу температуры воздуха заставил исследователей строить расчетные графики для каждого месяца в отдельности [см., например, расчетные графики Полякова (1946, 1947), Кузина (1934) и др.]. Этими же причинами объясняется неполный

успех А. С. Конторщикова (1954), уточнявшего графики Б. В. Полякова путем учета начальных влагозапасов почвы.

Зависимости величин $u_ф$, $T_0 - T_{2,0}$, $e_0 - e_{2,0}$ и z'_0 от температуры и влажности воздуха справедливы для мгновенных профилей соответствующих элементов. Для удобства расчета испарения за большие промежутки времени необходимо использовать характеристики метеорологических элементов не за отдельные сроки, а среднесуточные, декадные, месячные или сезонные их значения.

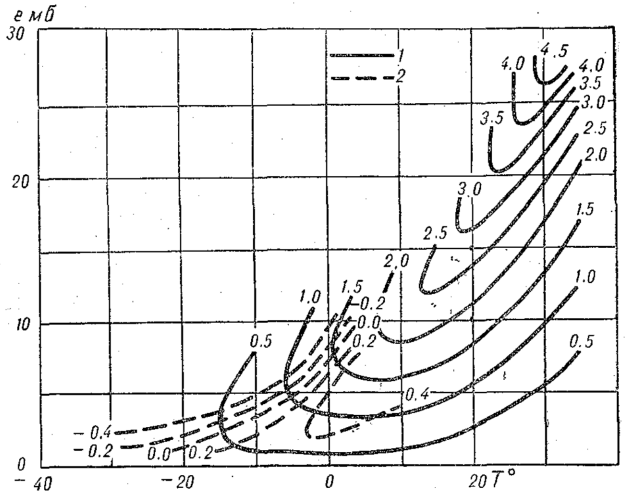


Рис. 57. График для расчета величин испарения (мм/сут.) с почвы (*1*) и снега (*2*) по исправленным средним значениям температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

Величины среднего суточного испарения могут быть определены как сумма величин испарения, рассчитанных по осредненным срочным значениям температуры и влажности воздуха, полученным в различное время года при различных климатических условиях. Для этого определялись среднемесячные значения величин $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ за каждый из четырех сроков измерений и по полученным данным с графика для расчета суточного хода испарения (рис. 56) снималось значение интенсивности испарения за отдельные сроки. Сумма полученных величин с учетом продолжительности интервала времени, который они характеризуют, равнялась суточному испарению. Величина $E_{сут}$ наносилась на график с осями, вдоль которых откладывались средние суточные величины температуры и влажности воздуха. Последние выбирались для расчета таким образом, чтобы весь график был сравнительно равномерно заполнен точками с нанесенными на

них значениями величин $E_{сут}$. После этого проводились изолинии рассчитанных величин суточного испарения.

В результате было построено семейство кривых интенсивности испарения (рис. 57), позволяющих определять среднее испарение (мм/сутки) за расчетный период (декаду, месяц, сезон) по осредненным значениям температуры и влажности воздуха, измеренных на метеорологических станциях за рассматриваемый период.

Рассмотрение графика, приведенного на рис. 57, показывает, что испарение в сезонном ходе изменяется более монотонно, чем

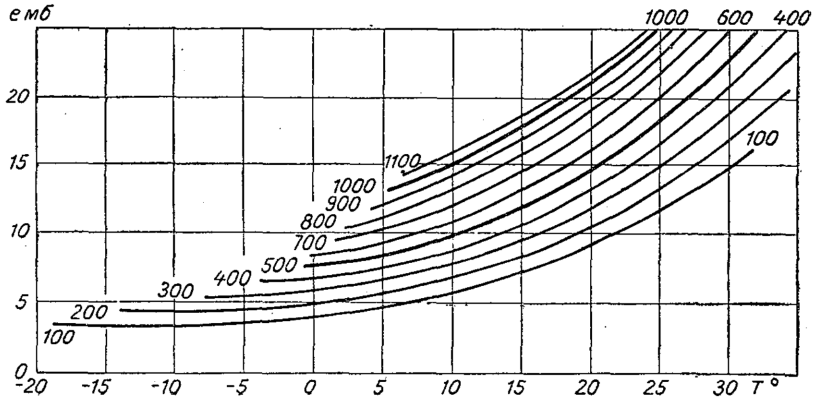


Рис. 58. График для расчета годовых величин испарения (мм/год) с почвы по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха, измеренным на высоте 2,0 м.

это имеет место на графике для расчета суточного хода (рис. 56); оно находится в устойчивой связи с погодными условиями, характеризуемыми температурой и влажностью воздуха. При приближении влажности воздуха к насыщающей (левый верхний угол графика) испарение сменяется конденсацией. В пустынных условиях (правый нижний угол графика), при больших среднесуточных температурах и малой влажности воздуха, интенсивность испарения также снижается. В левом нижнем углу пунктирные изолинии характеризуют суточную интенсивность испарения с поверхности снега.

В отличие от многочисленных эмпирических графиков и формул, дающих возможность определять испарение лишь в условиях, близких к тем, при которых были получены исходные данные для их построения, настоящий график построен на основании общих физических закономерностей; он носит универсальный характер. Универсальность графика заключается в том, что его изолинии позволяют определять величины испарения при любых комбинациях температуры и влажности воздуха, т. е.

в различных климатических условиях. При этом нет необходимости пользоваться какими-либо эмпирическими параметрами, обычно осложняющими процесс расчета и снижающими его точность.

Предложенную методику можно сделать пригодной для расчета годовой суммы испарения по средним значениям температуры и влажности воздуха за год. Для этого с помощью графика, приведенного на рис. 57, определялись средние многолетние месячные величины испарения по данным метеорологических станций, расположенных в различных климатических зонах (включая Китай, Индию и Северную Америку). Месячные величины испарения суммировались. Полученные таким образом значения годового испарения наносились на график с координатами $T_{\text{ср. год}}$ и $e_{\text{ср. год}}$ (рис. 58). Изолинии этого графика дают возможность непосредственно снять с него величины годового испарения по среднегодовым значениям температуры и влажности воздуха. На графике видно, что величины годового испарения меняются в значительных пределах (от 100 до 1100 мм в год). Они уменьшаются с уменьшением влажности воздуха.

3.1.3. Методика расчета суточного и сезонного хода, а также годовых величин испарения с поверхности водноиспарительного бассейна площадью 20 м²

Четкая зависимость интенсивности испарения с почвы от температуры и влажности воздуха наводит на мысль о возможности получения такого же рода зависимости для определения испарения с водной поверхности. Такая зависимость не была построена до сих пор, несмотря на обилие работ в этом направлении, потому что в них не учитывалась поправка к сезонному ходу температуры и влажности воздуха.

Ввиду существенной зависимости интенсивности испарения с водной поверхности от ее размера следует заранее оговорить, для какого размера водной поверхности будет справедлива полученная зависимость. Учитывая наличие большого количества экспериментальных данных, накопленных нашей водноиспарительной сетью, а также уже осуществленный выбор испарительного бассейна площадью 20 м² в качестве стандартного эталонного прибора, оказалось рациональным построить расчетный график, который бы давал возможность определять испарение с водной поверхности бассейна площадью 20 м².

Попытка построения графиков связи испарения с водной поверхности и исправленных значений температуры и влажности воздуха, измеренных на метеорологической станции, оказалась малоэффективной. Среднеквадратичные отклонения при этом получились значительными, а абсолютные величины отклонений утром и вечером, весной и осенью имели разный знак. Это об-

стоятельство было обусловлено различием в суточном и сезонном ходе температуры поверхности воды и почвы.

Для определения надежных поправок для водной поверхности к температуре $\Delta T_в$ и влажности воздуха $\Delta e_в$ использовались данные непосредственных измерений температуры поверхности воды в бассейне площадью 20 м². При этом в относительных единицах [см. формулу (109)] строились графики суточного и сезонного хода температуры воздуха и поверхности воды в бассейне. Затем описанным выше методом определялись суточные и сезонные поправки, графическое изображение которых приводится ниже (в § 3.3.3, рис. 76—78). Лишь после введения упомянутых поправок строилась связь интенсивности испарения с поверхности водноиспарительного бассейна с температурой и влажностью воздуха.

Для построения упомянутой связи использовались часовые величины испарения, измеренные на тех водноиспарительных станциях, на которых осуществляется непрерывная регистрация испарения с водной поверхности испарительного бассейна площадью 20 м². Построение и уточнение расчетных графиков для определения испарения с водной поверхности осуществлялось А. А. Вилькенс (1967) под руководством автора. Всего было использовано более 2000 часовых сроков наблюдений в разное время года, при разных погодных условиях. Все эти точки закономерно расположились на координатной плоскости $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ (исправленные), что дало возможность провести изолинии часовых величин испарения с водной поверхности (рис. 59).

Для удобства практических расчетов испарения с водной поверхности за длительные промежутки времени (декада, месяц) желательно использование не срочных значений температуры и влажности воздуха, а их среднесуточных, декадных или месячных величин.

Для построения упомянутой связи использовались данные месячных величин испарения, измеренных на 26 водноиспарительных станциях, расположенных в различных частях Советского Союза. В значения температуры и влажности воздуха за каждый используемый месяц вносилась поправка на сезонный ход температуры $\Delta T_в$ и влажности воздуха $\Delta e_в$ (рис. 76, 77, § 3.3.3), после чего среднесуточные величины испарения за месяц наносились на график с координатами $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$ (рис. 60). Расположение точек на графике дало возможность провести вполне определенные изолинии среднесуточной интенсивности испарения. Последние могут использоваться в качестве расчетных при определении испарения с водной поверхности по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях.

Одной из форм проверки графиков, построенных по экспериментальным данным, является согласование сумм часовых

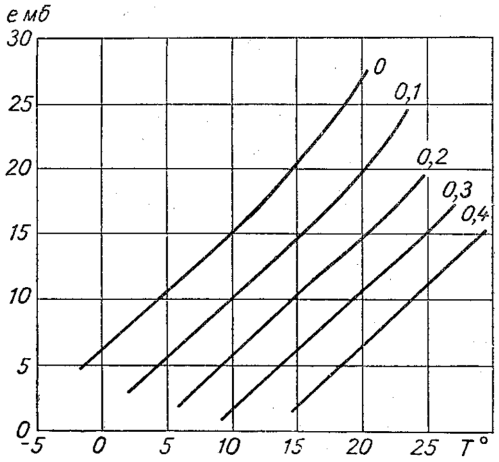


Рис. 59. Зависимость интенсивности испарения (мм/час) с водной поверхности бассейна площадью 20 м² от исправленных срочных значений температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин $\Delta T_в$ и $\delta T_в$, $\Delta e_в$ и $\delta e_в$).

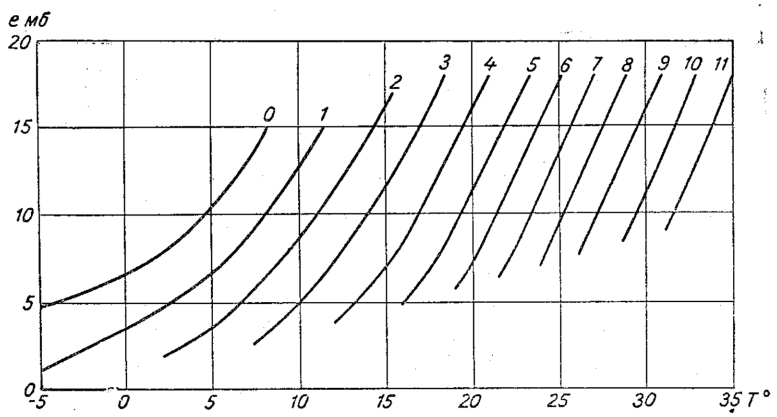


Рис. 60. График для расчета среднесуточных величин испарения (мм/сут.) с водноиспарительного бассейна площадью 20 м² по исправленным средним значениям температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин $\Delta T_в$ и $\Delta e_в$, отличных от величин ΔT и Δe).

значений величин испарения с водной поверхности (рис. 59) с величиной среднесуточного испарения, определенной по среднесуточным значениям температуры и влажности воздуха (рис. 60). Такое согласование оказалось удовлетворительным, поскольку коэффициент корреляции между сравниваемыми величинами оказался равным 0,89, кривая распределения разности этих величин имеет симметричный характер, а вероятное отклонение составляет 0,4 мм/сут., или примерно 10% суточного испарения.

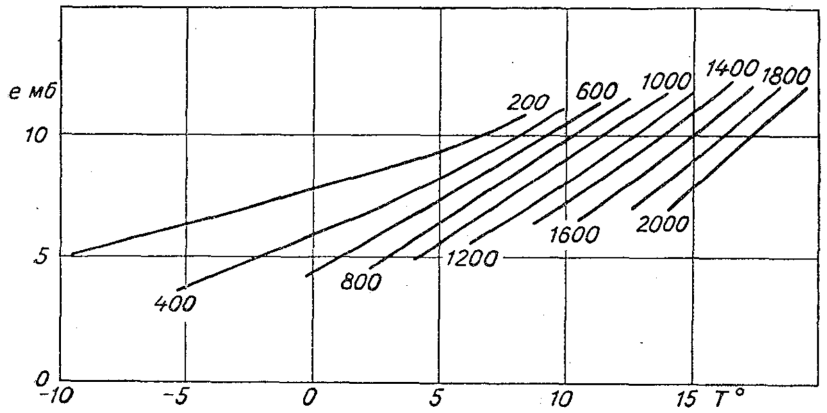


Рис. 61. График для расчета величин испарения (мм/сез.) за теплый сезон с водноиспарительного бассейна площадью 20 м² по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха, измеренным на высоте 2,0 м.

Величины испарения с поверхности бассейна площадью 20 м² за теплый период года могут быть рассчитаны с помощью графика, приведенного на рис. 60, как сумма месячных величин испарения. Для практических целей иногда удобно оценить величину испарения с бассейна за теплый период по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха. Такой график приведен на рис. 61. Он удобен тем, что в значения температуры и влажности воздуха не требуется вводить никакой поправки.

Для тех же целей удобства ориентировочных расчетов на рис. 62 приведен график, дающий возможность переходить от годовых величин испарения с водной поверхности бассейна (включая испарение с поверхности льда и снега) к величинам испарения за теплое время года.

На водноиспарительной сети Советского Союза, кроме опорных станций (около 50), на которых установлены испарительные бассейны площадью 20 м² (глубина 2 м), имеется примерно

400 пунктов, в которых испарение с водной поверхности измеряется с помощью испарителей ГГИ-3000 (площадь 0,3 м^2, глубина 0,6 м). Для решения многих практических вопросов важно иметь способ надежного перехода от показаний испарителей к показаниям бассейна-эталона. Для средних многолетних условий В. И. Кузнецовым (1954а) разработан способ определения переходных коэффициентов, но для конкретных погодных условий различных лет, месяцев и декад таких универсальных способов перехода не имеется.

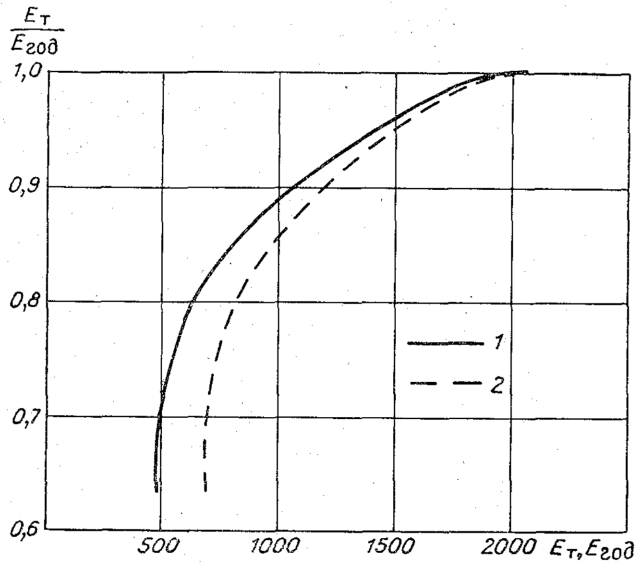


Рис. 62. График связи отношения испарения с водной поверхности за теплый период $E_т$ к годовой величине $E_{год}$ с величинами испарения за теплый период (*1*) и за год (*2*).

Принятая нами методика позволяет построить график величин переходных (редукционных) коэффициентов для испарителей ГГИ-3000, пригодных для различных погодных условий. С этой целью были использованы данные наблюдений в 26 достаточно репрезентативных пунктах, где проводились одновременные наблюдения за испарением с водной поверхности по испарительному бассейну и испарителю ГГИ-3000. При нанесении на график величин редукционного коэффициента в значения температуры и влажности воздуха за соответствующий период вносилась поправка на сезонный ход (ΔT и Δe). По полученным экспериментальным точкам были проведены изолинии редукционных коэффициентов (рис. 63), которые дают возможность определять величины этого коэффициента при любых погодных

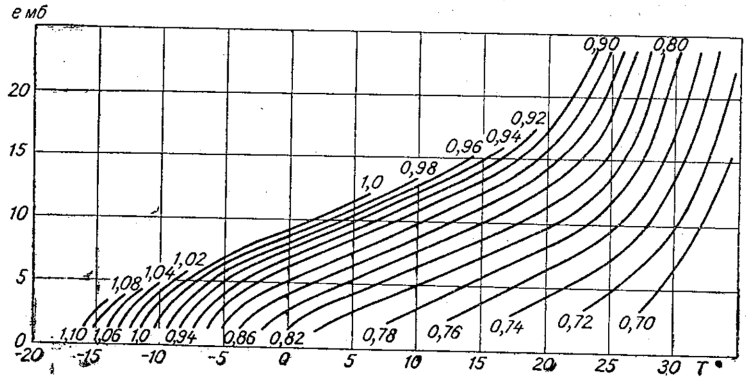


Рис. 63. График для расчета переходного (редукционного) коэффициента $r=\frac{E_{20}}{E_{0,3}}$ от показаний испарителя ГГИ-3000 к показаниям испарительного бассейна площадью 20 м² по исправленным средним значениям температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

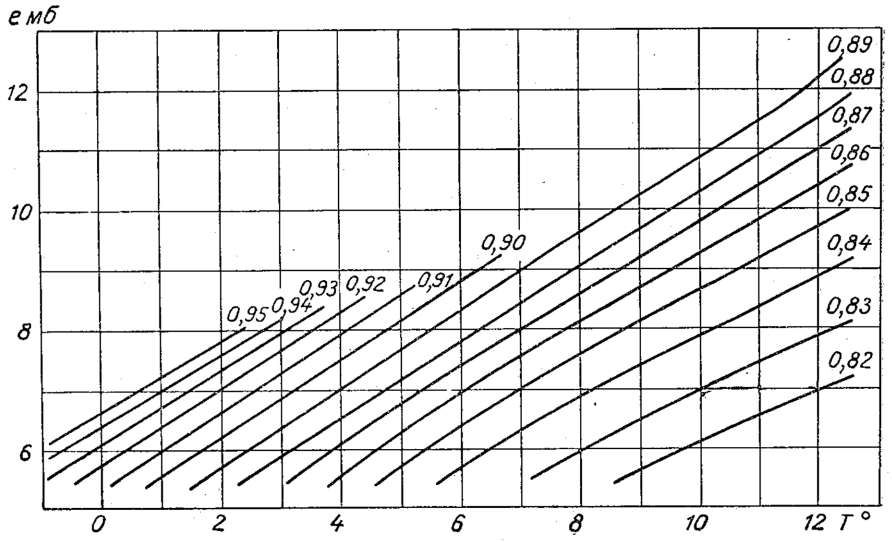


Рис. 64. График для расчета средних величин переходного (редукционного) коэффициента $r=\frac{E_{20}}{E_{0,3}}$ (за теплый период) от показаний испарителя ГГИ-3000 к показаниям испарительного бассейна площадью 20 м² по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха, измеренным на высоте 2,0 м.

условиях. Подобный график может быть построен и для определения средней величины редукционного коэффициента за теплый период года (т. е. не включая зимний период). Такой график приведен на рис. 64. С его помощью можно переходить от величин испарения за теплый период, измеренного с помощью испарителей ГГИ-3000, к величинам испарения за тот же период, измеренным с помощью бассейна-эталона площадью 20 м². Вопрос о способе перехода от испарения с бассейна площадью 20 м², глубиной 2 м к испарению с естественных водоемов различных размеров рассмотрен в настоящей работе ниже (гл. 4.1).

3.2. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРКИ РАСЧЕТНОЙ МЕТОДИКИ

В основу предлагаемой методики расчета испарения по данным метеорологических станций положена схема расчета испарения методом турбулентной диффузии, ранее разработанная автором (ч. 2) и проверенная на многочисленном экспериментальном материале. При обобщении указанной схемы использованы связи градиентов температуры и влажности воздуха со средними значениями этих элементов на высоте 2 м, построенные на обширных экспериментальных данных, полученных над различными естественными подстилающими поверхностями в разных климатических условиях. Все это дает основание считать предлагаемую расчетную схему правильной.

Однако прежде чем рекомендовать методику для массового использования, она должна пройти дополнительную проверку с целью оценки ее точности и трудоемкости, а также с целью оценки ее достоинств и недостатков. Проверка расчетной методики осуществляется путем сопоставления с непосредственно измеренными величинами испарения.

3.2.1. Результаты сопоставления рассчитанных по сетевым метеорологическим данным величин испарения с непосредственно измеренными величинами

Для проведения проверки расчетной методики необходимо иметь надежные данные по непосредственному измерению испарения. Такие данные приведены в работах В. А. Урываева (1953), В. Ф. Пушкарева (1954, 1957, 1958, 1959), Л. Р. Струзера (1955, 1959), С. Ф. Федорова (1954), О. В. Попова (1956), автора (1954, 1961, 1963), автора и В. Ф. Пушкарева (1959, 1960), Л. Р. Струзера и Н. П. Русина (1956), автора и Л. Р. Струзера (1954), автора и М. П. Козлова (1955), автора, О. В. Попова и В. Ф. Пушкарева и мн. др.

К таким данным относятся также величины испарения, полученные Валдайской научно-исследовательской гидрологической лабораторией с помощью гидравлического испарителя большой модели. Значительный размер почвенного монолита испарителя (площадь 5 м², глубина 2 м) обеспечивает идентичность теплового и водного режимов монолита с аналогичными режимами окружающей почвы. Поскольку и состояние луговой растительности на этом испарителе ничем не отличалось от состояния окружающего травостоя, то имеются все основания принимать величины испарения, измеряемые с помощью указанного испарителя, за истинные величины испарения с окружающего луга.

Проверка точности расчетной методики для определения часовых величин испарения с почвы проведена на примере среднего по количеству осадков 1955 г., в котором сильно засушливые периоды чередовались с периодами выпадения обильных осадков.

Наряду с этими данными, относящимися к зоне избыточного увлажнения, для проверки расчетной методики использовались часовые суммы испарения, измеренные с помощью гидравлического испарителя малой модели (ГПИ-53) за 1961 г. в степной зоне Украины (с. Жовтневе Днепропетровской области). Так как такие измерения требовали особой тщательности их проведения, количество сроков наблюдений, удовлетворяющих этим требованиям, оказалось небольшим (всего 36 сроков).

Коэффициент корреляции между рассчитанными и измеренными часовыми суммами испарения с почвы оказался равным 0,61. Кривая распределения разности этих величин оказалась симметричной (рис. 65), а их вероятное отклонения составило 0,07 мм, т. е. 53%. Учитывая ненадежность измерения часовых величин испарения, результаты сопоставления можно считать удовлетворительными.

Материалов для сопоставления измеренных и рассчитанных величин испарения за декаду или месяц имеется много. Часть их для этой цели уже использовалась ранее. Здесь речь идет в первую очередь о монографии автора (1963) и автора, Л. И. Сакали, Н. И. Гойсы и Р. Н. Олейника (1966), где приводились результаты сопоставления рассчитанных и измеренных величин испарения для выборочных станций (Валдай, Елизаветино, Зосемы, Чита, Велико-Анадоль, Дубовка, Киев и Жовтневе). Особенно подробно анализировались данные сопоставлений, полученные для Валдая и с. Жовтневе. Данные аналогичных сопоставлений приводились в статьях В. Ф. Пушкарева и Т. В. Гридасовой (1964), автора и Н. И. Астаховой (1966) и автора, А. В. Кудиной, Н. А. Перелет и Л. Г. Руденко (1966). Правда в монографии автора (1963) и в статье В. Ф. Пушкарева и Т. В. Гридасовой сопоставлялись величины испарения, рассчитанные по старой схеме, и только в последующей монографии и других упомянутых

статьях использовались величины испарения, определенные с помощью уточненной расчетной схемы, которая оказалась в общем более точной, но мало отличной от ее первого варианта.

Результаты сопоставлений были признаны удовлетворительными. Расхождение между сравниваемыми величинами лежало, как правило, в пределах обычных расхождений между двумя независимыми методами определения испарения и не всегда было ясно, за счет какого из сравниваемых методов это расхождение возникает.

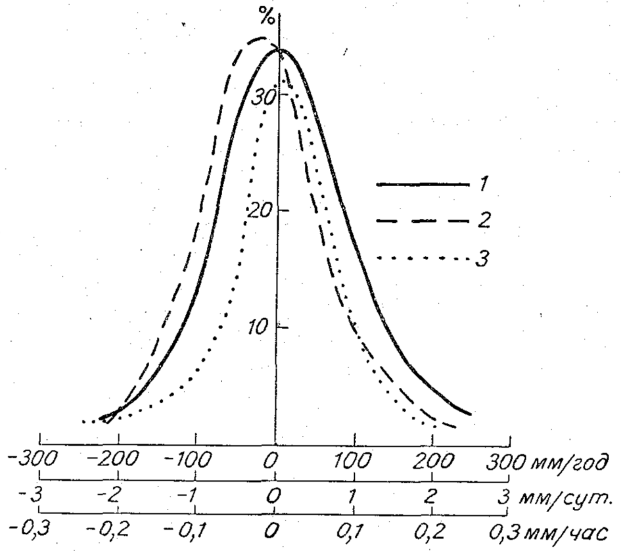


Рис. 65. Кривые распределения разности рассчитанных и измеренных величин испарения с почвы.

1 — часовые величины испарения (БГИ и ГПИ); *2* — суточные величины испарения (ГГИ-500); *3* — годовые величины испарения (водный баланс).

Особенно большое сомнение в этом отношении вызывают величины испарения с почвы, измеренные с помощью испарителя ГГИ-500. Одна из причин такого сомнения — малая глубина почвенного монолита испарителя — уже рассматривалась нами выше (§ 1.1.2). Она приводит, как правило, к занижению величин измеренного испарения. Это же обстоятельство подтверждается и данными Л. И. Зубенок (1966) и Т. А. Огневой (1966).

В работе К. И. Смирнова (1966) приводится анализ разности величин испарения, рассчитанного и измеренного с помощью испарителей. Если учесть сказанное выше о работе испарителей, то данные, приведенные Смирновым, целиком подтверждают основной недостаток работы этих приборов: занижение испарения

в засушливый период. По мере возрастания осадков показания испарителей приближаются к данным расчетной схемы.

Другая причина — неточность измерения осадков. Даже наземный дождемер высотой 20 см, используемый при определении осадков на почвенно-испарительных площадках, занижает величины осадков вследствие ветрового эффекта и потерь на смачивание и испарение примерно на 5—12%. Стандартные сетевые осадкомеры занижают величины осадков еще более. Заниженные величины осадков обусловливают непосредственное занижение величины измеренного испарения.

И еще следует упомянуть об одной причине. При оценке результатов сравнения рассчитанных и измеренных с помощью испарителей ГГИ-500 величин испарения нужно ясно отдавать себе отчет о возможных погрешностях контрольного метода (испарителей). Даже если допустить, что методика измерений испарения с помощью испарителей ГГИ-500 совершенна, то и в этом случае испарителями можно измерять испарение лишь в одной-двух фиксированных точках территории (местах установки испарителей), тогда как по данным метеорологической станции определяется среднее испарение со всей территории, характеризуемой этой станцией. Учитывая естественную горизонтальную неоднородность почвенных характеристик и состояния растительности, можно заранее сказать, что отмеченное обстоятельство может обусловить существенные величины случайных, а порой и систематических отклонений рассчитанных величин испарения от измеренных.

Мы не будем здесь приводить все результаты ранее сделанных сопоставлений. Их можно найти в упомянутых выше литературных источниках. Остановимся лишь на тех новых экспериментальных данных, которые были получены дополнительно в последние годы. Речь идет в первую очередь об изданных в конце 1963 г. «Материалах наблюдений над испарением с поверхности почвы», где приводятся данные по измеренным величинам испарения за ряд лет на 69 почвенно-испарительных станциях Советского Союза. Из всех этих данных для сопоставления были отобраны случаи измерения испарения с луга, целины, залежи или многолетних трав, т. е. для поверхностей, близких по виду к поверхности сетевых метеорологических станций. Всего таким образом было отобрано 665 случаев месячных наблюдений.

Коэффициент корреляции между измеренными и рассчитанными величинами испарения оказался равным 0,68, а вероятное отклонение — равным 16 мм, или 21%. Средние значения месячного испарения из всех 665 случаев оказались равными 75 мм/мес. по расчету и 63 мм/мес. по измерению. Кривая распределения разностей оказалась не симметричной (рис. 65). Эти данные целиком подтверждают сделанные выше замечания о занижении

измеренного с помощью испарителей ГГИ-500-50 испарения с почвы. Это занижение тем существеннее, чем суше климатические условия, т. е. чем меньше осадки за период наблюдений или чем меньше измеренная величина испарения.

Более наглядно это обстоятельство видно из рассмотрения кривых, приведенных на рис. 66. На этом рисунке показана связь рассчитанных и измеренных величин испарения с величиной месячных сумм осадков. Как и следовало ожидать, с ростом степени засушливости, т. е. с уменьшением величины осадков, различие между сопоставляемыми величинами, обусловленное пересыханием почвенного монолита в испарителе, возрастает. Таким образом, зная величину измеренных осадков, с помощью этого графика можно ввести поправку, обусловленную неточностью методики измерений. Тот же график позволяет ответить и на обратный вопрос: зная рассчитанное испарение, определить, чему бы равнялась величина испарения в этих условиях, если бы оно измерялось с помощью испарителей ГГИ-500?

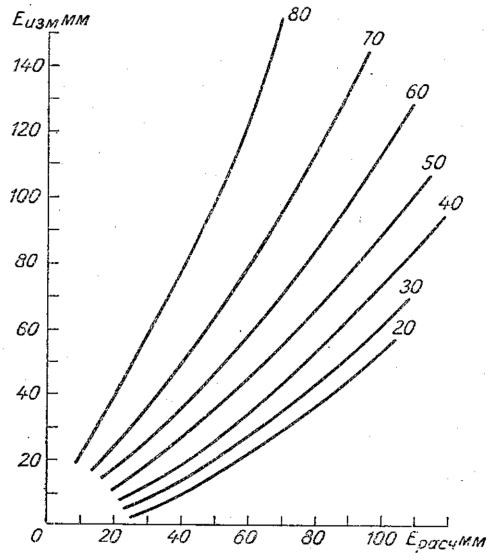


Рис. 66. Сопоставление рассчитанных величин испарения (с помощью графика, приведенного на рис. 57) с измеренными (с помощью испарителей ГГИ-500) в зависимости от величины месячных осадков.

В заключение нами построен график для определения переходного коэффициента от величины испарения, измеренного с помощью испарителя ГГИ-500, к величине рассчитанного испарения (рис. 67). Из приведенного графика видно, что при сильно засушливых условиях величина измеренного испарения может быть заниженной на 20—50% и более, в средних условиях засушливости — на 10—20%, при достаточном увлажнении имеют место наиболее точные результаты измерений, а при избыточном увлажнении измеренное испарение может даже превосходить на 10—30% и более рассчитанное. Это обстоятельство необходимо учитывать при практическом использовании результатов измерения испарения с почвы с помощью испарителей ГГИ-500-50.

До сих пор речь шла о проверке методики расчета испарения с поверхности почвы. В целях проверки пригодности описанной

методики для расчета испарения со снега использовались данные непосредственного измерения испарения в зимних условиях. Для этого применяется гидравлический испаритель большой модели (ВНИГЛ), а также микроиспарители площадью 100 и 500 см², высотой 10 и 6 см (ВНИГЛ, ДНИГЛ, Бомнакская стоковая станция и др.). Методика использования этих испарителей описана в работе П. П. Кузьмина (1953) и в Методических указаниях № 31 (1952).

В расчет принимались отдельные выборочные дни, во время которых отсутствовал горизонтальный перенос снега. За интервал времени от 4 до 11 дней, составленных порой из отдельных выборочных суток, определялись средние значения температуры и влажности воздуха, по исправленным значениям которых (вносилась сезонная поправка), с графика, приведенного на рис. 57, снималась величина среднесуточного испарения со снега. Результаты этих расчетов приведены в табл. 18. Учитывая малую точность измерения испарения со снега, полученное согласование измеренных и рассчитанных величин испарения следует признать удовлетворительным.

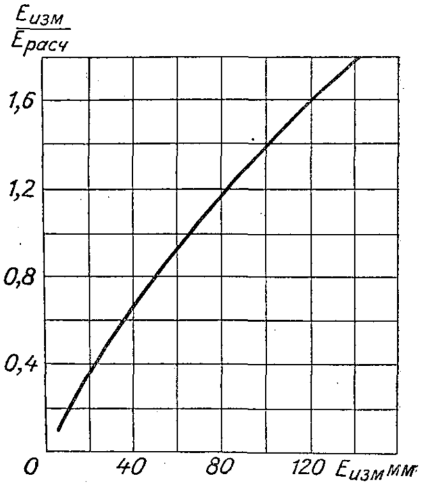


Рис. 67. Поправочный коэффициент к величинам испарения с почвы, измеренным с помощью испарителей ГГИ-500-50.

Приведенные выше данные убеждают нас в применимости предлагаемой методики для расчета испарения с поверхности почвы и снега. Таким образом, предлагаемая схема расчета испарения дает надежные результаты зимой и летом. Все это может служить основанием для утверждения о том, что предлагаемая методика справедлива для любого времени года; с ее помощью можно определить сезонный ход испарения с поверхности суши в естественных условиях.

Прежде чем перейти к сопоставлению измеренных и рассчитанных годовых сумм испарения, следует заметить, что на удовлетворительное согласование рассчитанных и определенных другим независимым способом месячных величин испарения, указывалось в ряде работ других авторов (см., например, Бочков, 1965а; Крестовский, 1960, 1964; Харченко, 1962; Смирнов, 1963; Алпатьев и Перченок, 1963 и др.). Ввиду трудности осуществления непрерывного измерения испарения в течение всего года

Таблица 18

Сопоставление измеренных и рассчитанных величин испарения со снега (величины испарения приведены к промежутку времени, равному 1 мес.)

Место	Год	Месяц	$T_{изм}$	$e_{изм}$	$E_{изм}$	$E_{расч}$
ВНИГЛ	1938	III	—1,8	4,4	4,6	11,0
	1938	IV	—0,8	3,9	10,8	13,0
	1939	IV	0,6	4,2	19,5	17,0
	1940	IV	0,2	4,4	18,2	15,5
	1946	III	—4,5	3,4	9,6	10,0
	1946	IV	—0,1	4,1	12,0	15,0
	1951	II	—8,2	3,2	3,9	2,5
	1951	III	—8,7	1,9	11,2	9,0
	1952	III	—11,8	1,7	3,7	5,0
	1952	IV	—0,6	4,1	11,4	14,0
	1953	II	—16,9	1,4	2,2	3,0
	1953	III	—1,4	4,0	26,3	12,0
	1953	IV	2,7	4,3	25,8	17,0
	1954	I	—16,9	1,6	0,0	2,0
	1954	II	—11,0	2,5	1,1	2,0
	1954	II	—16,2	1,5	0,6	2,5
	1954	III	—2,1	4,1	12,7	11,0
	1954	III	—5,6	3,2	14,9	8,0
	1954	III	0,8	4,8	22,0	16,0
	1955	III	—13,5	1,6	4,3	4,0
	1957	I	—2,9	4,6	1,9	7,5
	1957	III	—9,9	2,6	7,1	3,0
	1957	III	0,6	4,1	15,8	17,0
	1957	IV	3,6	5,8	6,0	17,0
	1958	III	—10,6	1,8	9,6	5,5
	1958	III	—10,0	1,8	11,8	7,0
	1958	IV	—2,1	2,6	20,4	12,5
	1958	IV	3,2	5,0	12,3	17,0
	1959	II	—5,3	3,7	2,0	6,0
	1959	III	—1,4	4,0	9,0	12,0
	1959	III	—4,9	2,9	11,5	11,0
	1959	III	—0,5	4,1	9,6	14,0
	1959	IV	0,5	4,2	10,2	16,0
	1959	XII	—10,5	2,5	0,9	2,0
	1960	I	—22,2	0,9	—1,6	2,0
	1960	III	—14,9	1,8	3,1	2,0
	1960	III	—1,3	3,7	10,5	12,5
	1960	IV	0,9	3,5	13,2	15,0
	1961	I	—20,4	1,0	—1,6	2,5
	1962	I	—12,7	2,4	1,9	2,0
	1962	II	—6,1	3,4	1,7	5,0
	1962	III	—12,4	1,6	3,1	5,0
	1962	III	—8,0	2,3	9,0	8,0
	1962	IV	5,5	6,3	6,6	17,0
ВНИГЛ (БГИ)	1953	IV	4,3	4,1	29,7	16,0
	1954	IV	0,2	4,6	20,1	15,0
	1955	IV	1,8	5,3	14,7	16,0
	1957	IV	1,7	5,3	8,4	16,0

Место	Год	Месяц	$T_{изм}$	$e_{изм}$	$E_{изм}$	$E_{расч}$
ВНИГЛ (БГИ)	1958	III	—9,3	2,0	4,3	7,5
	1959	III	—4,4	2,9	8,4	11,0
	1959	IV	—1,2	3,9	11,7	12,5
	1960	III	—5,6	3,2	7,1	8,0
	1960	III	—1,8	3,8	11,5	12,0
	1960	IV	—2,4	2,6	8,1	13,0
	1961	III	—1,0	—4,3	12,4	12,5
	1961	IV	0,0	4,7	21,9	14,5
Бомнак	1951	II	—27,4	0,5	0,6	1,0
	1951	II	—28,3	0,4	0,6	1,0
	1951	III	—21,4	0,7	3,4	1,5
	1951	III	—16,2	1,1	5,9	4,0
	1951	III	—7,1	1,8	9,6	11,0
	1951	IV	—7,8	2,0	11,4	10,0
	1951	IV	—1,5	2,9	14,1	13,0
	1951	IV	1,3	2,6	12,3	13,0
	1951	XI	—24,5	0,8	0,6	0,5
	1951	XII	—27,6	0,5	2,2	0,2
	1952	I	—37,0	0,2	0,0	0,1
	1952	II	—30,0	0,3	0,6	0,2
	1952	III	—22,0	0,7	2,8	1,0
	1952	III	—11,5	1,5	9,9	5,5
	1952	XII	—38,0	0,3	0,3	0,1
	1953	I	—32,1	0,4	0,0	0,0
	1953	II	—24,7	0,6	2,5	1,0
	1953	III	—17,6	0,8	4,6	3,5
	1953	III	—13,8	1,3	5,0	5,0
	1953	III	—10,3	1,3	9,6	8,0
	1953	XII	—35,0	0,3	0,0	0,1
	1954	I	—36,0	0,4	0,0	0,0
	1954	II	—22,6	1,0	0,0	0,5
	1954	III	—10,7	2,0	0,6	5,0
	1954	IV	—7,3	3,0	2,7	5,0
	1954	IV	—1,6	2,0	4,2	11,5
	1954	IV	2,6	3,4	20,7	15,0
	1954	X	—5,0	0,8	0,3	2,0
	1954	XI	—26,2	0,7	0,0	0,2
	1954	XII	—25,1	0,8	0,0	0,1
ДНИГЛ	1954	I	—13,7	1,9	—1,2	2,0
	1954	II	—23,6	0,7	0,3	2,0
	1954	III	—6,6	3,4	5,6	4,5
	1954	IV	0,6	4,9	16,2	15,5
	1955	III	—9,2	2,6	9,0	4,5
	1955	III	—4,1	3,6	6,2	10,0
Озеро Индер	1942	I	—12,3	1,7	1,2	5,0
	1942	III	—12,5	1,5	6,8	5,5
КазНИГМИ	1959	II	—8,2	2,4	8,4	7,0
с. Туготино (Псковская область)	1962	III	—6,6	2,6	8,7	9,0

непосредственно измеренные с помощью испарителей годовые суммы испарения практически отсутствуют. Эта трудность связана в основном с неприспособленностью к работе существующих испарителей в переходные (осенний и особенно весенний) периоды. Поэтому более надежными величинами годового испарения являются их значения, определенные методом водного баланса. При этом, естественно, максимальной точностью обладают величины среднего многолетнего, т. е. нормы испарения, поскольку в этом случае можно не учитывать различие влагозапасов почвы (включая грунтовые воды) в начальный и конечный сроки расчетного периода.

Наиболее уязвимым местом определения испарения методом водного баланса является малая точность измерения осадков. Речь идет прежде всего не о случайных ошибках, связанных с неравномерным распределением осадков по площади, а о систематических ошибках, приводящих к занижению измеренных величин осадков существующими сетевыми осадкомерами. В величины осадков, используемых для определения испарения методом водного баланса, вносились необходимые поправки. Нормы стока для различных пунктов территории СССР принимались в соответствии с рекомендациями К. П. Воскресенского (1963).

Сравнение снятых с графика (рис. 58) норм годового испарения для 227 станций с годовыми величинами испарения, полученными из соотношений составляющих водного баланса, показало их сравнительно хорошую согласованность. Средняя арифметическая величина годового испарения, полученного из соотношений водного баланса, составляет 359 мм, рассчитанного по графику — 350 мм. Разность этих величин в 70% случаев не более 75 мм, т. е. не более 21%. Вероятное отклонение равно 58 мм, или 16%. Коэффициент корреляции между нормами годового испарения, рассчитанными по графику, и средними годовыми величинами испарения, полученными из соотношений составляющих водного баланса, равен 0,79. Кривая распределения разностей величин испарения, рассчитанных по графику и по водному балансу (рис. 65), симметрична.

Наиболее детально точность предлагаемой методики проверялась для условий Украины. При этом использовались данные 78 метеорологических станций, расположенных в пределах рассматриваемой территории (Сакали и Олейник, 1962, 1963; Константинов, 1963). Полученные величины норм испарения сопоставлялись с подобными характеристиками, определенными методом водного баланса. Годовая сумма осадков при этом увеличивалась в среднем на 19%, тогда как сейчас более точные исследования показали, что средняя величина измеренных осадков для территории Украины в прошлом была занижена не на 19%, а примерно на 23%. Таким образом, при производстве этого сравнения следует учесть, что величина испарения, определенного мето-

дом водного баланса, была занижена примерно на 5% (испарение составляет лишь часть осадков).

Среднее расхождение между сравниваемыми величинами составило примерно 10% в сторону завышения рассчитанных по температуре и влажности воздуха величин испарения. Наряду с упомянутым выше 5%-ным занижением испарения, определенного методом водного баланса, завышение рассчитанных по графику, приведенному на рис. 58, величин объясняется еще и недостаточной репрезентативностью подавляющего большинства метеорологических станций, расположенных на территории Украины. Частично это замечание относится и к другим районам территории Советского Союза (§ 5.4.1).

Дело в том, что метеорологические станции расположены около или внутри населенных пунктов. Последние в свою очередь располагаются вблизи рек, водоемов или прудов, т. е. в пониженных формах рельефа. Почва и воздух в этих местах более увлажнены, а скорость ветра меньше, чем на преобладающих формах ландшафта (сельскохозяйственные поля), окружающих населенные пункты. Повышение влагозапасов почвы здесь обусловлено возможным выклиниванием грунтовых вод и аккумуляцией поверхностного стока в районе расположения населенных пунктов. Большие влагозапасы почвы обеспечивают повышенные расходы воды на испарение, а понижение скорости ветра в районе расположения метеорологических площадок ослабляет перенос тепла и влаги в выше лежащие слои атмосферы, что делает показания этих метеорологических станций не вполне репрезентативными. Считая нормы испарения с больших водосборов, определенные методом уточненного водного баланса, за истинные величины, в последующем все определенные по данным метеорологических станций величины испарения для Украины уменьшались на 5%. Тем самым рассчитываемые величины испарения приводились к репрезентативным значениям, характеризующим испарение с больших площадей.

Вернемся еще раз к оценке точности измеренных с помощью испарителей величин испарения с позиций годовых норм испарения в различных климатических условиях. Для этого Н. И. Астаховой был построен график связи месячных сумм измеренного испарения с почвы и снега с исправленными значениями температуры и влажности воздуха. Этот график, естественно, подобен графику, приведенному на рис. 57 для расчета месячных сумм испарения по описанной выше методике, только величины испарения большей частью оказались заниженными. Поэтому и годовые суммы испарения, рассчитанные с помощью этого графика, построенного по данным испарителей, занижены по сравнению с испарением, определенным методом водного баланса. Это занижение оказалось разным для различных климатических условий и составило в среднем 10—30%, увеличиваясь

по мере возрастания степени засушливости. Среднегодовое занижение измеренных таким образом величин испарения по сравнению с рассчитанными составило 48 мм при годовой норме 303 мм. Это обстоятельство еще раз подтверждает необходимость введения поправок в показания испарителей ГГИ-500-50.

Результаты проверки изложенной методики путем замыкания уравнения теплового (Константинов, Кудина, Перелет, Руденко, 1966) и водного (Астахова, Константинов, 1966) балансов также указывают на достаточную точность методики и на ее пригодность для производства практических расчетов.

3.3. НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ПОЧВЫ, ВОДЫ И СНЕГА ПО СЕТЕВЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ. ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА

3.3.1. Общие рекомендации и пояснения условий применения расчетной методики

Для использования приведенной выше расчетной методики при определении месячных и часовых величин испарения необходимо в измеренные значения температуры и влажности воздуха внести сезонную и внутрисуточную поправки, обусловленные инерционностью турбулентного тепло- и влагообмена поверхности почвы с атмосферой. При расчете годовых сумм испарения по среднегодовым значениям температуры и влажности воздуха в значения температуры и влажности никаких поправок вводить не надо.

Величины сезонных поправок к температуре ΔT и влажности воздуха Δe за разные месяцы могут быть определены по графикам, приведенным на рис. 46 и 48, где по оси абсцисс отложена фактическая среднемесячная температура, а по оси ординат — влажность воздуха в мб. Снимаемые с графика поправки относятся к середине месяца (т. е. к 15-му числу каждого месяца). Для промежуточных дат поправка определяется путем линейной интерполяции.

Учитывая сравнительно малую зависимость величин поправок от среднемесячной влажности воздуха, для расчетов, не требующих особой точности (т. е. при обычных расчетах, для не особенно засушливых или избыточно увлажненных условий), при определении величин сезонных поправок ΔT и Δe можно пользоваться графиками, приведенными на рис. 47 и 49, на которых по оси абсцисс отложено время года (подекадно и помесячно), а по оси ординат — среднемесячная температура воздуха. Для удобства пользования этими графиками при выполнении расче-

тов компонент теплового и водного балансов составлены вспомогательные таблицы (приложения VI и VII), позволяющие по измеренным значениям температуры воздуха за любой месяц и декаду определить значения сезонных поправок ΔT и Δe. Если нужно определить значения ΔT и Δe за более короткие промежутки времени, чем за декаду, а также для промежуточных значений температуры воздуха допускается линейная интерполяция. При обычных расчетах значения температуры и влажности воздуха можно округлять до целых градусов и миллибаров.

Величины внутрисуточных поправок к температуре δT и влажности воздуха δe за стандартные климатические сроки 1, 7, 13, 19 час. приведены на рис. 50, где вдоль координатных осей отложены исправленные на сезонный ход значения температуры и влажности воздуха. Это значит, что к срочным значениям температуры и влажности добавляется сезонная поправка, определенная для среднесуточного значения температуры и влажности воздуха. За промежуточные сроки поправка определяется путем линейной интерполяции. Ввиду сравнительно малой зависимости значений этих поправок от влажности воздуха приводятся графики их связи для каждого часа суток лишь с температурой воздуха за данный срок (рис. 51).

При определении суммарной поправки для отдельных сроков (при расчете внутрисуточного хода отдельных составляющих теплового и водного балансов) следует к сезонной поправке прибавить (с учетом знака) внутрисуточную поправку за данный срок. При этом еще раз следует подчеркнуть, что сезонная поправка определяется не по срочному значению температуры и влажности воздуха, а по среднесуточному ее значению. Правда, во многих случаях разница в величинах сезонных поправок, определенных по срочным и среднесуточным значениям температуры и влажности воздуха, лежит в пределах точности расчетной методики.

Потребность определения суточного хода испарения ограничена обычно некоторыми научно-исследовательскими задачами и частными вопросами сельскохозяйственной мелиорации. Поэтому мы не приводим специальных вспомогательных графиков и таблиц для производства таких расчетов. Последние можно выполнить с помощью графика, приведенного на рис. 56, введя предварительно в измеренные значения температуры и влажности воздуха поправки на их суточный и сезонный ход.

Величина суточного испарения определяется по характеристикам интенсивности испарения за отдельные сроки с помощью тех же интерполяционных формул, что и при расчете испарения по данным градиентных измерений [см. формулы (117)—(120)].

Основное назначение расчетной методики заключается в использовании ее для определения испарения за значительные промежутки времени (более одних суток), в том числе сезонного хода

испарения. Краткие пояснения к выполнению таких расчетов приводятся в специальных методических указаниях, составленных автором (1961 в).

С помощью предлагаемой расчетной методики наиболее точно можно получить величины испарения за такие промежутки времени, которые удовлетворяют следующим двум требованиям: промежуток не должен быть столь большим, чтобы внутри него сильно сказывался сезонный ход метеорологических элементов; с другой стороны, его не следует выбирать слишком малым — он должен включать в себя такое количество суток, которое обеспечивало бы близость среднего суточного хода метеорологических элементов и испарения к устойчивому среднему суточному ходу, положенному в основу расчетной методики. Поэтому продолжительность расчетного периода, как правило, не должна превышать дву-трех месяцев и не должна быть меньше декады. Наиболее удобным и подходящим для расчета испарения периодом является месяц.

При расчете испарения за меньшие промежутки времени (например, за одни сутки) могут быть также получены удовлетворительные результаты, если ход испарения за эти сутки мало отличается от среднего суточного хода испарения в естественных условиях, вошедшего составной частью в расчетный график (рис. 57). При определении испарения за промежутки времени, превышающие два-три месяца, начинает оказывать влияние нелинейность поправок к температуре и влажности воздуха, учитывающих сезонный ход метеорологических элементов, а также нелинейность самого расчетного графика. Ошибка, возникающая при расчете испарения по средним значениям $T_{2,0}$ и $E_{2,0}$ за три—шесть летних месяцев составляет 10—30% в основном в сторону завышения. Для производства ориентировочных расчетов за сезон такой ошибкой во многих случаях можно пренебречь.

Есть еще одно немаловажное соображение по поводу оптимального расчетного интервала применимости рассматриваемой методики. Используемые в методике соотношения между температурой и влажностью воздуха, измеренными на высоте 2,0 м, с вертикальными градиентами этих элементов справедливы лишь для средних условий, т. е. таких, когда температура и влажность воздуха формируются под влиянием данной подстилающей поверхности. В естественных условиях, однако, такое состояние бывает далеко не всегда. Обычно же имеют место последовательные вторжения относительно холодных и относительно теплых масс воздуха, и лишь за значительные промежутки времени средняя температура таких вторгшихся масс будет соответствовать характеристикам данной подстилающей поверхности.

Средняя продолжительность естественно-синоптического периода (т. е. продолжительности отдельных вторжений) составляет, как известно, 5—7 дней. Расчетные интервалы меньшей про-

должительности рискуют целиком попасть в пределы одного синоптического периода; расчеты за такой промежуток времени могут привести к существенным погрешностям. Поэтому минимальная продолжительность расчетного интервала времени должна по крайней мере в 1,5—2 раза превосходить продолжительность естественно-синоптического периода, т. е. составлять не менее 10 дней. Что же касается тех естественно-синоптических периодов, продолжительность которых затягивается до полуторадвух недель и более, то в этом случае уже состояние подстилающей поверхности (главным образом ее тепловые и водные свойства), как правило, приходит в соответствие с в свою очередь трансформированными свойствами данной воздушной массы, в том числе и с ее характерными значениями $T_{2,0}$ и $e_{2,0}$. Чем продолжительнее период вторжения, тем имеет место большее соответствие. Поэтому расчеты за большие промежутки времени не приводят обычно к систематическим погрешностям.

Предлагаемая расчетная методика дает возможность определять испарение с окружающей метеорологическую станцию территории в несколько квадратных километров ,т. е. с той площади, под влиянием которой в основном формируются температура и влажность воздуха, измеряемые в психрометрических будках. Если отсутствует резко выраженное преобладающее направление ветра, то в формировании режима испарения, рассчитываемого по данным метеорологических станций, принимают участие все типы подстилающей поверхности, входящие в упомянутую территорию. В этом случае по данным расчетов мы сможем характеризовать испарение с поверхности территории с такой же полнотой, с какой характеризуем, например, температуру и влажность воздуха над нею.

Экспериментальное исследование режима испарения с сельскохозяйственных угодий, проведенное в различных зонах нашей страны и описанное в работах автора и В. Ф. Пушкарева (1954, 1959, 1960); автора (1962, 1963), а также в части 5 настоящей монографии, показало, что сезонный ход испарения с различных культур в большей мере зависит от погодных условий и влажности почвы, чем от вида культуры. К такому же выводу пришли А. М. Алпатьев (1954), М. И. Будыко (1956, 1959), Пенман (Penman, 1949, 1956), Р. Слейтер и И. Маклрой (1964) и А. И. Будаговский (1964). Особенно отчетливо прослеживается идентичность водопотребления различных сельскохозяйственных культур при оптимальных влагозапасах почвы и сомкнутом травостое (Константинов, 1961, 1963; Константинов и Олейник, 1964, § 4.2.1). О сравнительно малом различии альбедо отдельных сельскохозяйственных угодий при прочих равных условиях говорят данные работ Л. И. Зубенок (1949), М. И. Щербаня (1954), Т. Т. Плешковой (1955), Н . И. Гойсы (1962) и др. Вследствие этих закономерностей имеется гораздо большее сходство в сезон-

ном ходе составляющих теплового и водного балансов (в том числе и испарения) с различных сельскохозяйственных угодий за один и тот же год (при одинаковых погодных условиях и примерно одинаковых влагозапасах почвы), чем в сезонном ходе этих составляющих для одной и той же культуры за разные годы (т. е. при разных погодных условиях и влагозапасах почвы).

Подавляющее большинство метеорологических станций расположено на лугу, целине или залежи и поэтому в первую очередь может характеризовать режим испарения для этих видов поверхности. Однако вследствие малой зависимости режима испарения от вида культуры эти данные в первом приближении могут характеризовать также режим испарения с различных сельскохозяйственных угодий.

Когда речь идет о репрезентативности величин испарения, рассчитанных по данным метеорологической станции, то имеется в виду сравнительно удовлетворительное согласие в сезонном ходе испарения с поверхности, расположенной в непосредственной близости от метеорологической станции, со средним ходом испарения с большой территории, включающей различные сельскохозяйственные угодья. Ошибка, допускаемая при этом, связанная с отличием сезонного хода испарения с какой-либо конкретной культуры от среднего хода испарения, будет, как правило, незначительной, поскольку данная культура обычно занимает лишь часть рассматриваемой территории. Это вовсе не значит, что по данным измерений на метеорологической станции можно непосредственно рассчитать величины испарения с любого конкретного сельскохозяйственного поля, расположенного на значительном расстоянии от метеорологической станции. Несмотря на большое однообразие в сезонном ходе испарения с различных сельскохозяйственных угодий, суммарное испарение с некоторых из них имеет весьма своеобразный характер (с паровых полей, полей с озимыми культурами, кукурузой и т. д.) и для его расчета требуется привлечение дополнительных экспериментальных данных. Эти данные, представляющие собой результаты сопоставления измеренных величин испарения с различных культур за одинаковые промежутки времени (для различных погодных условий и фаз развития растений), дают возможность перейти, например, от испарения с луга к испарению с другой культуры (Константинов и Пушкарев, 1954, 1959; Константинов и Филатова, 1960; Константинов, Харченко, Бархатова и Буров, 1961; Константинов, 1963; Олейник, 1964 и др.). Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Существенное нарушение репрезентативности метеорологических станций наблюдается в период весеннего снеготаяния при наличии на территории, окружающей метеорологическую станцию, построек, деревьев и других препятствий воздушному потоку. Нагреваясь от прямых солнечных лучей, эти препятствия

непосредственно повышают температуру воздуха. При этом нарушается связь между вертикальными профилями температуры и влажности воздуха и соответствующими характеристиками слоев воздуха, примыкающих к поверхности снега. Использование расчетной методики в таком случае приводит к завышению рассчитываемых величин испарения.

Опыт показывает, что величины испарения, рассчитанные по данным метеорологических станций, расположенных на поляне, окруженной лесными массивами, достаточно хорошо согласуются с величинами испарения, определенными с территории окружающего леса методом водного баланса. Полученные выводы вполне согласуются с теми общими представлениями о процессе испарения в условиях пересеченной местности, согласно которым воздушный поток, поочередно проходя над каждым из видов поверхности, трансформируется и поэтому заключает в себе в какой-то мере характеристики каждой из них. Видимо, указанным обстоятельством объясняется удовлетворительный опыт применения данной методики в районах Карпат (Рыбкина, 1959, 1962), Крыма (Дублянский, 1964, 1966), Кавказа (Пахчанян, 1964) и гор Средней Азии (Зеленин, 1964).

Так же для одних и тех же значений температуры и влажности воздуха интенсивность испарения с почвы и снега различная, при расчетах, если нет указаний о наличии или отсутствии снежного покрова, следует принимать за испарение с почвы величины испарения за период, когда неисправленная температура воздуха выше или равна нулю ($T \geqslant 0°$). Случаи с $T < 0°$ следует принимать за испарение со снега.

3.3.2. Оценка влияния водоемов на репрезентативность значений температуры и влажности, измеренных на прибрежных метеорологических станциях

Особенно сильно репрезентативность станций нарушается близлежащими водоемами. Величина этих нарушений зависит от размеров водоема и его расстояния до метеорологической площадки. Предварительная обработка многочисленных экспериментальных данных показывает, что для уровня измерений 2 м заметная зона непосредственного влияния водоема на температуру и влажность воздуха над сушей при ветре со стороны водоема составляет примерно $^1/_3$ длины пути пробегания ветра над водной поверхностью. С уменьшением размера водоема (до 1 км) относительная ширина зоны влияния водоема несколько возрастает (до $^1/_2$ и более).

Из приведенной оценки следует, что особенно сильно нарушается репрезентативность метеорологических станций, расположенных в прибрежной зоне больших водоемов, озер и морей. Вследствие значительной длины пути, проходимой воздушным

потоком над водной поверхностью, он в сильной мере обогащается водяными парами и изменяет свою температуру так, что многие километры, а порой десятки и многие десятки километров еще остается заметным влияние этого водоема на температуру и влажность воздуха, измеренных на метеорологических станциях. Во всех случаях, когда метеорологическая станция находится в сфере влияния водоема, ее показаниями без введения специальных поправок можно пользоваться лишь за промежутки времени, когда ветер направлен от метеорологической станции в сторону водоема. Вопрос о поправках рассмотрим ниже.

Влияние водоемов на метеорологические условия прибрежных районов имеет существенное самостоятельное значение для ряда направлений исследований в метеорологии, агрометеорологии, курортологии и т. д. Исследованию этого вопроса посвящено значительное количество работ [Борушко, 1956; Коноводов, 1941; Ляхов, 1953; Капс (Kaps), 1953—1954; Штреммер (Strammer), 1938 и др.], в той или иной мере характеризующих влияние водоемов на температуру и влажность воздуха над сушей. В этих работах указывалось, что в теплое время года водоемы снижают температуру и повышают влажность воздуха в прибрежных районах, тем самым несколько «смягчают» климат, делая его менее континентальным.

В связи с использованием описанной выше схемы расчета испарения по сетевым метеорологическим данным (точнее, по температуре и влажности воздуха), а также в связи с наличием подобных схем для расчета радиационного баланса, турбулентного теплообмена и теплообмена в почве появилась необходимость в более строгом количественном учете влияния водоемов на упомянутые метеорологические элементы. При осуществлении такого учета представляется возможность с помощью расчетных схем определять потоки различных субстанций по данным наблюдений пунктов, расположенных в прибрежной зоне.

Теоретическое построение схемы учета влияния водоемов на температуру и влажность воздуха прибрежных районов затруднено необходимостью учета в уравнении трансформации чрезвычайно многих факторов. Наиболее перспективные попытки построения такой расчетной схемы были предприняты М. П. Тимофеевым (1963). Вследствие упомянутых трудностей нами (Константинов, Кудина, Олейник, 1963) был принят в основу эмпирический путь исследований данного вопроса. Работа выполнена по материалам наблюдений в прибрежных районах Черного, Каспийского и Балтийского морей. Вопрос о влиянии водоемов меньшего (озера, реки, пруды) и большего (океаны) размера в настоящей работе не рассматривается; влияние этих водоемов должно явиться предметом последующих исследований.

Для простоты исследований нами рассматриваются лишь средние многолетние отклонения температуры T и абсолютной

влажности e воздуха в разное время года над пунктами, расположенными на различных расстояниях от берега. При этом в используемые для анализа данные наблюдений уже включено влияние сезонной изменчивости направлений бризовых циркуляций, поэтому не требуется дополнительный учет этого фактора при последующем использовании предложенной методики. В качестве исходных данных по температуре и влажности воздуха были взяты материалы наблюдений на морских и прибрежных пунктах, перечисленных в табл. 19.

Таблица 19

Список метеорологических станций, данные которых использованы для исследования влияния моря

№ п/п	Станции	Расстояние от берега, км	№ п/п	Станции	Расстояние от берега, км
	Морские		17	Тихиметса (Б)	25
1	Джарылгач (Ч)	25	18	Карачала (К)	35
2	Свинной остров (К)	25	19	Мелитополь (Ч)	40
3	Вайндло (Б)	25	20	Кази-Магомед (К)	45
4	Тендра (Ч)	40	21	Тюри (Б)	45
5	Сырве (Б)	45	22	Аскания-Нова (Ч)	55
6	Жилой остров (К)	60	23	Совхоз им. Котовского (Ч)	55
	Прибрежные		24	Валга (Б)	65
7	Одесса, обс. (Ч)	0,5	25	Раздельная (Ч)	70
8	Хорлы (Ч)	0,5	26	Каховка (Ч)	75
9	Геническ (Ч)	1	27	Берислав (Ч)	80
10	Скадовск (Ч)	1	28	Выру (Б)	100
11	Очаков (Ч)	2	29	Вознесенск (Ч)	105
12	Пярну (Б)	2	30	Кюрдамир (К)	110
13	Одесса, агромет. (Ч)	9	31	Новый Буг (Ч)	112
14	Бехтеры (Ч)	10	32	Владимировка (Ч)	112
15	Алят (К)	10	33	Мигея (Ч)	150
16	Ново-Алексеевка (Ч)	16	34	Котовск (Ч)	155

Примечание. В таблице приняты следующие обозначения: (Ч) — Черное море, (Б) — Балтийское море, (К) — Каспийское море.

При анализе материалов наблюдений для каждого из месяцев определялись средние многолетние разности температур и влажности воздуха над морем и над сушей. Для характеристики последней использовались пункты, находящиеся заведомо вне влияния моря. Путем предварительного анализа было установлено, что эти пункты удалены на 120—150 км от берега, т. е. находятся на расстоянии от берега, равном примерно $^1/_4 \div {}^1/_3$ ширины водоема. Для таких расстояний известное влияние оказы-

вают широтные изменения температуры воздуха. Это обстоятельство учитывалось путем введения поправки, определяемой как разность температур на аналогичных участках суши, находящейся вне влияния моря. Широтная поправка к абсолютной влажности воздуха ввиду ее малой территориальной изменчивости не вводилась.

Попытка построения единого графика связи разности температур над морем $T_м$ и сушей $T_с$ с величиной температуры воздуха над сушей $T_с$ не увенчалась успехом. Имели место систематические отклонения от средней зависимости данных, полученных над различными морями за отдельные месяцы наблюдений. Для построения единой для всех трех перечисленных морей зависимости необходимо было ввести сезонную поправку на температуру и влажность воздуха, измеренные над этими морями.

Сущность и назначение такой поправки для пунктов, расположенных на суше, описаны в § 3.1.1, где показано, что для лучшего соответствия температуры и влажности воздуха, измеренных на высоте 2 м, таким же характеристикам слоя воздуха, непосредственно примыкающего к поверхности почвы, следует учитывать инерционность процесса передачи тепла и влаги от поверхности почвы до уровня 2 м. Необходимость соответствия значений температуры и влажности воздуха подобным характеристикам поверхности почвы обусловлена тем обстоятельством, что именно последние величины определяют собой в основном интенсивность испарения, турбулентного теплообмена и т. д. Поэтому исправленные (с учетом сезонного хода) значения температуры и влажности воздуха являются «входными» параметрами в упомянутые выше расчетные схемы.

Величина сезонной поправки для температуры $\Delta T_с$ и влажности $\Delta e_с$, пригодная для континентальных пунктов наблюдений, была приведена в работах автора (1960, 1963), в статьях автора и А. В. Кудиной (1962), автора и Л. И. Сакали (1963). Ее значения (рис. 68) оказались несколько отличными от подобных поправок, полученных в § 3.1.1. Это отличие обусловлено необходимостью использования единой методики при определении поправок к показаниям как сухопутных, так и морских станций. Для морских пунктов величина такой поправки еще никем не определялась. То же самое можно сказать и о промежуточных пунктах, для которых величина поправки должна в разной степени зависеть как от «сухопутной», так и от «морской» поправок.

Методика определения поправки на сезонный ход температуры $\Delta T_м$ и влажности $\Delta e_м$ для морских пунктов ввиду ограниченного количества исходных данных нами принята упрощенной; она сводилась к построению фактического сезонного хода данного элемента

$$T_{м,ф} = f_1(t) \text{ и } e_{м,ф} = f_2(t),$$

где t — время. Максимумы температуры и влажности воздуха приходились обычно на конец июля — начало августа, тогда как максимум солнечной радиации, а следовательно, и максимум прихода тепла на поверхность воды — на период летнего солнцестояния (22/VI). Разница между этими датами составляет 36—40 дней.

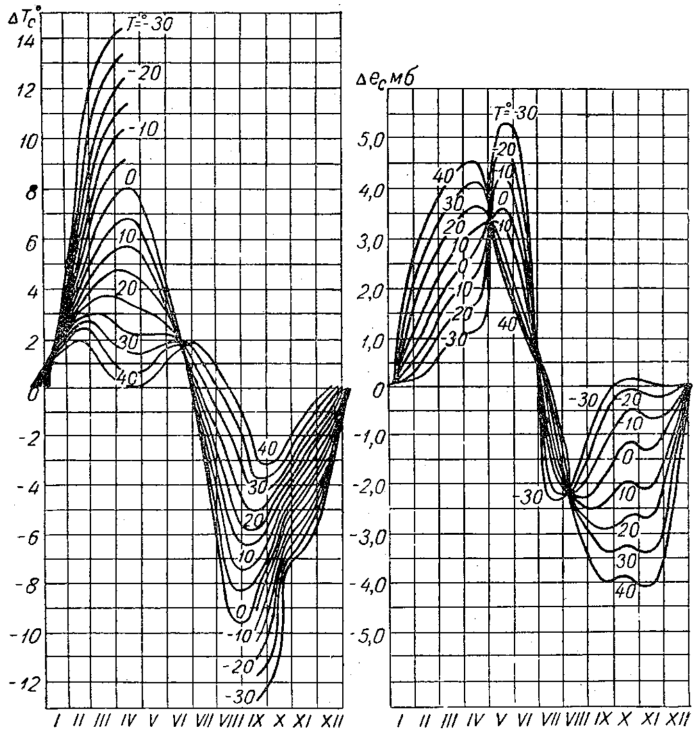


Рис. 68. График поправок на сезонный ход температуры ΔT_c и влажности Δe_c воздуха над сушей.

Если учесть, что подобное запаздывание для поверхности суши составляет около 14 суток, и считать, что инерционность турбулентной теплопередачи над сушей и морем остается в первом приближении неизменной, то следует признать, что процесс теплоаккумуляции и отдачи тепла верхними слоями водных масс моря отодвигает момент наступления максимальной температуры воздуха от момента максимального теплоприхода на поверхность моря примерно на 24 суток.

Для получения значений температуры и влажности воздуха, соответствующих их значению у подстилающей поверхности, необходимо условно сдвинуть кривые сезонного хода температуры и

влажности воздуха влево так, чтобы их максимум приходился на 22/VI. Разности между фактическими $T_{м,ф}$ и исправленными (или сдвинутыми) кривыми $T_{м,и}$ равны тем поправкам $\Delta T_м$ и $\Delta e_м$, которые надо ввести в фактические значения $T_{м,ф}$ и $e_{м,ф}$, чтобы получить их величины, исправленные на сезонный ход. Значения этих поправок оказались зависящими от времени года и температуры воздуха над морем $T_м$ (рис. 69). Данные для всех трех

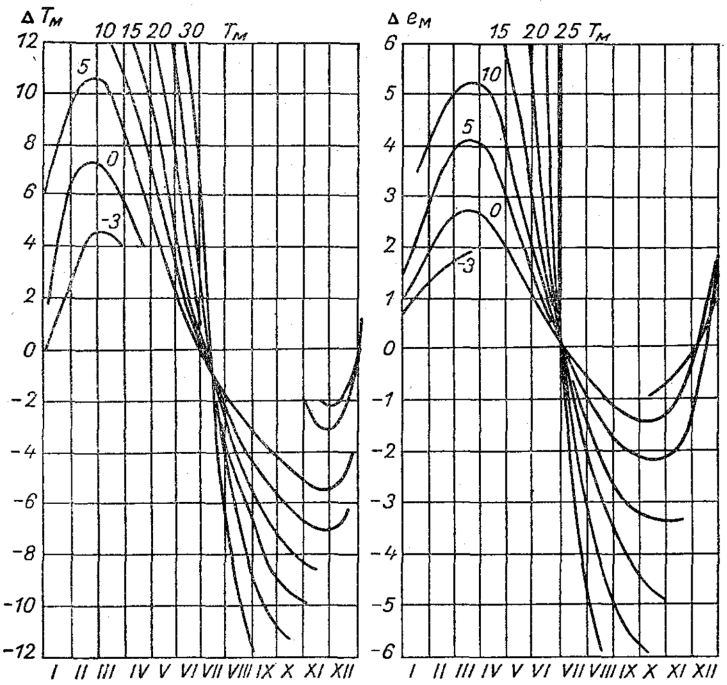


Рис. 69. График поправок на сезонный ход температуры $\Delta T_м$ и влажности $\Delta e_м$ воздуха над морем.

морей хорошо укладываются на одно и то же «семейство» зависимостей

$$T_{м,и} - T_{м,ф} = f_3(T_м).$$

Таким же способом была определена величина сезонной поправки к абсолютной влажности воздуха. Здесь также получился однотипный ход зависимости

$$e_{м,и} - e_{м,ф} = f_4(T_м)$$

для всех трех морей.

После введения сезонной поправки в значения температур над сушей $T_{с,и}$ и над морем $T_{м,и}$ разность $T_{м,и} - T_{с,и}$ для всех морей

оказалась в устойчивой зависимости от времени года и температуры воздуха над сушей T_c (рис. 70).

Для характеристики степени влияния моря на температуру T_l и влажность воздуха e_l в промежуточных пунктах, находящихся на расстоянии l от берега ($0 < l < 150$ км), исследовалась величина отношения разности $T_{l,и} - T_{c,и}$ (соответственно $e_{l,и} - e_{c,и}$)

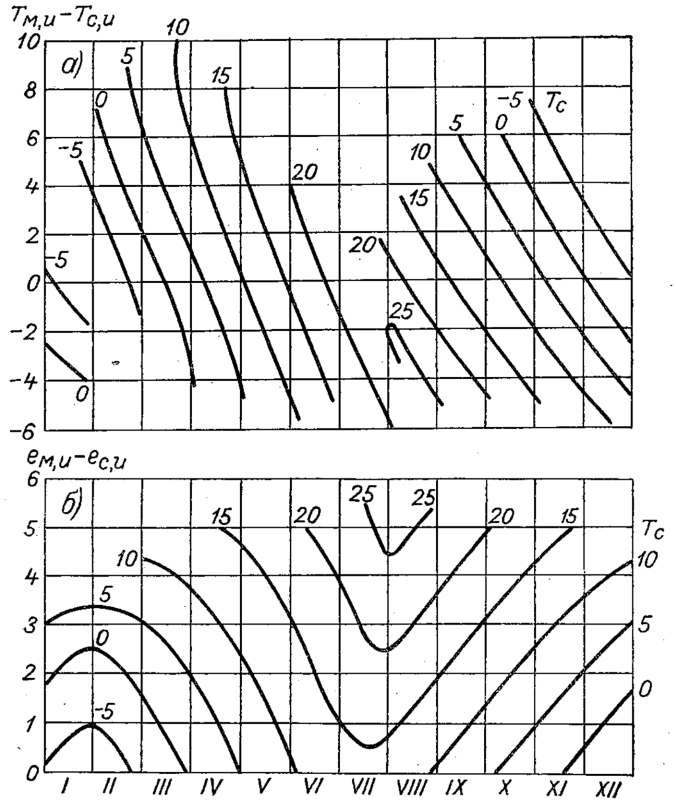


Рис. 70. Зависимость разности температур (*а*) и влажности (*б*) воздуха над морем ($T_{м,и}$, $e_{м,и}$) и сушей ($T_{с,и}$, $e_{с,и}$) от времени года и температуры воздуха над сушей.

к величине $T_{м,и} - T_{с,и}$ (соответственно $e_{м,и} - e_{с,и}$). Для чисто морских станций это отношение равнялось единице, для континентальных — нулю, а для промежуточных по мере удаления от берега уменьшается от единицы до нуля. Перед построением кривой трансформации в величины $T_м$ и $T_с$ вводилась сезонная поправка по методу, описанному выше. Поправка для величин T_l бралась пропорциональной степени «континентальности» соответ-

ствующих пунктов наблюдений. Последняя количественно определялась из соотношения

$$\Delta T_l = \frac{T_l - T_с}{T_м - T_с}\Delta T_м + \frac{T_м - T_l}{T_м - T_с}\Delta T_с, \qquad (158)$$

где значения $T_м$, T_l и $T_с$ брались без введения сезонной поправки. Таким же образом определялась и величина поправки Δe_l.

После введения сезонных поправок строились кривые трансформации (рис. 71) для температуры и влажности воздуха. Эти

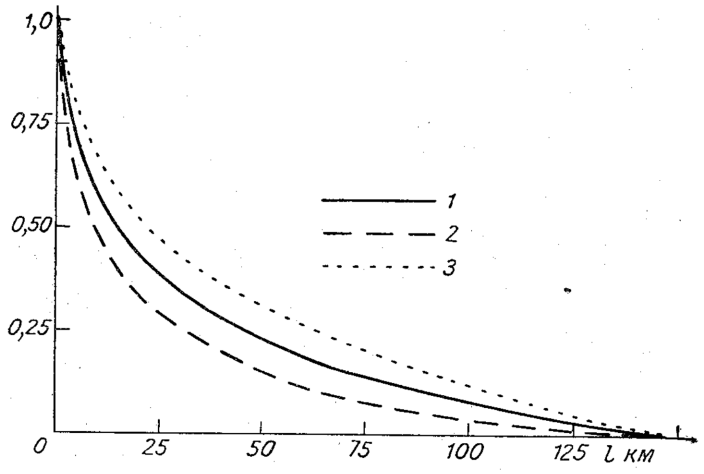


Рис. 71. Зависимость величин $\frac{T_{l,и} - T_{с,и}}{T_{м,и} - T_{с,и}}$ и $\frac{e_{l,и} - e_{с,и}}{e_{м,и} - e_{с,и}}$ от расстояния l выбранного пункта наблюдений до берега.

1 — среднее положение кривой трансформации; *2* — кривая трансформации для весенне-летнего периода; *3* — кривая трансформации для осенне-зимнего периода.

кривые получались одинаковыми для всех трех морей. Заметно лишь некоторое отличие кривых, построенных по осенне-зимним и весенне-летним данным. В весенне-летний период влияние моря выражено более резко и распространяется на большие расстояния. В осенне-зимние месяцы влияние моря относительно ослабевает.

Такой ход зависимости интенсивности трансформирующего процесса от расстояния до берега моря может быть объяснен сезонным изменением бризовой циркуляции. С марта по июнь, а иногда и по июль температура воздуха над морем ниже аналогичной температуры над сушей. В прибрежной зоне в этот период преобладают ветры, направленные с моря на сушу. В остальное время года преобладают ветры обратного направления. Вследствие этого относительное влияние моря в первом случае возрастает, а во втором уменьшается.

По полученным графикам можно ввести поправки к температуре и влажности воздуха, измеренным в пунктах, находящихся в зоне влияния морей. Эта поправка дает возможность привести значения измеренных величин T_l и e_l к таким, которые были бы в данных пунктах при отсутствии влияния моря. Введение такой поправки осуществляется следующим образом.

По измеренному значению $T_{l,\,ф}$, в которое в какой-то мере входит влияние близлежащего моря, с графика, приведенного на рис. 70, снимается величина $(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'$. Она несколько отличается от истинного значения величины $T_{м,\,и} - T_{с,\,и}$, поскольку параметром семейства кривых, приведенного на рис. 70, является величина $T_с$, а не T_l.

После определения величины $(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'$ с графика, приведенного на рис. 71 с учетом расстояния l от данного пункта до берега моря, снимается величина

$$\frac{(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})'}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'}.$$

Зная величину этого отношения и значение разности $(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'$, находят величину разности $(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})'$, которая также будет несколько отличаться от истинной величины $T_{м,\,и} - T_{с,\,и}$.

Приняв приближенно, что фактическая температура воздуха над сушей $T_{с,\,ф}$ равна температуре в данном пункте $T_{l,\,ф}$, находящемся на расстоянии l от берега моря, находят исправленные (с учетом сезонной поправки) значения $T'_с$, T'_l и $T'_м$ из соотношений:

$$T'_{с,\,и} = T_{l,\,ф} + \Delta T_с, \tag{159}$$

$$T'_{l,\,и} = T'_{с,\,и} + (T_{l,\,и} - T_{с,\,и})', \tag{160}$$

$$T'_{м,\,и} = T'_{с,\,и} + (T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'. \tag{161}$$

Затем переходят к определению величин $T'_{l,\,ф}$, т. е. фактической температуры воздуха в рассматриваемом пункте, находящемся на расстоянии l от берега моря, как если бы не было влияния последнего. Для этого необходимо найти величины сезонных поправок к температуре моря $\Delta T_м$ и к температуре в данном промежуточном пункте ΔT_l. Значения $\Delta T_м$ находят из графика, приведенного на рис. 69; при этом в первом приближении допускают, что $T_{м,\,ф} \approx T_{l,\,ф}$. После определения сезонной поправки для моря находят такую же поправку для промежуточного пункта из соотношения, подобного формуле (158):

$$\Delta T'_l = \frac{(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})'}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'} \Delta T_м + \frac{(T_{м,\,и} - T_{l,\,и})'}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'} \Delta T_с. \tag{162}$$

Таблица 20

Пример расчета температуры (вне влияния моря) методом последовательных приближений

Агрометстанция Одесса

Расчетный элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Первое приближение												
$T_{l,\,ф}$	—3,3	—2,6	2,1	8,2	15,2	19,2	22,1	21,3	16,4	10,9	4,4	—0,6
$(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})'$	—1,8	3,0	1,8	1,2	2,8	0,9	—1,8	—1,6	—1,6	—1,1	—0,1	—0,8
$(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})'$	—0,9	1,5	1,3	0,8	2,0	0,6	—1,3	—1,1	—0,8	—0,6	—0,1	—0,4
$\delta T_{с,\,ф}$ (по $T_{l,\,ф}$)	1,0	4,4	6,4	6,0	3,7	2,0	—0,8	—3,7	—6,1	—4,9	—4,1	—2,4
$T'_{с,\,и}$	—2,3	1,8	8,5	14,2	18,9	21,2	21,3	17,6	10,3	6,0	0,3	—3,0
$T_{l,\,и}$	—3,2	3,3	9,8	15,0	20,9	21,8	20,0	16,5	9,5	5,4	0,2	—3,4
$T_{м,\,и}$	—4,1	4,8	10,3	15,4	21,7	22,1	19,5	16,0	8,7	4,9	0,2	—3,8
$\delta T_{м}$ (по $T_{l,\,ф}$)	1,2	4,5	8,0	8,6	7,8	3,0	—3,2	—6,4	7,3	—7,0	—5,2	—2,0
$T_{м,\,ф}$	—5,3	0,2	2,3	6,8	13,9	19,1	22,7	22,4	16,4	11,9	5,4	—1,8
$\delta T'_{м,\,ф}$ (по $T'_{м,\,ф}$)	—1,9	7,6	8,1	7,9	6,3	2,8	—2,7	—6,7	—7,2	—7,2	—5,7	—1,8
$\delta T_{м,\,ф} \dfrac{(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})}$	—1,0	3,9	5,8	5,6	4,5	2,0	—2,0	—4,8	—3,7	—3,7	—2,9	—0,9
$\delta T_{с,\,ф} \dfrac{(T_{м,\,и} - T_{l,\,и})}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})}$	0,5	2,2	1,8	2,0	1,0	0,7	—0,2	—1,1	—3,0	—2,2	—2,0	—1,2

$\delta T_{l,\,ф}$	—0,5	6,1	7,6	7,6	5,5	2,7	—2,2	—5,9	—6,7	—5,9	—4,9	—2,1
$T'_{l,\,ф}$	—2,7	—2,8	2,2	7,4	15,4	19,1	22,2	22,4	16,2	11,3	5,1	—1,3

Второе приближение

$(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})''$	—2,4	3,3	1,7	1,8	3,0	1,2	—1,7	—2,0	—1,4	—1,2	—0,6	—0,3
$(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})''$	—1,2	1,7	1,2	1,3	2,1	0,8	—1,2	—1,4	—0,7	—0,6	—0,3	—0,2
$\delta T_{с,\,ф}$ (по $T'_{l,\,ф}$)	1,0	4,4	6,4	7,0	3,6	1,9	—0,8	—3,5	—6,2	—5,0	—4,0	—2,4
$T''_{с,\,и}$	—1,7	1,6	8,6	15,4	19,0	21,0	21,4	18,9	10,0	6,3	1,1	—3,7
$T''_{l,\,и}$	—2,9	3,3	9,8	16,7	21,1	21,8	20,2	17,5	9,3	5,7	0,8	—3,9
$T''_{м,\,и}$	—4,1	4,9	10,3	17,2	22,0	22,2	19,7	16,9	8,6	5,1	0,5	—3,9
$T''_{м,\,ф}$	—2,2	—2,7	2,2	9,3	15,7	19,4	22,4	23,6	15,8	12,3	6,2	—2,1
$\delta T''_{м,\,ф}$ (по $T''_{м,\,ф}$)	2,5	4,5	8,1	10,2	8,0	3,1	—2,7	—6,9	—7,1	—7,6	—6,0	—1,7
$\delta T''_{м,\,ф} \dfrac{(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})}$	1,3	2,3	5,8	7,2	5,7	2,2	—1,9	—4,9	—3,6	—3,9	—3,1	—0,9
$\delta T'_{с,\,ф} \dfrac{(T_{м,\,и} - T_{l,\,и})}{(T_{м,\,и} - T_{с,\,и})}$	0,5	2,1	1,9	2,0	1,1	0,6	—0,2	—1,0	—3,1	—2,5	—2,0	—0,8
$\delta T'_{l,\,ф}$	1,8	4,4	7,7	9,2	6,8	2,8	—2,1	—5,9	—6,7	—6,4	—5,1	—1,7
$T''_{l,\,ф}$	—4,7	—1,1	2,1	7,5	14,3	19,0	22,3	23,4	16,0	12,1	5,9	—1,8

Значение фактической температуры воздуха в пункте, находящемся на расстоянии l от берега, $T'_{l,\,ф}$, не исправленное на сезонный ход, получается как

$$T'_{l,\,ф} = T'_{l,\,н} - \Delta T_l. \qquad (163)$$

Для еще большего соответствия $T'_{l,\,ф}$ значению «континентальной» температуры в этом пункте следует сделать второе приближение, т. е. повторить всю пройденную выше операцию с той разницей, что вместо $T_{l,\,ф}$ для определения $(T_{м,и} - T_{с,и})''$ используют величину $T'_{l,\,ф}$, которая ближе к истинной температуре суши вне влияния моря. Так же находят величину $(T_{l,\,и} - T_{с,\,и})''$, а затем и значение $T''_{l,\,ф}$, которое практически совпадает с истинным значением T_l (вне влияния моря). В последнем можно убедиться, рассчитав третье приближение, т. е. определив $T'''_{l,\,ф}$. Разница $T'''_{l,\,ф} - T''_{l,\,ф}$ обычно лежит в пределах точности определения испарения и потоков других субстанций по расчетной схеме.

Таким же путем определялась абсолютная влажность $e_{l,\,с}$. Для определения величин $(e_{м,\,и} - e_{с,\,и})$, $(e_{l,\,и} - e_{с,\,и})$ и сезонных поправок ($\Delta e_с$ и $\Delta e_м$) используются данные о температуре над сушей и морем, близкие к истинным (рассчитанные при втором или третьем приближении). Поэтому значения $e_{с,\,ф}$ и $e_{с,\,и}$, полученные после первого приближения, являются близкими к истинным (вне влияния моря). Расчеты по второму и третьему приближению в данном случае не требуются.

В табл. 20 и 21 приведен пример расчета влияния моря на температуру и влажность воздуха для агрометстанции Одесса, находящейся на расстоянии 9 км от берега. По средней кривой трансформации (рис. 71) находим отношения

$$\frac{T_{l,\,и} - T_{с,\,и}}{T_{м,\,и} - T_{с,\,и}} \quad и$$

$$\frac{e_{l,\,и} - e_{с,\,и}}{e_{м,\,и} - e_{с,\,и}};$$

они оказываются равными 0,59. Далее расчеты производятся по описанной выше схеме.

В качестве примера практического применения такого рода расчетов в табл. 22 представлен сезонный ход испарения, определенный для указанной станции по измеренным и рассчитанным (с учетом влияния моря) значениям температуры и влажности воздуха. Годовая величина испарения, полученная с учетом влияния моря, хорошо согласуется с величиной, определенной по методу водного баланса (равной около 420 мм). Расчет испарения по непосредственно измеренным (неисправленным) значениям температуры и влажности воздуха дает завышение годовой

Таблица 21

Пример расчета абсолютной влажности воздуха (вне влияния моря)

Агрометстанция Одесса

Расчетный элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Первое приближение												
$e_{l,\,ф}$	4,5	4,8	6,0	8,0	11,6	14,8	15,6	15,2	12,7	10,4	7,6	5,7
$(e_{м,\,и} - e_{с,\,и})'$	0,4	1,8	1,7	2,1	3,7	4,4	4,2	4,4	2,7	2,9	2,0	0,5
$(e_{l,\,и} - e_{с,\,и})'$	0,2	0,9	1,2	1,4	2,5	3,0	2,9	3,0	1,4	1,5	1,0	0,3
$\delta e_{с,\,ф}\,(\text{по } T''_{l,\,ф})$	0,3	1,1	2,1	3,0	3,2	1,4	—0,6	—2,8	—2,7	—2,4	—1,8	—0,5
$\delta e_{м,\,ф}\,(\text{по } T''_{м,\,ф})$	1,0	3,1	3,4	4,0	3,6	1,8	—2,8	—5,9	—4,3	—4,2	—2,4	0,3
$\delta e_{с,\,ф}\,\frac{(e_{м,\,и} - e_{l,\,и})}{(e_{м,\,и} - e_{с,\,и})}$	0,2	0,6	0,6	1,0	1,0	0,4	—0,2	—0,8	—1,3	—1,2	—0,9	—0,2
$\delta e_{м,\,ф}\,\frac{(e_{l,\,и} - e_{с,\,и})}{(e_{м,\,и} - e_{с,\,и})}$	0,5	1,6	2,3	2,7	2,4	1,3	—1,7	—3,9	—2,2	—2,2	—1,2	0,2
$\delta e_{l,\,ф}$	0,7	2,3	2,9	3,7	3,4	1,6	—1,9	—4,7	—3,5	—3,4	—2,1	0,0
$e_{l,\,и}$	5,2	7,0	8,9	11,7	15,0	16,4	13,7	10,5	9,2	7,0	5,5	5,7
$e_{с,\,и}$	5,0	6,1	7,7	10,3	12,5	13,4	10,8	7,5	7,8	5,5	4,5	5,4
$e'_{с,\,ф}$	4,7	5,0	5,6	7,3	9,3	12,0	11,4	10,1	10,6	7,9	6,3	6,1

величины испарения более чем на 200 мм. Таким образом, предложенная методика позволяет количественно определять влияние моря на температуру и влажность воздуха в прибрежных пунктах, находящихся на любом расстоянии от берега.

Таблица 22

Сезонный ход испарения, определенный по измеренным и рассчитанным (вне влияния моря) значениям температуры и влажности воздуха (мм)

Агрометстанция Одесса

Испарение по значениям	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Неисправленным *T* и *e* (по старым номограммам)	10	22	47	69	96	93	82	78	65	47	19	7	635
Исправленным *T* и *e*	27	32	35	43	52	51	41	27	42	28	10	15	403
Водный баланс за год (по методу водного баланса)													420

Есть и способ исключения влияния нерепрезентативности местоположения отдельных метеорологических станций, обусловленной близостью небольших водоемов, на точность применения расчетной методики. Этот способ заключается в выборе в качестве исходных параметров таких характеристик, даваемых метеорологическими станциями, которые меньше всего зависели бы от локальных особенностей местоположения отдельных метеорологических станций. Такими характеристиками в первом приближении можно считать осадки и радиационный баланс.

Для исключения влияния нерепрезентативности прибрежных станций строятся вспомогательные графики связи месячных и годовых сумм осадков и радиационного баланса (рис. 72 и 73) с соответствующими значениями температуры и влажности воздуха. С помощью этих графиков значения *T* и *e* определяются такими, какими они были бы на континентальных станциях при заданных величинах осадков и радиационного баланса. Используя снятые с этих графиков величины *T* и *e*, можно с помощью изложенной выше методики определить испарение и все остальные составляющие теплового и водного балансов. При отсутствии данных об осадках и радиационном балансе можно в качестве исходных данных использовать и другие составляющие теплового (турбулентный обмен, затраты тепла на испарение, теплообмен в почве) и водного балансов (испарение, суммарный сток). Однако точность таких расчетов несколько снижается. Важно при этом иметь в виду то обстоятельство, что основными

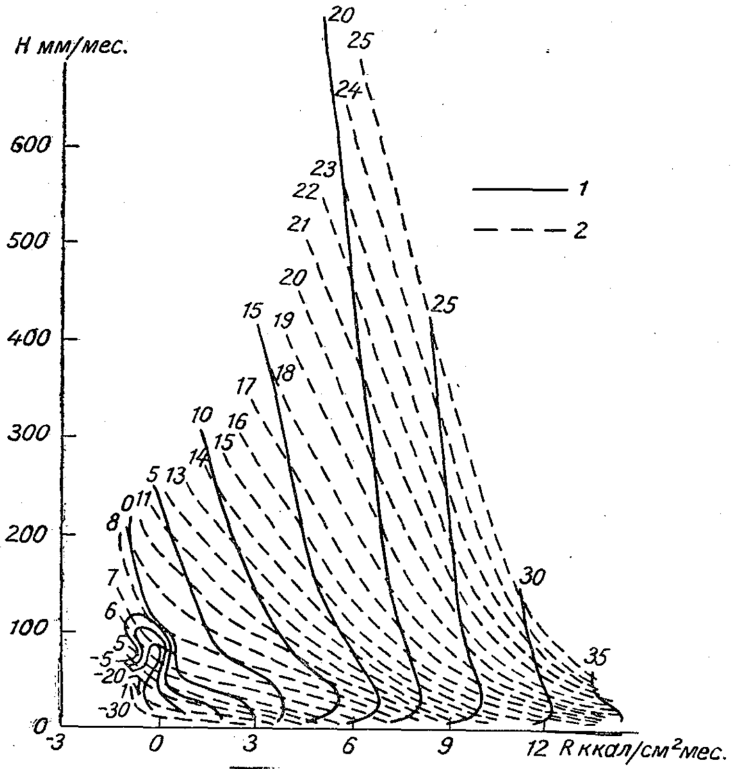


Рис. 72. График связи среднемесячных исправленных значений температуры (*1*) и влажности (*2*) воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe) с величинами месячных сумм осадков и радиационного баланса.

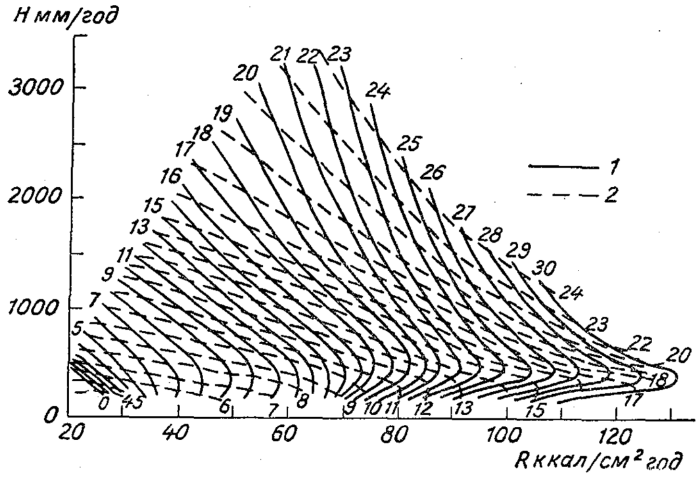


Рис. 73. График связи среднегодовой температуры (*1*) и влажности (*2*) воздуха с величинами годовых сумм осадков и радиационного баланса.

параметрами расчетной схемы могут быть компоненты одновременно и теплового, и водного балансов, а не составляющие одного теплового или водного баланса.

Есть еще одно ценное свойство графиков, подобных приведенным на рис. 72 и 73: они представляют непосредственную связь составляющих теплового и водного балансов с температурой и влажностью воздуха. Поэтому с помощью этих графиков можно оценивать возможные количественные изменения климатических условий при стихийном или целенаправленном изменении того или иного компонента теплового или водного баланса.

3.3.3. Указания по использованию расчетной методики для определения декадных, месячных и годовых величин испарения; примеры расчета

Расчеты испарения по описанной выше методике можно проводить для территории водосборов, областей, районов, а также отдельных хозяйств. При расчете испарения с отдельных водосборов следует отобрать из всех метеорологических станций, расположенных в пределах этого водосбора, достаточно репрезентативные. Если на водосборе репрезентативных станций окажется недостаточно, то можно привлечь к расчету и станции, расположенные за пределом водосбора в непосредственной близости от его границ.

Для каждой станции рассчитывается испарение E_i за выбранный промежуток времени, после чего определяется полное испарение с водосбора $E_в$. Для этого вся площадь водосбора разбивается на участки площадью s_i, в центре которых располагается метеорологическая станция (рис. 74).

Границы участков проводятся перпендикулярно к прямой, соединяющей соседние метеорологические станции между собой. Общее испарение с водосбора определяется с учетом площади каждого из участков. Если общая площадь водосбора S, а относительная площадь каждого из участков $a_i = \frac{s_i}{S}$, причем $\Sigma a_i = 1$, то испарение со всей площади водосбора за рассматриваемый промежуток времени определяется из соотношения $E_в = \Sigma a_i E_i$.

На ряде метеорологических станций сроки наблюдений не совпадают со стандартными для СССР сроками (1, 7, 13 и 19 час.). Так, например, на некоторых станциях вечерний 19-часовой и ночной 1-часовой сроки заменены одним 21-часовым сроком. Во всех этих случаях для пользования предлагаемой методикой следует построить график связи среднесуточных значений температуры и влажности воздуха, полученных по данным метеорологической станции с измененными сроками, со среднесуточными значениями элементов, полученными из данных измере-

ний в стандартные сроки. Для получения таких сравнительных данных нужно либо провести серию параллельных измерений в каждый из стандартных и измененных сроков, либо восстановить данные измерений в недостающие сроки по результатам суточной регистрации температуры и влажности воздуха, либо воспользоваться данными соседней метеорологической станции.

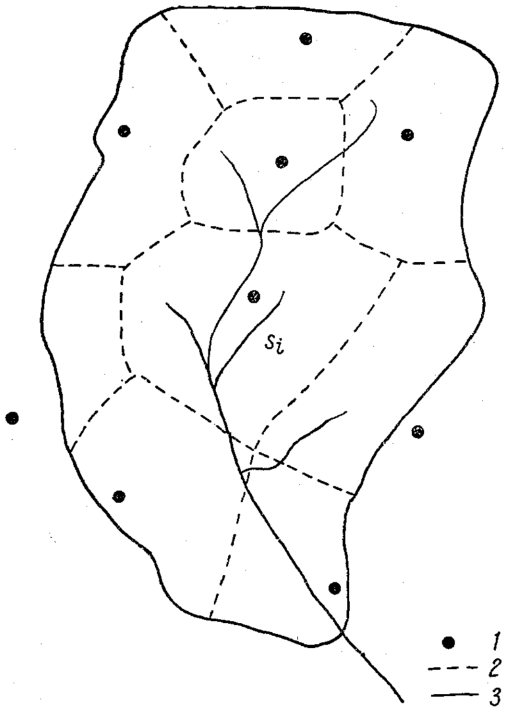


Рис. 74. Схема разбивки водосбора на участки.

1 — метеорологические станции, *2* — границы участков, *3* — граница водосбора.

В тех случаях, когда вместо абсолютной влажности воздуха имеется лишь относительная влажность, для расчета испарения следует иметь возможность определять величины абсолютной влажности воздуха по его температуре и относительной влажности. Операция эта не простая ввиду нелинейной зависимости насыщающей влажности от температуры. Поэтому связь между средними значениями абсолютной и относительной влажности воздуха может быть представлена как

$$\overline{e} = l\, 0{,}01 \overline{r} e_{\max}(\overline{T}), \qquad (164)$$

где l — поправочный коэффициент.

Как следует из работы Э. М. Ольдекопа (1917), величина коэффициента l, названного «поправкой Ольдекопа», растет вместе с ростом средней температуры воздуха и амплитуды ее колебания. Учет поправки осложняет расчеты. Во избежание этого можно воспользоваться вспомогательным графиком (рис. 75), позволяющим с достаточной для практики точностью определять средние величины абсолютной влажности воздуха за рассматриваемый интервал времени по средним значениям относительной влажности и температуры воздуха. Такой график построен по величинам температуры воздуха и его абсолютной и относительной влажности. При этом использовались данные наблюдений

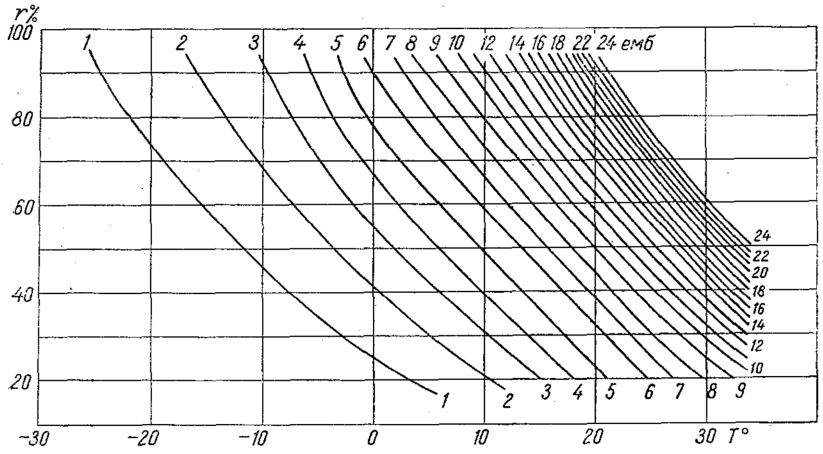


Рис. 75. Связь между среднемесячными величинами абсолютной и относительной влажности воздуха.

метеорологических станций, находящихся в различных климатических зонах Советского Союза и Китая.

Процесс расчета испарения с поверхности почвы и снега по данным метеорологической станции сводится к следующим операциям, иллюстрируемым в табл. 23. Из климатических справочников или из таблиц ТМ-1 находятся средние измеренные значения температуры $T_{изм}$ (графа 3) и влажности $e_{изм}$ (графа 4) воздуха за расчетный интервал времени (декаду, месяц, сезон). Затем для даты, соответствующей середине расчетного интервала, с графиков, приведенных на рис. 46—49, или из таблиц приложений VI и VII берутся величины поправок для температуры ΔT (графа 5) и влажности Δe (графа 6) воздуха, обусловленные сезонным ходом метеорологических элементов. После этого определяются исправленные величины температуры $T_{испр}$ (графа 7) и влажности $e_{испр}$ (графа 8) путем прибавления к ве-

личинам $T_{изм}$ и $e_{изм}$ значений поправок ΔT и Δe с учетом знака последних.

Таблица 23

Примерный ход расчета испарения с почвы и снега

Пункт	Расчетный период τ	$T_{изм}$	$e_{изм}$	ΔT	Δe	$T_{испр}$	$e_{испр}$	$E_{ср}$ мм/сут.	Количество суток в расчетном периоде n	Испарение за расчетный период $E = nE_{ср}$ мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Дубовка	10—19/VI 1959 г.	21,7	11,5	2,3	0,3	24,0	11,8	1,76	10	17,6
Валдай	VIII 1958 г.	13,6	13,0	—11,0	—5,5	2,6	7,5	1,63	31	50,5
Чита	VI—VIII 1959 г.	15,6	12,4	—3,5	—3,2	12,1	9,2	2,07	92	190,4
Киев	II 1960 г.	—5,1	4,0	1,4	0,4	—3,7	4,4	0,16	29	4,6

По величинам $T_{испр}$ и $e_{испр}$ с основного графика на рис. 57 или из таблицы приложения X берется интенсивность испарения $E_{ср}$ мм/сутки (графа 9), которая затем умножается на количество суток в расчетном периоде e (графа 10). Произведение n на $E_{ср}$ дает величину испарения E мм за расчетный период (графа 11). При пользовании таблицей приложения IX для определения среднесуточного испарения по нецелым значениям градусов температуры и миллибаров влажности воздуха для производства обычных расчетов можно эти величины округлять до целых значений. Для производства расчетов с повышенной точностью можно пользоваться двойной линейной интерполяцией, порядок выполнения которой виден из следующего примера.

Пусть исправленные значения температуры и влажности воздуха равны соответственно 22,4° и 15,7 мб. Из приложения X находим для округленных значений $T_{испр}=22°$ и $e_{испр}=16$ мб величину испарения $E_0=2{,}79$ мм/сут. Затем находим величину испарения при $T_{испр}=22°$ и $e_{испр}=15$ мб. Она равна $E'=2{,}56$ мм. Интерполированная величина испарения E_1 при влажности воздуха $e_{испр}=15{,}7$ мб будет равняться $E_1=0{,}3E'+0{,}7E_0=0{,}3\cdot 2{,}56+0{,}7\times$ $\times 2{,}79=2{,}72$ мм/сут.

Точно так же находим интерполированное значение испарения при изменении температуры. Для этого находим E'' при $e_{испр}=15$ мб и $T_{испр}=23°$. Оно равно 2,46 мм/сут. Интерполированная по температуре величина испарения E_2 равна $E_2=0{,}6E_0+0{,}4E''=0{,}6\cdot 2{,}81+0{,}4\cdot 2{,}46=2{,}66$ мм/сут.

Окончательное значение интерполированной по влажности и температуре величины испарения E равно среднему арифметическому из величин E_1 и E_2, т. е.

$$E=\frac{E_1+E_2}{2}=\frac{2{,}72+2{,}66}{2}=2{,}69 \text{ мм/сут.}$$

Определение испарения за год является более простой операцией, поскольку нет необходимости вводить поправки к темпе-

ратуре и влажности воздуха, а также учитывать число дней в расчетном периоде. Здесь прямо по среднегодовым значениям температуры и влажности воздуха снимаются с графика (рис. 58) или таблицы приложения XI величины годового испарения в миллиметрах (табл. 24).

Таблица 24

Примерный ход расчета испарения с почвы и снега за год

Пункт	Год	$T_{ср}$	$e_{ср}$	E мм/год
Киев	1959	7,6	8,0	390
Каменная степь	1953	4,9	7,6	410
Валдай	1952	3,6	7,3	400

Расчет испарения с водосбора или с поверхности любой другой ограниченной площади может быть осуществлен следующим путем. Название водосбора и его площадь S заносятся в графу 1 табл. 25. Затем назначается интервал времени τ, за который нужно определить испарение (графа 2), и выбираются достаточно репрезентативные метеорологические станции (главным

Таблица 25

Примерный ход расчета испарения с поверхности водосбора

Наименование водосбора N и его площадь S	Расчетный период τ	№ станций и их название	Величина испарения за период τ, рассчитанная для каждой станции, E_i	Площадь водосбора, характеризуемая данной станцией	$\frac{s_i}{S} = a_i$	$a_i B_i$	Испарение с водосбора $E_в = \Sigma a_i E_i$
1	2	3	4	5	6	7	8
N	τ	1. N_1	E_1	s_1	$\frac{s_1}{S} = a_1$	$a_1 E_1$	
S		2. N_2	E_2	s_2	$\frac{s_2}{S} = a_2$	$a_2 E_2$	$a_1 E_1 + a_2 E_2 +$
		3. N_3	E_3	s_3	$\frac{s_3}{S} = a_3$	$a_3 E_3$	$+ a_3 E_3 + \ldots$ $\ldots + a_i E_i$
		. . .	. . . . .	. . . . .	. . . .	. . . .	
		. . .	. . . . .	. . . . .	. . . .	. . . .	
		i. N_i	E_i	s_i	$\frac{s_1}{S} = a_i$	$a_i E_i$	

образом в отношении искажающего влияния водоемов), порядковый номер и названия которых заносятся в графу 3. После этого за выбранный интервал времени по образцу табл. 23 рассчитывается испарение E_i для каждой станции (графа 4), а затем, как показано на рис. 73, определяются площади водосбора s_i, характеризуемые каждой станцией (графа 5). Определив величины $a_i = \frac{s_i}{S}$ для каждой станции (графа 6), находят произ-

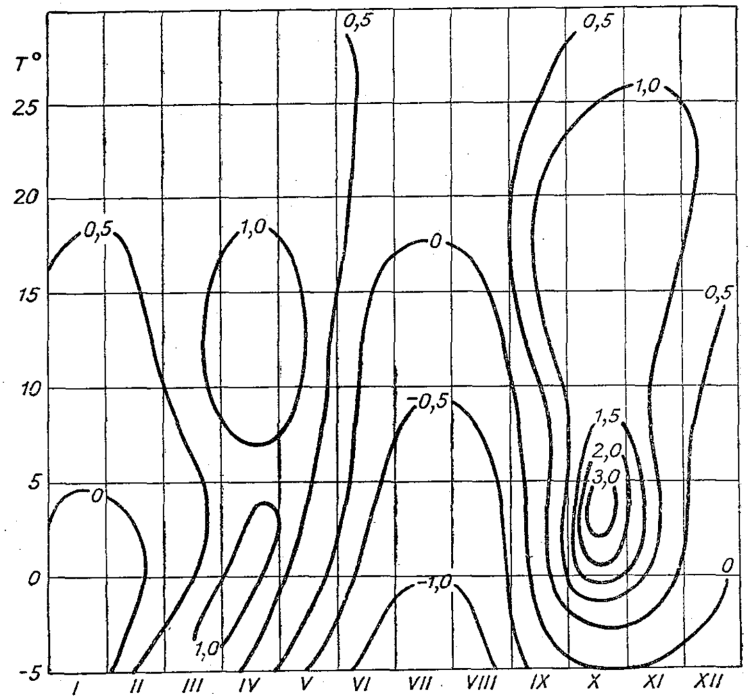


Рис. 76. Поправки $\Delta T_в$ на сезонный ход температуры воздуха (используемой при расчете испарения с водной поверхности) в зависимости от измеренных значений температуры.

ведение a_i на E_i (графа 7), сумма которых по всем станциям $\sum a_i E_i$ равна общему испарению с водосбора $E_в$ за расчетный интервал времени.

Ход расчета испарения с водной поверхности испарительного бассейна площадью 20 м² аналогичен ходу расчета испарения с поверхности почвы и снега (табл. 23) с той лишь разницей, что в графы 5 и 6 вписываются данные поправок, снятых не с графиков, приведенных на рис. 46—49, или из таблиц приложений VI и VII, а с графиков, приведенных на рис. 76 и 77, 78, или из таблиц

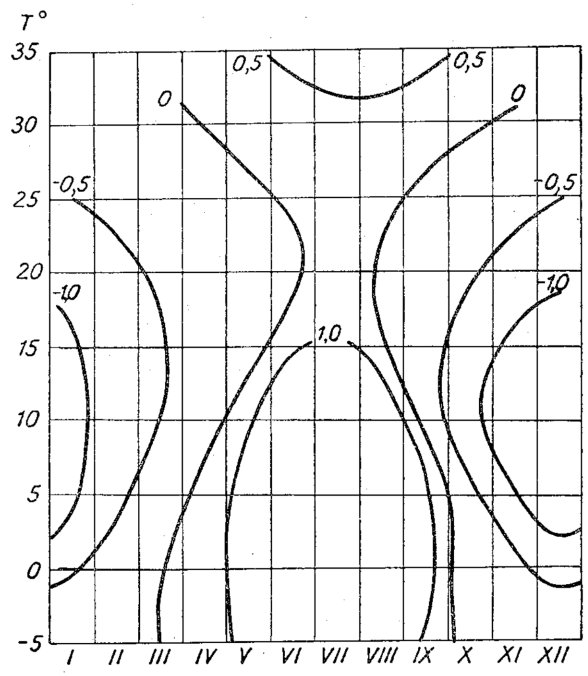


Рис. 77. Поправки $\Delta e_в$ на сезонный ход влажности воздуха (используемой при расчете испарения с водной поверхности) в зависимости от измеренных значений температуры.

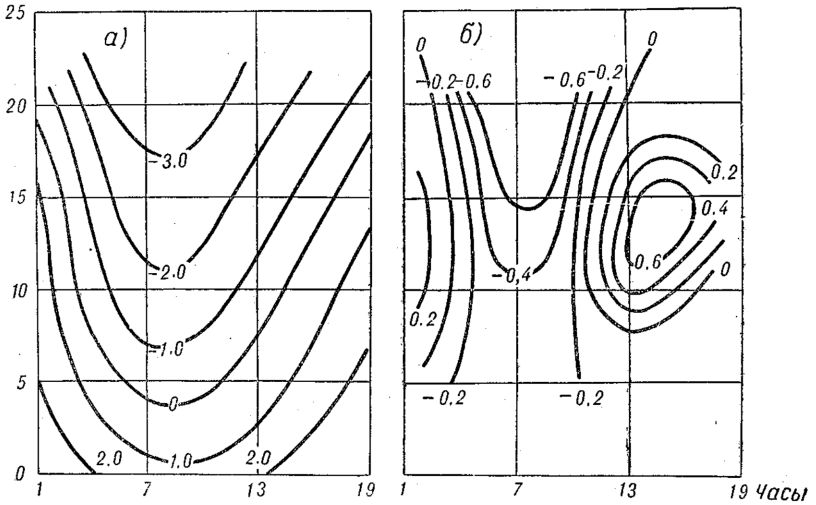


Рис. 78. Поправки $\delta T_в$ и $\delta e_в$ на суточный ход температуры (*а*) и влажности (*б*) воздуха (используемой при расчете испарения с водной поверхности) в зависимости от исправленных значений температуры на ее сезонный ход (т. е. с учетом величины $\Delta T_в$).

приложений XII и XIII, составленных специально для расчета испарения с водной поверхности.

В этом случае так же, как и для почвы и снега, необходимо определить значения поправок $\Delta T_в$ и $\Delta e_в$ к измеренным величинам температуры $T_{изм}$ и влажности воздуха $e_{изм}$ и по исправленным значениям $T_{испр}$ и $e_{испр}$ с графика (рис. 60) или из таблицы приложения XIV определить величину среднесуточного испарения с водной поверхности. Расчет следует производить по форме табл. 26.

Таблица 26

Примерный ход расчета испарения с водной поверхности испарительного бассейна площадью 20 м²

Пункт	Расчетный период τ	$T_{изм}$	$e_{изм}$	$\Delta T_в$	$\Delta e_в$	$T_{испр}$	$e_{испр}$	$E_{ср}$ мм/сут.	Количество суток в расчетном периоде n	Испарение за расчетный период $E = nE_{ср}$ мм
Дубовка	10—19/VI 1959 г.	21,7	11,5	0,4	—0,1	22,1	11,4	7,00	10	70,0
Валдай	VIII 1958 г.	13,6	13,0	—0,1	0,6	13,5	13,6	2,00	31	62,0
Чита	VI—VIII 1959 г.	15,6	12,4	—0,1	0,9	15,5	13,3	2,80	92	257,6

На рис. 63 приведен график, позволяющий определить величину переходного (редукционного) коэффициента от показаний испарителя ГГИ-3000 к показаниям испарительного бассейна площадью 20 м². Ход расчета этого коэффициента ясен из табл. 27.

Таблица 27

Примерный ход расчета переходного (редукционного) коэффициента от показаний водного испарителя ГГИ-3000 к показаниям испарительного бассейна площадью 20 м²

Пункт	Расчетный период τ	$T_{изм}$	$e_{изм}$	ΔT	Δe	$T_{испр}$	$e_{испр}$	Величина редукционного коэффициента r
Дубовка	10—19/VI 1959 г.	21,7	11,5	0,4	—0,1	22,1	11,4	0,79
Киев	VII 1959 г.	23,5	13,9	0,1	0,2	23,6	14,1	0,82
Чита	VI—VIII 1959 г.	15,6	12,4	—0,1	0,9	15,5	13,3	0,89

Наиболее удобным интервалом для расчета величины редукционного коэффициента, как и для расчета испарения с водной поверхности, является месяц.

4. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИСПАРЕНИЯ И ИСПАРЯЕМОСТИ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Проведенные выше исследования методики измерений испарения (часть 1), разработка методики расчета испарения по градиентным данным (часть 2) и построение графиков для расчета испарения по данным наблюдений сетевых метеорологических станций (часть 3) — все эти этапы в конечном счете являются лишь предварительными ступенями для анализа закономерностей формирования режима испарения в естественных условиях.

Исследование факторов, обусловливающих процесс испарения и испаряемости в природе, дает возможность:

а) оценить потери на испарение с поверхности водоемов, запасы которых оказывают влияние на режим работы электростанций и оросительных систем, количественно определить возможный забор воды из водоема на водоснабжение промышленных предприятий и населенных пунктов;

б) производить различные агролесомелиоративные и водно-балансовые расчеты как больших территорий, так и отдельных сельскохозяйственных полей;

в) получить данные по сравнительной оценке испарения и водного режима различных сельскохозяйственных угодий;

г) определить исходные данные для разработки методики прогноза величин испарения и транспирации растительности при различных погодных условиях;

д) дать необходимые количественные характеристики погодных условий при направленном регулировании водного режима почв с целью получения максимальных урожаев.

Результаты исследования процесса и режима испарения с сельскохозяйственных полей, занятых различными культурами, рассмотрены в следующей (пятой) части.

4.1. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Характеристика величин испарения с водной поверхности нужна для решения многих научных и практических вопросов, связанных с использованием водных ресурсов страны. В связи с этим важное значение приобретает вопрос об изучении норм испарения с поверхности водоемов на территории Советского Союза и внутригодовое распределение их за отдельные конкретные годы.

4.1.1. Исследование зависимости интенсивности испарения от площади водоема

Большой научный и практический интерес для решения задачи о зависимости интенсивности испарения от размера водоема представляет исследование трансформации воздушного потока, набегающего с суши на водоем. Эти исследования в настоящее время ведутся путем теоретического анализа уравнения трансформации потока и экспериментального изучения характеристик последнего на различных расстояниях от береговой линии.

Теоретическое направление исследований, представленное в основном работами сотрудников Главной геофизической обсерватории (Тимофеев, 1949, 1955, 1963; Лайхтман, 1947а; Юдин, 1952; Лайхтман и Тимофеев, 1956; Швец, 1952; Арго, 1957; Гандин, 1952; Гандин и Соловейчик, 1959; Берлянд, 1956; Цейтин, 1957, 1957а; Яковлева, 1952, 1959 и др.) и некоторых других научных учреждений страны и за рубежом [Дородницын, 1950; Дмитриев, 1956; Линь-Бин-Нань, 1958; Джиблет (Giblett), 1921; Сеттон (Sutton), 1934; Дейвис и Вальтер (Davies and Walter), 1951 и др.], необходимо для раскрытия наиболее общих закономерностей процесса и установления взаимосвязи различных его факторов.

Весьма важными являются результаты теоретических работ Д. Л. Лайхтмана и М. П. Тимофеева (1956), Лайхтмана, (1959) и М. П. Тимофеева (1956, 1959, 1963). В этих работах на основании анализа уравнения трансформации удалось получить его частное решение, количественно характеризующее зависимость интенсивности испарения с водоема от расстояния до берега. Путем использования упрощенного выражения уравнения теплового баланса авторам указанных работ удалось связать температуру испаряющей поверхности, входящую в конечную расчетную формулу, с радиационным балансом суши и температурой набегающего на водоем воздуха. Тем самым представилась возможность на основании общих физических предпосылок построить расчетную формулу для определения испарения с

водоемов различных размеров по данным известных метеорологических характеристик.

Хотя окончательная расчетная формула, приведенная в этих работах, согласно исследованиям З. А. Викулиной (1959), пока недостаточно точна, но все же она является гораздо более перспективной по сравнению с эмпирическими формулами в силу своей универсальности.

Что касается основной массы работ по теоретическому исследованию трансформации воздушного потока при его набегании с суши на водоем, то почти все они исходят из уравнений трансформации влажности и температуры воздуха, а также скорости ветра. Для процессов испарения наиболее важным является учет изменений влажности воздуха над водоемами, которые в общем виде описываются уравнением

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u\frac{\partial q}{\partial x} + w\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial q}{\partial z}\,k\frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}\,k_x\frac{\partial q}{\partial x} + \\ + \frac{\partial}{\partial y}\,k_y\frac{\partial q}{\partial y} + F(x,\ y,\ z,\ t). \qquad (165)$$

Здесь, как и ранее, q — удельная влажность воздуха, t — время, u и w — горизонтальная и вертикальная скорости потока, k, k_x и k_y — коэффициенты турбулентного обмена в вертикальном, продольном и поперечном направлениях, $F(x, y, z, t)$ — функция, описывающая влияние процессов конденсации в атмосфере.

Уравнение (165) справедливо для любых видов подстилающей поверхности и для водоемов любых размеров. К сожалению, в общем виде это уравнение в настоящее время не решается. Трудности математического характера заставляют исследователей путем сравнительной оценки значимости отдельных членов уравнения трансформации (Тимофеев, 1955, 1958, 1963; Берлянд, 1956; Цейтин, 1956; Яковлева, 1959 и др.) исключать из рассмотрения некоторые из них, вследствие чего получаемые решения, как правило, имеют частный характер.

Установлено, например, что в приземном слое эффект влияния конденсации по сравнению с другими факторами мал. Поэтому членом $F(x, y, z, t)$ в этих случаях обычно пренебрегают. Для небольших по площади водоемов это допущение не вызывает сомнений. Однако для очень больших водоемов (морей и океанов), когда воздух, двигаясь продолжительное время над водной поверхностью, предельно увлажняется, с неучетом члена $F(x, y, z, t)$ исключается причина, стимулирующая испарение в этих условиях. Она, как известно, состоит в том, что в верхних слоях атмосферы происходит конденсация водяных паров, абсолютная влажность воздуха на этих уровнях снижается, благодаря чему устанавливается определенный вертикальный градиент влажности воздуха. При наличии турбулент-

ного обмена это обстоятельство обеспечивает значительное испарение с больших и очень больших водоемов.

Особенно часто в уравнении трансформации пренебрегают членом $w\frac{\partial y}{\partial z}$, который характеризует собой потоки водяного пара, связанные с упорядоченным вертикальным перемещением воздушных масс. При этом полагают, что значение этого члена существенно только при больших перепадах отметок местности, в частности, суши и водоема. Такое мнение, как мы увидим ниже, не вполне справедливо, поскольку вертикальные движения воздушных масс, возникающие при переходе с одной подстилающей поверхности на другую, при разной их шероховатости оказываются весьма существенными. При этом они оказывают сильное влияние на интенсивность испарения. Лишь отсутствием надлежащих экспериментальных данных можно объяснить наличие столь недостаточно обоснованных допущений, приводящих к частным решениям уравнения трансформации, неудовлетворительно согласующимся с экспериментальными данными.

Следует заметить еще, что для очень больших водоемов обычно пренебрегают также величиной адвекции $\left(u\frac{\partial q}{\partial x}\right)$, а также продольным $\left(\frac{\partial}{\partial x}k_x\frac{\partial q}{\partial x}\right)$ и поперечным $\left(\frac{\partial}{\partial y}k_y\frac{\partial q}{\partial y}\right)$ турбулентным обменом. Для средних размеров водоемов (десятки и сотни квадратных километров) обычно пренебрегают горизонтальным (поперечным и продольным) турбулентным обменом, а для совсем малых водоемов — вертикальными движениями.

Полученные при такой стилизации решения в силу тех же математических трудностей редко доводятся до вида, позволяющего использовать их для практических расчетов, и еще реже сопоставляются с опытными данными. Последнее обстоятельство объясняется также отсутствием в настоящее время достаточно надежных данных по экспериментальному изучению процесса трансформации.

Экспериментальное направление наиболее полно представлено в работах П. А. Воронцова (1955а, 1959, 1960), в которых анализируется большой фактический материал по трансформации воздушного потока, полученный над отдельными водоемами. Однако локальность схем процесса трансформации, принятая автором при исследовании, затрудняет использование полученных результатов в других физико-географических условиях, отличных от условий, в которых проводился эксперимент. Весьма полезными являются работы А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954) и А. П. Браславского и К. Б. Шаргиной (1955), которые сделали попытку обобщить фактический эксперимен-

тальный материал по трансформации воздушного потока над водоемом, подведя под это обобщение некоторую теоретическую базу. Экспериментальные данные, характеризующие распределение отдельных метеорологических элементов на различных расстояниях от берега, приводятся также в работе И. С. Шпака (1958).

Для изучения различных факторов, оказывающих влияние на испарение с водной поверхности, организована сеть водноиспарительных станций, сравнительно равномерно распределенная по территории Советского Союза. Наиболее крупной сетевой станцией является Валдайская научно-исследовательская

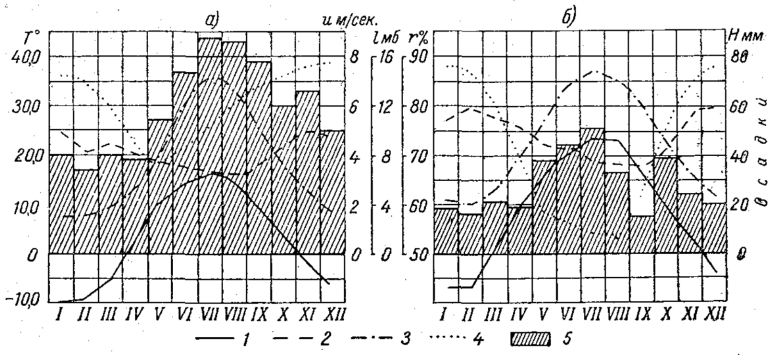


Рис. 79. Сезонный ход средних многолетних значений метеорологических элементов на Валдае (*а*) и в Дубовке (*б*).

1 — температура воздуха *T°*, *2* — скорость ветра *u* м/сек., *3* — абсолютная влажность воздуха *e* мб, *4* — относительная влажность воздуха *r*%, *5* — осадки *H* мм.

гидрологическая лаборатория, расположенная в г. Валдае Новгородской области.

Особенностью наблюдений в Валдайской лаборатории, связанных с изучением испарения с водной поверхности, является их комплексность. Под последней понимается не только измерение испарения с помощью различных приборов, но и параллельное исследование гидрометеорологических факторов, определяющих величину испарения. Основные исследования в лаборатории проводятся на водноиспарительной площадке, расположенной на расстоянии 300 м от берега Валдайского озера, и на самом озере.

Для того чтобы иметь представление об общеклиматических условиях в районе исследований, на рис. 79 приводится средний многолетний сезонный ход метеорологических элементов на Валдае. Общая площадь Валдайского озера составляет примерно 30 км². Средняя глубина 10—15 м, максимальная 60 м. Западный берег озера пологий, покрыт луговой растительностью с кустарником; противоположный — крутой, облесенный.

Схема размещения пунктов наблюдений в западном плесе озера приведена на рис. 80. Эти пункты расположены так, что позволяют систематически измерять температуру воды по всей глубине в центре озера и в его прибрежной части, а также определять величину испарения и проводить градиентные наблю-

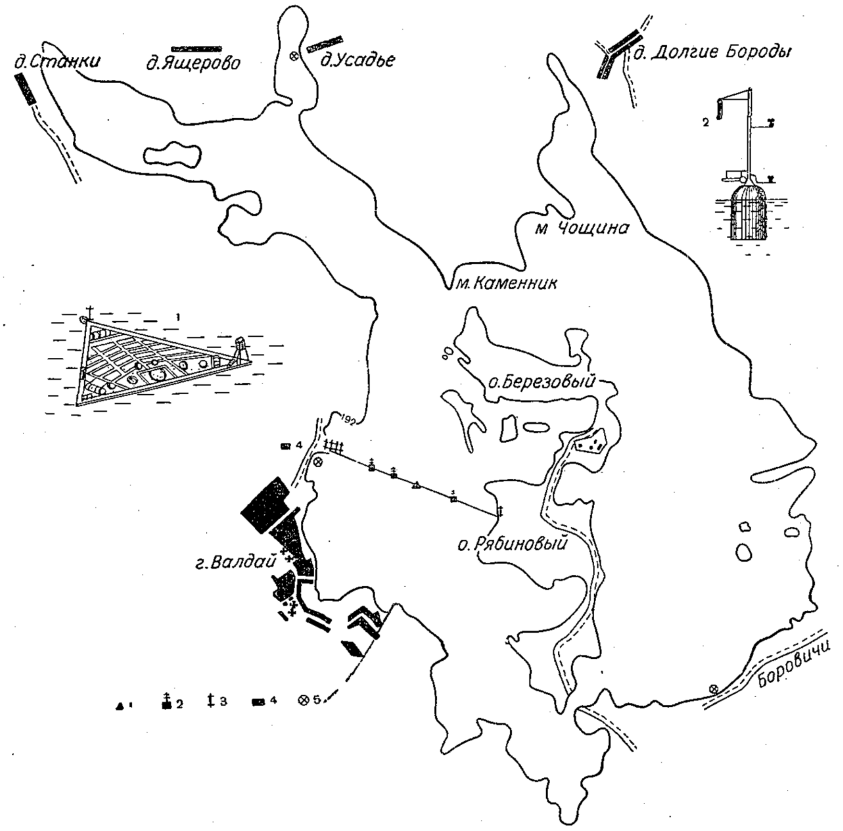


Рис. 80. План Валдайского озера.
1 — плот, *2* — буй, *3* — градиентная веха, *4* — метеорологическая площадка ВНИГЛ, *5* — пункт измерения температуры воды в прибрежной зоне.

дения в центре озера на плавучей испарительной установке — плоту. Эпизодически представляется возможность измерять скорость ветра, температуру и влажность воздуха на различных расстояниях от берега с помощью приборов, закрепляемых на плавающих буях. Имеется более подробное описание экспериментальных установок на озере и методики работы с ними (Урываев, 1953; Федорова и Константинов, 1954; Константинов и Федорова, 1960).

С целью получения экспериментальных данных, необходимых для изучения процесса и уточнения теоретических схем трансформации воздушного потока над водоемом, с 1952 г. в Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории ведутся исследования характеристик воздушного потока на разных расстояниях от берега с помощью обычных метеорологических приборов, а также с помощью уравновешенных шаров и термоанемографа.

Процесс переформирования воздушного потока над водной поверхностью Валдайского озера изучается на специально выбранном створе. Последний состоит из наземных градиентных мачт на суше (50 м до уреза и урез берега озера), прибрежных мачт, укрепленных на дне мелководья (50 и 100 м от уреза), плавающих градиентных вех, установленных на буях (500, 750 и 1500 м от уреза) и на плоту (1000 м от уреза) в глубоководной части озера.

Порядок наблюдений во всех пунктах по створу был одинаковым (Константинов, Голубев и Покудов, 1960). В течение одной серии наблюдений комплекс измерений повторялся 4—8 раз.

Изучение трансформации воздушного потока над водоемом с помощью уравновешенных шаров-пилотов производилось в 1957—1958 гг. Опыты ставились сотрудниками ВНИГЛ совместно с сотрудницей ГГО Л. Р. Араго по методике, рекомендованной П. А. Воронцовым (1955а). Поскольку подъемная сила у уравновешенного шара отсутствует, то траектория его движения совпадает с движением воздушного потока.

Особенностью процесса трансформации воздушного потока на выбранном створе является сравнительно резкий контраст шероховатостей подстилающих поверхностей. Воздушный поток набегает на воду с луга, покрытого мелким кустарником, средняя величина коэффициента шероховатости которого около 10 см. Это более чем в 100 раз превосходит среднюю величину коэффициента шероховатости водной поверхности.

Данные изучения трансформации воздушного потока, полученные Валдайской лабораторией, дают возможность выяснить некоторые закономерности изменения свойств потока в прибрежной зоне, представляющей, как правило, наибольшие трудности для исследования, поскольку эта зона характеризуется максимальной интенсивностью трансформирующего процесса.

Так как изменение коэффициента шероховатости подстилающей поверхности является одной из причин трансформации воздушного потока, то определению его значений в пунктах измерений уделялось особое внимание. Коэффициент шероховатости прибрежного участка суши для равновесной стратификации атмосферы был определен на основании данных градиент-

ных наблюдений за скоростью ветра со стороны суши. При определении этого коэффициента для водной поверхности была использована его зависимость от скорости ветра, полученная ранее (рис. 27). После этого по результатам измерений строились вертикальные профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха, включая и уровень $z=z_0$. Обработанный и критически просмотренный экспериментальный материал за все серии наблюдений приведен в работе автора, В. С. Голубева и В. В. Покудова (1960). Он и положен в основу дальнейших анализов. Общая трансформация воздушной массы носит сложный характер. Для удобства ее исследований рассмотрим изменение каждого из метеорологических элементов в отдельности.

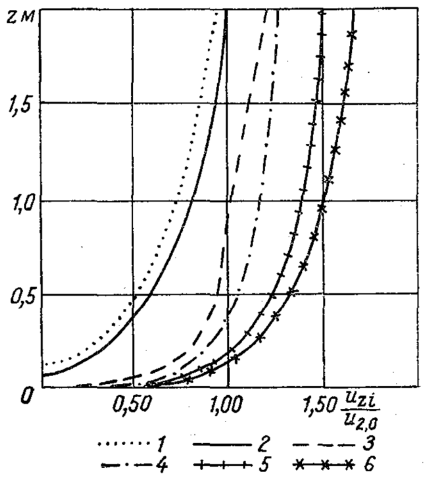


Рис. 81. Профили ветра в различных пунктах измерений по створу.
1 — 50 м от уреза, *2* — урез, *3*, *4*, *5* и *6* — 50, 100, 500 и 1000 м от уреза, u_{zi} — скорость ветра на высоте z в i-том пункте измерения, $u_{2,0}$ — скорость ветра на высоте 2,0 м на урезе.

На протяжении 50 м от уреза наиболее интенсивный прирост скорости ветра наблюдается в слое z_0—0,5 м (рис. 81). Затем на расстоянии от 50 до 100 м от уреза наибольшее нарастание скорости ветра имеет место в слое 0,5—1,0 м. При дальнейшем прохождении воздушного потока над водной поверхностью (до 500 м) область наиболее интенсивного приращения скорости ветра перемещается на уровень 2,0 м. Начиная с 300—500 м от уреза, профиль скорости ветра от z_0 до 2,0 м становится полностью логарифмическим, и при дальнейшем движении над водоемом величина скорости на всех высотах монотонно увеличивается, приближаясь к величине, которую она имела бы при движении воздушного потока над безграничным водным пространством.

Несмотря на выраженную трансформацию вертикального профиля скорости ветра над водной поверхностью на протяжении 50—500 м от берега, отклонения фактических профилей на различных уровнях от логарифмических в большинстве случаев остается в пределах точности измерений скорости. Способность скорости ветра быстро восстанавливать свой первоначальный профиль над новым видом подстилающей поверхности является характерной особенностью этого элемента. Она подтверждается

также и наблюдениями за распределением скорости ветра за препятствиями, например за лесными полосами (Щербакова, 1954; Константинов, Струзер, 1965 и др.).

Столь сильное возрастание скорости ветра над водоемом в силу неразрывности воздушных течений приводит к резкому снижению над ним воздушных масс. Линия тока воздушного течения, которая на границе суша — вода находилась на высоте 2,0 м (рис. 82), над водоемом опускается на 0,5—1,0 м (т. е. с 2,0 м на 1,5—1,0 м). Определение величины опускания линии тока производилось графоаналитическим способом и по формуле, полученной ниже из уравнения неразрывности для течения

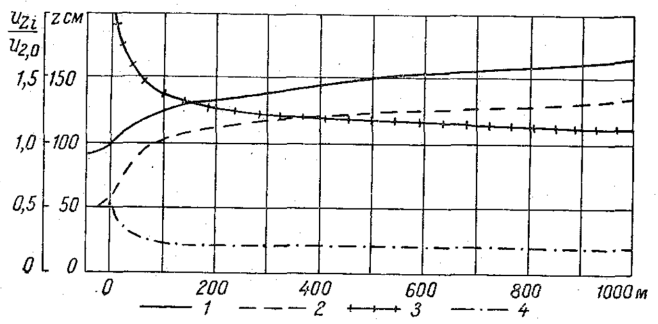


Рис. 82. Трансформация скорости ветра и опускание линий тока над водоемом.

1 и *2* — скорость ветра на высоте 2,0 и 0,5 м, *3* и *4* — опускание линий тока с уровня 2,0 и 0,5 м.

воздушного потока над подстилающими поверхностями с различной шероховатостью. Между величинами опускания линий тока, вычисленными по формуле и определенными графоаналитическим способом, имеются расхождения, доходящие до 10%. Последние могут быть объяснены некоторым нарушением логарифмического закона распределения скоростей ветра с высотой на первых сотнях метров от уреза.

Ход линий тока указывает на чрезвычайно сильную трансформацию воздушного потока над водной поверхностью на протяжении первых десятков метров. На расстоянии 50 м от уреза линия тока с уровня 2,0 м на урезе опускается на 0,5 м (т. е. с уровня 2,0 м на уровень 1,5 м), а с уровня 0,5 м — на 0,22 м; на расстоянии от 100 до 1000 м от уреза — соответственно на 0,26 и 0,03 м. Опускание линий тока подтверждается данными наблюдений над траекторией полета уравновешенных шаров (рис. 83). Столь значительное преобразование кинематических характеристик потока не может не вызывать заметных изменений других его характеристик и в первую очередь температуры и влажности.

Направление и интенсивность трансформации температуры воздушного потока зависят от соотношения средних температур поверхности почвы и воды. Как показал анализ, при более высокой температуре почвы (дневные условия, весна) темпера-

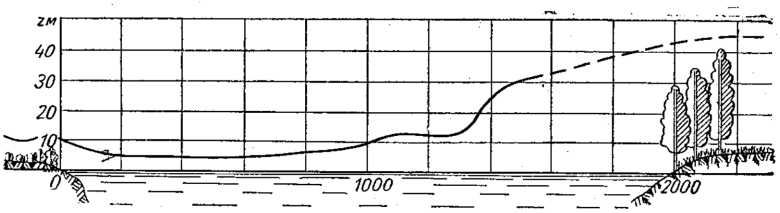


Рис. 83. Траектория полета уравновешенного шара над Валдайским озером 4/IX 1958 г. в 16 час. 55 мин.

тура воздуха над водоемом понижается. При равенстве средних температур поверхности почвы и воды (утренние и вечерние условия, начало лета) температура воздуха над водоемом изменяется мало. В том случае, когда более низкой является

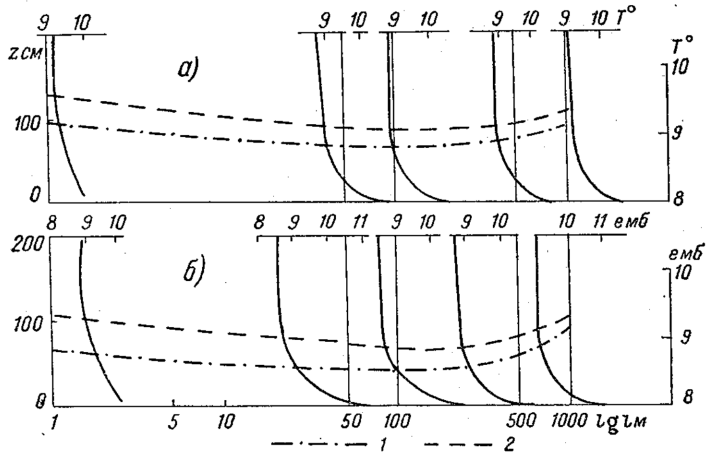


Рис. 84. Трансформация профилей температуры (*а*) и влажности (*б*) воздуха над водоемами.

1 — кривая изменения температуры (влажности) на высоте 2,0 м, *2* — то же, на высоте 0,5.

температура почвы (ночные условия, конец лета и осень), температура воздуха над водоемом повышается (рис. 84). Однако указанные изменения наблюдаются лишь при продолжительном пребывании воздушных масс над водными объектами. В прибрежной зоне, особенно на расстоянии первой сотни метров,

почти при любых соотношениях температур поверхности суши и воды наблюдается понижение температуры воздуха на всех уровнях. Понижение происходит вследствие резкого опускания линий тока на этом участке. Взамен опустившихся воздушных масс на любой уровень приходит воздух из вышележащих, более холодных слоев. При дальнейшем прохождении воздушного потока над водоемом температура воздуха начинает медленно возрастать и уже на расстоянии 1000—1500 м от уреза достигает своего первоначального значения. По мере дальнейшего продвижения воздушной массы над водоемом происходит выравнивание профилей температуры воздуха. Однако вследствие опускания линий тока разность температур поверхности воды и воздуха на высоте 2,0 м на первых 50 м от уреза резко возрастает. Начиная с 500 м от уреза наблюдается уменьшение этой разности.

Уменьшение влажности воздуха на участке первых 50 м от береговой линии (рис. 84), так же как и температуры, обусловлено снижением линий тока. Этот эффект, хорошо подтверждаемый экспериментальными данными, как уже говорилось, не учитывается большинством теоретических схем трансформации воздушного потока. При дальнейшем продвижении воздушного потока от берега к центру озера начинается рост влагонасыщенности воздуха. Уже на расстоянии 800—1000 м от берега на высоте 2,0 м влажность увеличивается настолько, что превосходит ее первоначальные значения над урезом воды на той же высоте.

Если принять влажность набегающего воздуха равной влажности, измеряемой на метеорологической станции (в 300 м к западу от уреза), то разность влажности на метеорологической площадке и в центре озера (на плоту) оказывается зависящей от направления ветра. Благодаря вытянутой форме озера эта разность завйсит от длины пробега воздушного потока над водной поверхностью. Величины прироста влажности воздуха на высоте 2,0 м приведены в следующей таблице:

Длина пробега над водой, м . . .	1000	1600	2400
Прирост влажности воздуха, мб . .	0,4	0,6	0,8

При дальнейшем увеличении длины пути, проходимого воздушным потоком над водоемом, влагонасыщение воздуха асимптотически приближается к тому предельному содержанию влаги в нем, которое имеет место при длительном пребывании воздушного потока над водной поверхностью (например, над морями и океанами). Величина предельного влагосодержания не достигает полного влагонасыщения, как это принято в некоторых теоретических схемах. Как уже говорилось, равновесие влагозапасов любого слоя воздуха в этот период обусловлено равенством притока к данному слою водяного пара с водной

поверхности и его оттока в вышележащие слои, где он конденсируется и выпадает в виде осадков.

Анализ эпюр влажности воздуха в каждом пункте створа показывает, что по мере продвижения воздушной массы над водоемом в слое 0,5—2,0 м происходит выравнивание профилей. Однако в слое 0—2,0 м аналогично изменению градиентов температуры градиенты влажности на первой сотне метров резко возрастают, а затем (с 500 м) начинают убывать.

На трансформацию градиентов влажности воздуха оказывает влияние в основном опускание линий тока и продолжительность пребывания воздушного потока над водной поверхностью. Для удобства анализа рационально рассмотреть влияние каждого из этих факторов отдельно.

Влажность воздуха на одной и той же линии тока (без учета воздействия эффекта насыщения) должна оставаться неизменной e_{const}. Относительное приращение градиента влажности воздуха η, вызванное опусканием линий тока с уровня $z=2{,}0$ м до уровня $z=z_i$, назовем эффектом опускания линий тока. Его численное выражение, согласно (40) и (67), имеет вид

$$\eta = \frac{m_{zi}\,\dfrac{e_{\text{п}}-e_{\text{const}}}{z\ln\dfrac{z_i}{z_0}}}{m_{2,0}\,\dfrac{e_{\text{п}}-e_{\text{const}}}{z\ln\dfrac{z_{2,0}}{z_0}}} = \frac{m_{zi}}{m_{2,0}}\,\frac{\ln\dfrac{z_{2,0}}{z_0}}{\ln\dfrac{z_i}{z_0}}, \qquad (166)$$

где m_{zi} — коэффициент, зависящий от высоты и температурной стратификации; z — высота, на которой определяется градиент влажности; z_i — высота линий тока в пункте измерения; $e_{\text{п}}$ — максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности воды.

Величины m_{zi}, определенные по экспериментальным данным для равновесной стратификации (табл. 14), имеют следующие значения:

Высота, м	0,2	0,5	1,0	2,0
m_{zi}	0,32	0,43	0,47	0,50

На урезе η равно 1. Изменение градиента влажности воздуха, вызванное эффектом опускания линий тока, по мере продвижения воздушного потока над водоемом будет определяться разностью $\eta - 1$. Наиболее резкое увеличение градиента имеет место в прибрежной зоне, до 100 м от уреза (рис. 85).

Рассмотрим влияние на изменение градиентов влажности воздуха продолжительности пребывания воздушного потока над водоемом; назовем это влияние эффектом насыщения, которое

будем характеризовать коэффициентом λ. Его численное значение может быть получено из следующего соотношения:

$$\lambda = \frac{\left(\frac{de}{dz}\right)_{\text{насыщ}}}{\left(\frac{de}{dz}\right)_{\text{без насыщ}}} = \frac{m_{zi}\frac{e_{\text{п}} - e_{zi}}{z\ln\frac{z_i}{z_0}}}{m_{zi}\frac{e_{\text{п}} - e_{\text{const}}}{z\ln\frac{z_i}{z_0}}} = \frac{e_{\text{п}} - e_{zi}}{e_{\text{п}} - e_{\text{const}}}, \qquad (167)$$

где e_{zi} — фактическая влажность воздуха над водоемом на высоте линий тока в конкретном пункте наблюдений; e_{const} — влажность воздуха при $z=2{,}0$ м на урезе.

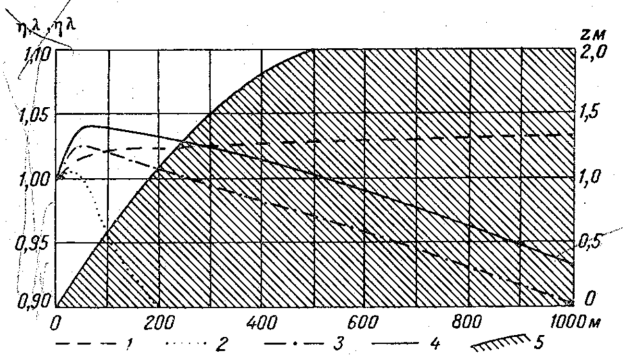


Рис. 85. Изменение градиента влажности и обусловливающих его факторов на различных расстояниях от берега.

1 — эффект опускания линий тока (η), *2* и *3* — эффект насыщения на высоте линий тока 0,5 и 2,0 м (λ), *4* — суммарный эффект опускания и насыщения ($\eta\lambda$), *5* — слой насыщения.

По мере пребывания воздушного потока над водоемом влажность воздуха e_{zi} увеличивается, величина λ и градиент влажности уменьшаются (рис. 85). Насыщение воздушного потока водяным паром начинается от поверхности и постепенно по мере его продвижения над водной поверхностью распространяется по высоте. Изменение верхней границы слоя насыщения показано на рис. 85.

Результирующее влияние двух рассмотренных эффектов соответствует фактическому изменению градиента влажности и равно произведению коэффициентов $\eta\lambda$ (рис. 85).

В прибрежной зоне преобладает влияние эффекта опускания линий тока, что обусловливает повышенную интенсивность испарения. В дальнейшем (с расстояния 400—500 м) в связи с постепенным обогащением воздушного потока водяным паром прирост интенсивности испарения прекращается, а затем интенсивность начинает монотонно убывать.

Для определения интенсивности испарения на различных расстояниях от берега, кроме изменения градиента влажности воздуха, необходимо знать еще и изменение коэффициента турбулентного обмена. При заданной шероховатости и установившихся вертикальных профилях скорости ветра этот коэффициент для равновесной стратификации атмосферы пропорционален скорости ветра. Однако в зоне трансформации связь горизонтальной скорости ветра с ее вертикальными пульсациями изменяется, вследствие чего нарушается пропорциональность между ними. Значение коэффициента обмена в таком случае не может быть получено по обычным формулам турбулентной диффузии, так как в них необходимо ввести поправку на изменение структуры воздушного потока.

С этой целью на разных расстояниях от берега проводились исследования структуры ветра с помощью термоанемографа, дающего возможность получить синхронную регистрацию мгновенных значений горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра и температуры воздуха (см. гл. 2.1, а также работу Константинова, 1955). По этим данным определялось значение коэффициента турбулентного обмена $k_{\text{структ}}$, которое сопоставлялось со значением коэффициента, полученным по логарифмическому закону $k_{\text{лог}}$ на тех же расстояниях от берега. В результате было получено значение так называемого структурного коэффициента S, которое определялось из соотношения

$$k_{\text{структ}} = Sk_{\text{лог}}. \tag{168}$$

Изменения коэффициента S, отношения $\frac{w'}{u}$ (w' — вертикальная пульсация скорости ветра, u — его горизонтальная составляющая) и отношения $\left(\frac{k_i}{k_{\text{ур}}}\right)_{\text{структ}}$ (k_i — коэффициент обмена на i-том расстоянии от берега, $k_{\text{ур}}$ — на урезе; оба значения определяются из структурных данных) приведены на рис. 86. Изменение $\frac{w'}{u}$ на разных расстояниях от берега характеризует степень интенсивности трансформирующего процесса (при отсутствии трансформации, т. е. для установившихся профилей значение этого коэффициента остается неизменным). Величина коэффициента S является численной поправкой к величинам коэффициента обмена, рассчитанным по обычным формулам при отсутствии влияния температурной стратификации.

В ранее выполненных работах (Костантинов, Голубев и Покудов, 1960; Константинов, 1963) величина опускания линий тока над водной поверхностью определялась экспериментально, путем нахождения уровней над сушей и водной поверхностью, на которых температура и влажность воздуха остаются постоян-

ными. Дальнейшими исследованиями было установлено, что величина опускания или подъема линии тока над поверхностями с различной шероховатостью может быть определена также аналитическим путем, который заключается в следующем.

При набегании потока на подстилающую поверхность, шероховатость которой отличается от шероховатости пройденной потоком поверхности, происходит изменение скорости ветра по высоте (и, в частности, по высоте выбранного нами слоя 0—2,0 м). Соответственно изменится на всех уровнях и расход потока через единицу площади вертикального сечения слоя.

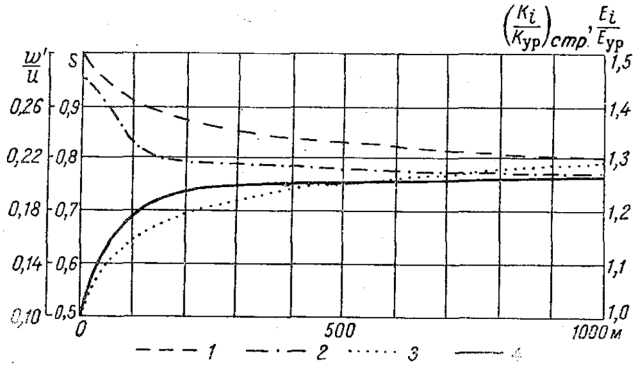


Рис. 86. Изменение испарения и обусловливающих его факторов на различных расстояниях от берега.

1 — структурный коэффициент, *2* — отношение $\frac{w'}{u}$, *3* — коэффициент турбулентного обмена, *4* — интенсивность испарения.

Расход через все сечение выбранного слоя (с заданными характеристиками на верхнем уровне T и e) может оставаться равным прежнему лишь в том случае, если соответственно изменится высота рассматриваемого слоя. Вследствие этого происходит подъем или опускание линий тока.

Сформулированное выше условие о равенстве (в силу уравнения неразрывности) расходов за пределами зоны резко выраженной трансформации (т. е. когда новый профиль скорости ветра установится вплоть до высоты 2,0 м) может быть записано в виде

$$\int_{z_{0\,j}}^{z_j} u(z)_j\, dz = \text{const}, \tag{169}$$

где индекс j означает номер (вернее, различные виды) подстилающей поверхности. Полагая далее

$$u(z) = \frac{k}{\varkappa^2} \ln \frac{z}{z_0}, \tag{170}$$

где k — значение коэффициента обмена на высоте $z=1$ м, после интегрирования, учитывая, что $z_j \gg z_{0j}$, получим

$$\frac{k_j z_j}{\varkappa^2}\left(\ln\frac{z_j}{z_{0j}}-1\right)=\text{const}. \qquad (171)$$

В целях проверки изложенных соображений с помощью этого уравнения определялась величина возможного подъема линий тока при набегании воздушного потока с поверхности Валдайского озера на сушу. Принимая соответствующие величины z_0 исходной и новой поверхностей, были получены величины подъема линий тока, совпадающие с фактически наблюдаемыми величинами их опускания при обратном направлении потока (с суши на водоем).

Результаты этой проверки позволили использовать приведенное выше выражение для оценки суммарного эффекта трансформации воздушного потока над водоемом (за пределами зоны резко выраженной трансформации) для случая набегания воздушного потока с поверхности суши, обладающей различной исходной шероховатостью (например, для $z_0=3$ см, характерного для степи и пустыни и $z_0=50$ см — для леса). Соответствующие кривые зависимости интенсивности испарения от размера (диаметра и площади) водоема для этих случаев приведены на рис. 87. Они подтверждают необходимость учета шероховатости окружающей территории при оценке зависимости интенсивности испарения от площади водоема.

Очевидно, что изменение величины испарения в каждом пункте наблюдений будет определяться изменением величин коэффициента обмена и градиента влажности воздуха. Относительное изменение величины испарения на различных расстояниях от берега может быть определено из следующего соотношения:

$$\frac{E_i}{E_{\text{ур}}}=\frac{k\left(\frac{de}{dz}\right)}{k_{\text{ур}}\left(\frac{de}{dz}\right)_{\text{ур}}}=\frac{k_i}{k_{\text{ур}}}\eta_i\lambda_i. \qquad (172)$$

Таким путем представляется возможным определение величины испарения для различных участков водоема, а также со всей площади озера.

До сих пор вопрос о зависимости интенсивности испарения от размера водоема решался не только теоретически, но и чисто эмпирически. При этом рассматривались лишь данные испарителей различных размеров (В. Урываев, 1953; Познышев, 1937а; Давыдов, 1935, 1944; Кузнецов, 1954а; П. Урываев, 1954; Федорова и Константинов, 1954; Константинов, Федорова и Голубев, 1960 и др.) и только в некоторых работах (Федорова и Константинов, 1954; Константинов, Федорова и Голубев, 1960; Констан-

тинов, 1963; Кузнецов, 1964) такие исследования проводились с привлечением материалов по испарению с озер и водоемов. В последнем случае кривые трансформации были схожи с полученными выше (рис. 87).

Для экспериментальной проверки (в пределах прибрежной зоны) полученной выше кривой трансформации интенсивности испарения (рис. 86) были использованы данные по величинам

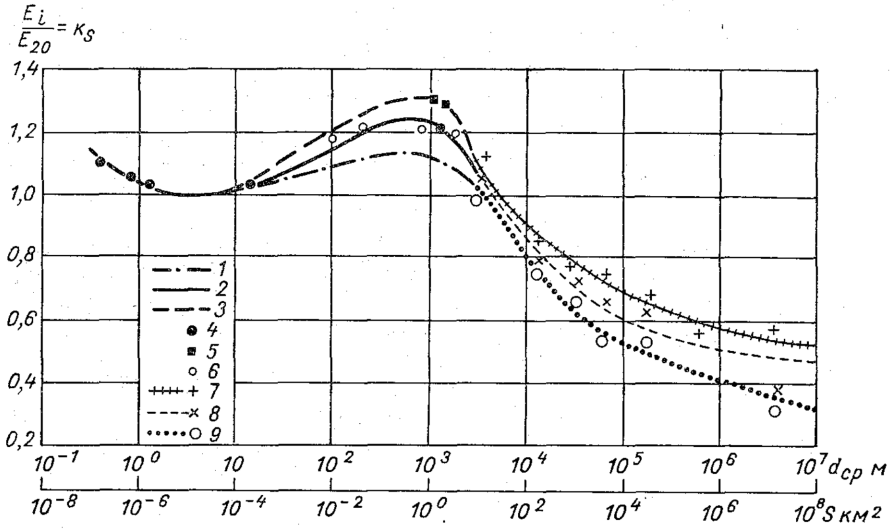


Рис. 87. Зависимость интенсивности испарения от среднего диаметра и площади водоема.

1 — при шероховатости прибрежной полосы суши z_0=3 см; *2* — то же при z_0= 10 см; *3* — то же при z_0=50 см; *4* — экспериментальные точки при z_0=10 см (испарители и оз. Валдайское); *5* — то же при z_0=50 см (оз. Красавица); *6* — точки, рассчитанные по эмпирическим формулам при z_0=10 см (оз. Валдайское); *7* — точки, рассчитанные для больших водоемов по дефициту влажности воздуха, определенному по температуре испаряющей поверхности и скорости ветра для незамерзающих бассейнов (степь, пустыня); *8* — для испарительных бассейнов, замерзающих на 3 месяца; *9* — то же, на 6 месяцев.

испарения, полученные с помощью испарителей различных размеров. При этом кривую трансформации пересчитали на площади водоемов, полагая ширину последних равной их длине, т. е. принимая конфигурацию акватории водоема близкой к кругу или квадрату. Пересчет кривой трансформации на площадь водоема осуществлялся путем определения среднего значения отношения $\frac{E_i}{E_{ур}}$ для различных расстояний от выбранной точки до берега. Эта средняя величина относилась к площади водоема, определяемой как квадрат длины выбранного участка кривой трансформации.

Для облегчения практического использования графиков, приведенных на рис. 59—61, за единицу интенсивности испарения бралось значение испарения с бассейна площадью 20 м^2 (т. е. средняя интенсивность испарения с площади от уреза до 5 м — диаметра эталонного бассейна). Полученные кривые в обычном и логарифмическом масштабах приведены на рис. 87.

Расположение экспериментальных точек (т. е. данных, полученных с помощью испарителей) на различных участках кривой, соответствующей $z_0=10$ см, не везде надежно обеспечивает ее достоверность. Недостает точек в промежутке расстояний от 10 до 2000 м и для больших размеров водоема. Однако для последнего случая известно, что интенсивность испарения с ростом размера водоема монотонно уменьшается, асимптотически приближаясь к величине интенсивности испарения с морей и океанов. Способ получения экспериментальных точек для этого случая будет рассмотрен ниже (§ 4.1.2).

С получением дополнительных экспериментальных точек в прибрежной зоне дело обстоит весьма сложно. Для этого мы воспользовались эмпирическими формулами для расчета испарения с водной поверхности. Наиболее точные из них — формулы Б. Д. Зайкова (1949) и А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954). Эти формулы, как известно, получены путем построения в различных климатических условиях эмпирических связей величин испарения, измеренных с помощью испарительных бассейнов площадью 20 м^2, с наиболее важными для процесса испарения метеорологическими факторами — разностью упругости водяного пара, определенной по температуре водной поверхности, и скоростью ветра. Вторая формула была уточнена еще на основании результатов анализа водного баланса некоторых водоемов.

Эмпирическое построение формул, как правило, исключает возможность их универсального применения; эти формулы в основном пригодны лишь для тех условий, в которых они получены. Применимость упомянутых формул для расчета испарения с больших водоемов требует специальной проверки выполнимости над водоемами эмпирических связей, положенных в ее основу, и справедливости формулы в целом.

Пропорциональность испарения разности упругости водяного пара, определенной по температуре поверхности воды, имеет место лишь для правильных профилей влажности воздуха над водой. Последние до высоты 2,0 м над водной поверхностью устанавливаются лишь по прохождении воздушного потока над данной поверхностью не менее 500 м (рис. 85).

Над испарительными бассейнами, окруженными сушей, профиль влажности воздуха неправильный. В нижней части профиль такой же, как и над водной поверхностью, в верхней — как над сушей.

В слое, лежащем обычно на высоте от нескольких единиц до нескольких десятков сантиметров, имеет место переход одного профиля в другой. Поэтому над испарительными бассейнами, установленными в грунте, влажность воздуха на высоте 2,0 м, как правило, меньше, чем над большим водоемом, вследствие чего даже при одинаковой температуре водной поверхности бассейна и водоема величины разности упругости водяного пара над последним будут меньше соответствующих характеристик над бассейном. Это обстоятельство приводит к занижению величин испарения с водоемов, рассчитанных по эмпирическим формулам, справедливым для бассейнов. Чем больше размер водоема, тем значительнее это занижение.

Зависимость испарения от скорости ветра, принимаемая в эмпирических формулах, также не может считаться универсальной связью. Горизонтальная скорость ветра не является непосредственной причиной наличия вертикального турбулентного обмена в атмосфере. Последний осуществляется вертикальными пульсациями скорости, пропорциональными горизонтальной скорости ветра при данной шероховатости поверхности z_0. Кроме того, величина вертикальных пульсаций зависит также от температурной стратификации рассматриваемого слоя воздуха. При переходе воздушного потока с одной подстилающей поверхности на другую количественные характеристики связи вертикальных пульсаций с горизонтальной скоростью меняются, а следовательно, меняется и связь испарения со скоростью ветра. Так как над сушей вследствие большей шероховатости и большей неустойчивости стратификации атмосферы в дневное время вертикальные пульсации при одной и той же горизонтальной скорости ветра развиты более сильно, чем над водой, применение полученной здесь связи для водоемов неизбежно приводит к завышению величин испарения.

В § 2.3.3 настоящей монографии, а также в работе автора (1956) дан вывод формулы, подобной формуле Б. Д. Зайкова, из общих зависимостей метода турбулентной диффузии. Численные коэффициенты этих формул практически совпали. Поэтому можно полагать, что влияние двух упомянутых выше факторов почти полностью взаимно компенсируется и формулу Б. Д. Зайкова, а следовательно, и формулу А. П. Браславского и З. А. Викулиной можно применять также для расчетов испарения с больших водоемов. При этом за характеристики метеорологических элементов необходимо брать их значения, измеренные над данным водоемом.

Для зоны избыточного увлажнения указанное обстоятельство подтверждается хорошим согласованием рассчитанных по формулам и измеренных с помощью плавучей испарительной установки величин испарения в центре Валдайского озера (Константинов, 1963). Для зон недостаточного увлажнения под-

тверждение этого факта имеется в работах Б. Д. Зайкова (1960), А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954).

Для пополнения недостающих данных мы воспользовались эмпирической формулой Б. Д. Зайкова. Мы предположили, что, поскольку эта формула справедлива для установившихся, неискаженных (центр озера) и сильно искаженных профилей метеорологических элементов (над испарительным бассейном, установленным на суше), то она должна быть (по крайней мере в первом приближении) справедливой и в любом промежуточном случае при переходе неправильных профилей в правильные. Следовательно, она должна быть пригодной для расчета испарения на любом расстоянии от береговой линии.

Необходимо, однако, помнить, что формула Б. Д. Зайкова справедлива для случая расчета испарения по среднесуточным характеристикам влажности воздуха, скорости ветра и температуры водной поверхности; она не годится для расчета испарения по данным срочных наблюдений. В § 2.3.3 приведена формула (128), аналогичная формуле Зайкова, пригодная для расчетов по данным срочных наблюдений. Как показано в том же параграфе, эта формула при суточном осреднении определяющих испарение метеорологических элементов (с учетом их корреляционных связей) переходит в формулу Зайкова.

Для различных погодных условий по указанной формуле рассчитывалась интенсивнось испарения на разных расстояниях от берега по данным наблюдений за трансформацией воздушного потока, осредненным за несколько серий. Результаты этих расчетов сопоставлялись с величинами испарения, измеренными с помощью испарительного бассейна площадью 20 м². Рассчитанные таким образом средние интенсивности испарения на различных расстояниях от берега, отнесенные к показаниям бассейна-эталона, удовлетворительно ложатся на экспериментальную кривую, приведенную на рис. 87, и восполняют недостающие точки для надежного экспериментального обоснования кривой. Таким образом, подчеркивается правильность исследуемой кривой, поскольку ее ход подтверждается двумя совершенно независимыми способами. Кроме того, подтверждается возможность определения испарения по формуле Зайкова (и по другим подобным эмпирическим формулам) на различных расстояниях от береговой линии при ориентировочных расчетах.

Для других озер (т. е. с другой исходной шероховатостью z_0 прибрежной зоны) мы не имеем столь детальных экспериментальных исследований процесса трансформации. Однако общие физические соображения говорят о достоверности и двух других кривых трансформации (для $z_0=3$ см и $z_0=50$ см). Это же подтверждается и экспериментальными данными по величине испарения с озера Красавица (окруженного лесом, т. е. при $z_0\approx 50$ см), приведенными в работе В. И. Кузнецова (1964а).

Как следует из рис. 87, интенсивность испарения с увеличением размера испаряющей поверхности изменяется немонотонно. При общей тенденции к уменьшению с увеличением размера водоема в пределах до нескольких десятков квадратных километров имеет место исключение из этой закономерности. Для водоемов указанных размеров испарение несколько возрастает за счет резкого увеличения скорости ветра, а тем самым и интенсивности турбулентного обмена. Наряду с повышением последнего возрастает также вертикальный градиент влажности (или дефицит, определенный по температуре испаряющей поверхности $e_п - e_{2,0}$), т. е. увеличиваются как раз те факторы, которые в первую очередь определяют интенсивность испарения.

При площади водоема 20—40 км² интенсивность испарения становится такой же, как и с площади 20 м². При дальнейшем возрастании площади (свыше 20—40 км²) интенсивность испарения с водной поверхности монотонно уменьшается, асимптотически приближаясь к величине интенсивности испарения с морей и океанов. Последняя не равна нулю; влажность воздуха при этом на разных высотах не достигает насыщения, так как имеет место систематический расход водяного пара из атмосферного воздуха на образование облачности и осадков. Интенсивность испарения над морями и океанами составляет около 50% интенсивности испарения с поверхности бассейна площадью 20 м² при тех же (вернее, соответственным образом трансформированных) метеорологических условиях. В зимние месяцы вода в испарительных бассейнах замерзает, что ведет к резкому сокращению испарения с их поверхности. Глубокие водоемы — моря и океаны — зимой большей частью не замерзают; они продолжают интенсивно испарять. Вследствие этого величина их годового испарения приближается к аналогичной характеристике испарения с испарительного бассейна (рис. 87).

Таким образом, представленные на рис. 87 в виде кривых зависимости интенсивности испарения от размера водоема, полученные на основании анализа характеристик воздушного потока, обусловливающих испарение на разных расстояниях от берега, подтверждаются результатами непосредственных наблюдений. Они могут быть рекомендованы для расчетов испарения с водоемов различных площадей.

4.1.2. Связь интенсивности испарения с глубиной и некоторыми другими характеристиками водоема

Часть данных по результатам исследования испарения на водноиспарительной площадке ВНИГЛ уже приводилась при сопоставлении работы испарителей ГГИ-3000 и класса «А» (§ 1.2.2). Добавим лишь, что в настоящем параграфе используются дополнительно результаты измерения испарения с водной

поверхности, проведенные с помощью испарителей с разной высотой бортика, испарителя с ветровой защитой, испарителей, водная поверхность которых покрывалась пленкой нефти, и испарителей, наполненных соленой водой различной концентрации. Наряду с этим привлекались показания испарителя площадью 100 м². Более подробно состав наблюдений на водноиспарительной площадке ВНИГЛ описывается в монографии В. А. Урываева (1953) и в работе автора, Т. Г. Федоровой и В. С. Голубева (1960). Обобщение материалов наблюдений на водноиспарительной площадке наряду с указанными работами проводится также в работах В. И. Кузнецова (1954, 1954а, 1959), автора и Т. Г. Федоровой (1959, 1960).

Глубина испарителя — водоема, согласно данным, приведенным в § 1.2.2, не оказывает существенного влияния на величину суммарного испарения за теплое полугодие. Заметен лишь незначительный (лежащий в пределах точности измерений) рост средней интенсивности испарения с увеличением глубины. Однако термический режим водных масс в сильной мере зависит от глубины испарителя-водоема (Браславский и Викулина, 1954; Константинов и Федорова, 1959, 1960; Константинов, Федорова и Голубев, 1960; Зайков 1955; Соколов, 1952; Филатова, 1957, 1959 и др.). Это обстоятельство обусловлено различием тепловой инерции водных масс больших и малых объемов, что объясняется разными условиями теплоаккумуляции в испарителях-водоемах различной глубины. Так как испарение с воды в первую очередь определяется температурой испаряющей поверхности, постольку различие в термическом режиме испарителей-водоемов обусловливает различный суточный и сезонный ход испарения с их поверхности.

Суточный ход испарения с водной поверхности действительно зависит от размера (главным образом глубины) водоема (рис. 88 *а*). Чем менее глубок водоем, тем больше суточный ход испарения с него приближается к суточному ходу испарения с поверхности увлажненной почвы. Последний, как будет показано ниже (§ 5.1.1), характеризуется большим испарением в дневные часы и ничтожным (а порой и конденсацией) в ночное время. С увеличением глубины водоема повышается интенсивность теплообмена нижележащих слоев с вышележащими, вследствие чего сглаживается суточный ход испарения. В утренние и дневные часы испарение снижается за счет расхода солнечной энергии на нагревание водных масс испарителя-водоема, а в вечерние и ночные — повышается благодаря отдаче тепла испаряющей поверхности нижележащими слоями воды. Вследствие высокой температуры поверхности и неустойчивой температурной стратификации воздуха над водой ночное испарение с озера составляет около 40%, а дневное — всего 60% суточной

величины испарения. Соответствующие характеристики испарения с почвы близки к 0 и 100%.

К этому следует добавить, что у водоемов больших размеров (главным образом более глубоких), чем Валдайское озеро, суточный ход испарения еще меньше выражен: ночное испарение по величине еще больше приближается к дневному. В других климатических условиях соотношение между кривыми суточного хода испарения с почвы и испарителей-водоемов различной глубины сохраняется, изменяются лишь средние величины испарения. В пасмурные дни различия между суточным ходом испарения с достаточно увлажненной почвы и водной поверхности сглаживаются.

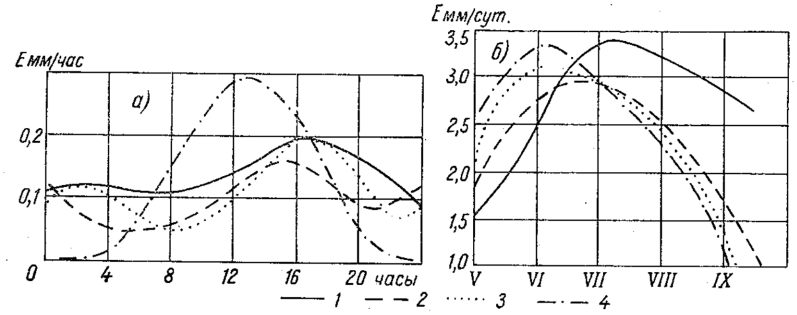


Рис. 88. Суточный (*а*) и сезонный (*б*) ход испарения с водной поверхности.

1 — озеро, *2* — бассейн площадью 20 м², *3* — испаритель ГГИ-3000, *4* — луг.

Сезонный ход испарения с водной поверхности также зависит от размера и в первую очередь от глубины водоема (рис. 88 *б*). Для мелких водоемов сезонный ход испарения с водной поверхности приближается к сезонному ходу испарения с увлажненной почвы. С ростом глубины водоема, а следовательно, и объема водных масс повышается их тепловая инерция; вместе с последней снижается интенсивность испарения в весенний период, когда значительная часть солнечной энергии расходуется на нагревание нижележащих слоев воды. Во вторую половину летнего периода имеет место обратная картина — нижележащие слои воды отдают тепло верхним слоям, поддерживая испарение на высоком уровне.

Остановимся теперь более подробно на результатах исследования термического режима больших водоемов и его влиянии на испарение. Для этого необходимо было собрать и проанализировать дополнительные данные о термическом режиме разных водоемов. Такие данные отбирались преимущественно для водоемов с ровным дном, а также для отдельных частей водоемов, если он расчленен на несколько плесов, отличающихся друг от друга по термическому режиму. Отбор данных и их анализ осу-

ществлялся А. А. Вилькенс под руководством автора (Вилькенс и Константинов, 1967). А. А. Вилькенс принимала также участие в написании текста настоящего параграфа.

Выборка цифровых данных, необходимых для расчета испарения с водной поверхности, производилась в основном из литературных источников, по исследованию различных экспедиций и специальных наблюдений. Использовались также данные, приведенные в различных климатических и гидрологических ежегодниках, ежемесячниках и атласах, привлекались упомянутые выше данные наблюдений на водноиспарительной сети СССР и материалы наблюдений ВНИГЛ.

Независимо от площади и местоположения используемые при исследовании водоемы подразделялись по следующим глубинам: 0,1—1; 1—2; 2—5; 5—10; 10—20; 20—50; 50—100; 100—200; 200—500; 500—1000; 1000—2000 и более 2000 м. При этом средние площади водоемов оказались соответственно: $0{,}9 \cdot 10^{-6}$, $10{,}0 \cdot 10^{-5}$; $3{,}5 \cdot 10^{2}$; $5{,}0 \cdot 10^{2}$; $2{,}7 \cdot 10^{3}$; $6{,}3 \cdot 10^{3}$; $23{,}0 \cdot 10^{4}$; $47{,}0 \cdot 10^{4}$; $9{,}0 \cdot 10^{5}$; $15{,}0 \cdot 10^{6}$ и больше $2{,}0 \cdot 10^{7}$ км^2. График связи площадей естественных водоемов с их глубинами представлен на рис. 89. Средняя линия этой связи будет использована нами в дальнейшем.

Для того чтобы судить об испарении с водоемов разных глубин, необходимо иметь данные о температуре их поверхности. Последняя может быть определена по специальному графику связи ее с температурой поверхности водноиспарительного бассейна площадью 20 м^2. Такой график нам надлежит построить. Для этого прежде всего необходимо уметь определять (рассчитывать) температуру поверхности водноиспарительного бассейна.

С целью определения величин температуры поверхности воды в испарительных бассейнах-эталонах для любых климатических условий был построен расчетный график, приведенный на рис. 90. При этом, как и ранее, по оси ординат откладывалась абсолютная влажность воздуха в миллибарах, по оси абсцисс — температура воздуха, измеренная на высоте 2,0 м, а на пересечении этих величин на координатной плоскости надписывалась температура поверхности воды в испарительном бассейне. В значения температуры и влажности воздуха, как и в § 3.1.2, вводились поправки на инерционность изменений этих элементов в сезонном ходе (см. рис. 76 и 77). График, приведенный на рис. 90, был построен по имеющимся данным наблюдений за температурой поверхности испарительного бассейна по 26 пунктам, указанным в табл. 17. Всего было нанесено 650 точек. Для более отчетливого проявления связи исходные данные осреднялись по 9 точек в одну, затем были проведены изолинии температуры поверхности воды в бассейнах-эталонах.

Для оценки точности построенного графика был вычислен коэффициент корреляции между измеренными величинами

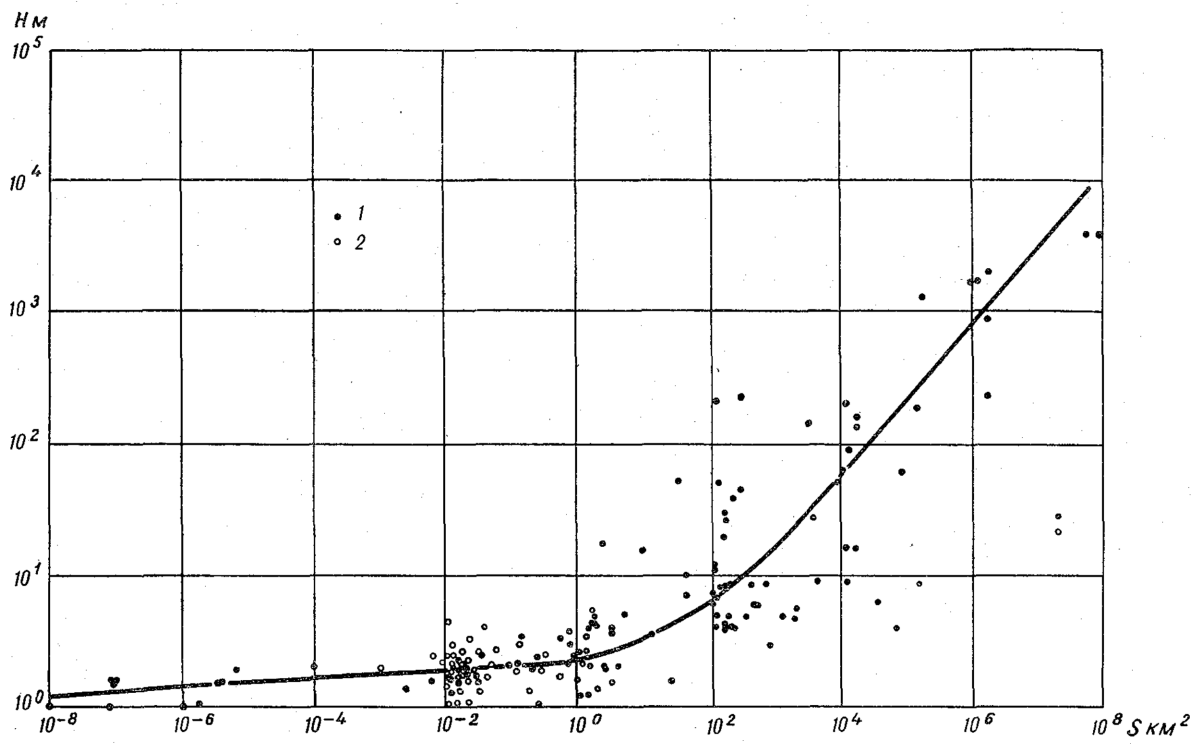


Рис. 89. Связь площади естественных водоемов с их глубиной.

1 — отдельные водоемы; *2* — осреднение по 10 точкам (для испарителей и малых водоемов).

температуры поверхности воды и рассчитанными по графику. Его величина оказалась равной 0,83. График удобен для расчета температуры поверхности воды в испарительных бассейнах и малых водоемах тем, что по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологической станции, введя сезонную поправку по таблицам приложений XII и XIII, можно непосредственно определить температуру поверхности воды указанных

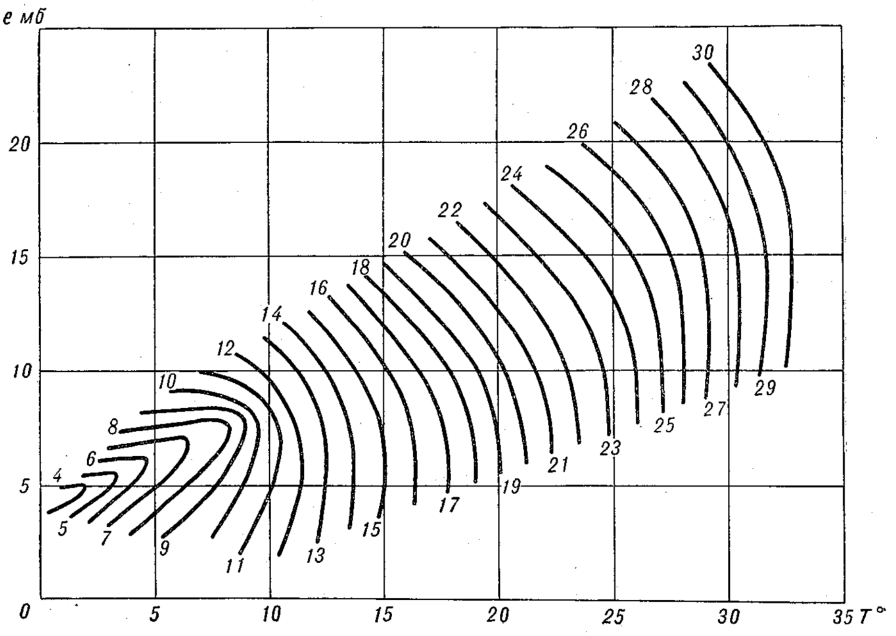


Рис. 90. График для расчета среднесуточной (за декаду, месяц) температуры поверхности водноиспарительного бассейна площадью 20 м², глубиной 2,0 м по исправленным средним значениям температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин $\Delta T_в$ и $\Delta e_в$).

водоемов для любого пункта и любого периода. Знание температуры поверхности воды бассейна еще полезно и потому, что позволяет непосредственно использовать многие эмпирические расчетные формулы, в которых для определения испарения необходимы сведения о насыщающей влажности воздуха, определяемой по температуре поверхности.

После того как мы нашли способ расчета температуры поверхности воды в бассейне-эталоне, следует оценить возможность перехода от этой температуры к температуре поверхности различных водоемов. Для этого осредненные данные по температуре поверхности воды водоемов указанных выше градаций по глубине сравнивались с величиной температуры поверхности

бассейна. Сравнить термический режим различных водоемов оказалось возможным, только лишь представив, как и ранее (§ 3.1.1), все кривые сезонного хода температуры поверхности воды в относительных величинах. Для этого месячные изменения температуры выражались в долях от амплитуды годового изменения температуры из соотношения

$$\varphi = \frac{T_{\text{п}} - T_{\text{п, min}}}{T_{\text{п, max}} - T_{\text{п, min}}}. \qquad (173)$$

Полученные кривые сезонного хода температуры поверхности воды для водоемов различных глубин, включая и бассейны-эталоны глубиной 2,0 м, изображены на рис. 91. Из этого рисунка видно, что по мере увеличения глубины водоемов максимум температуры поверхности воды все более и более запаздывает по сроку наступления, т. е. сдвигается вправо. Если сравнить срок наступления максимума на мелких водоемах со сроком его наступления в океане, то величина запаздывания или сдвига может доходить почти до 3 месяцев.

Как уже указывалось выше, за счет увеличения глубины водоема или объема водных масс увеличивается его тепловая инерция. Поэтому в весенний период мелкие водоемы прогреваются быстрее, поскольку в более глубоких водоемах часть тепла, приносимого солнечными лучами, расходуется на прогревание нижележащих слоев воды. Глубокие водоемы поэтому являются огромными аккумуляторами тепла. Во вторую половину лета происходит обратный процесс — отдача тепла атмосфере. Правда, этот процесс выражен относительно менее четко.

Представленный на рис. 91 график дает возможность рассчитать величину поправки, которую нужно ввести в значения температуры поверхности воды испарительных бассейнов-эталонов (площадью 20 м^2, глубиной 2,0 м), чтобы получить температуру поверхности водоема заданной глубины. При этом автоматически в известных пределах учитывается и некоторое воздействие на температурный режим водоема его площади, оказывающей косвенное влияние на условия динамического теплообмена верхних слоев с нижележащими. Прямое воздействие площади больших водоемов на интенсивность испарения, связанное с трансформацией воздушного потока, учитывается особо.

Для определения величин разности температур бассейна и водоема, т. е. величин поправок, необходимо каждую кривую сезонного хода температуры поверхности воды водоемов различных глубин привести в соответствие с кривой температуры поверхности бассейна-эталона. Для этого кривую сезонного хода температуры поверхности водоема следует как бы сдвинуть справа налево так, чтобы она совместилась с аналогичной кривой бассейна-эталона. С этой целью за каждый месяц рассчитывалась в относительных единицах разность между всеми

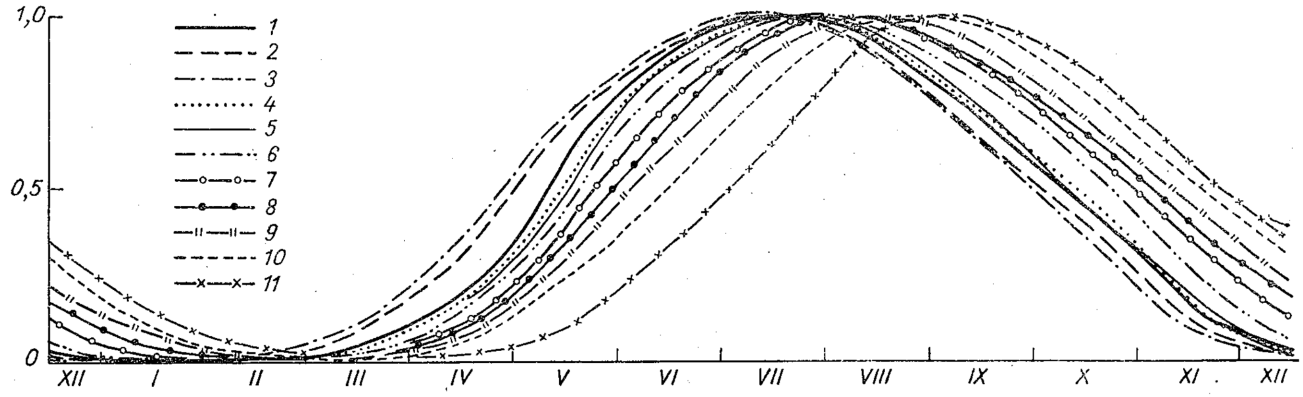


Рис. 91. Сезонный ход температуры поверхности воды водоемов различных глубин.

1 — температура поверхности воды в испарительном бассейне глубиной 2,0 м, *2* — то же в испарителях глубиной 1—2 м, *3* — то же, —0,1—1,0 м, *4* — то же для водоемов глубиной 2—5 м, *5* — то же, 5—10 м, *6* — то же, 10—20 м, *7* — то же, 20—50 м, *8* — то же, 50—200 м, *9* — то же, 200—500 м, *10* — то же, 500 ÷ 1000 м, *11* — то же, более 1000 м.

кривыми для водоемов и кривой для бассейна. Полученные поправки нетрудно было представить в абсолютных величинах из соотношения

$$\Delta T_{\text{п}} = T_{\text{п, б}} - T_{\text{п, в}} = \varphi_{\text{б}} (T_{\max} - T_{\min})_{\text{п, б}} + T_{\text{п, б, min}} - \\ - \varphi_{\text{в}} (T_{\max} - T_{\min})_{\text{п, в}} - T_{\text{п, в, min}}, \quad (174)$$

где $\Delta T_{\text{п}}$ — поправка в градусах, а величины $\varphi_{\text{б}}$ и $\varphi_{\text{в}}$ означают ординаты соответствующих кривых сезонного хода температуры поверхности бассейна и водоема, снятые с графиков, приведенных на рис. 91 для рассматриваемого интервала времени.

Значения поправок к температуре поверхности воды в водоемах различных глубин (с тем чтобы она совпала с температурой воды в бассейне-эталоне) представлены на рис. 92.

По оси ординат рис. 92 откладывались величины поправок к температуре поверхности воды водоемов, а по оси абсцисс — месяцы; на их пересечении отмечалась глубина водоема. Изолинии, объединяющие одинаковые глубины, дают наглядное представление о сезонном распределении поправок; они дают возможность снять с графика значение поправки на температуру поверхности воды для водоемов любой глубины и за любое время года. Из графика видно, что для водоемов с глубиной более 2 м весной поправки положительные, а осенью отрицательные. Для мелких водоемов (глубиной менее 2 м) — наоборот. Чем глубже водоем, тем значительнее поправки. Весной разница в величинах поправок между самыми мелкими и самыми глубокими водоемами достигает 9°, а осенью — несколько более 6°. Максимальная поправка для водоемов с малыми глубинами приходится на начало мая; с увеличением глубины она смещается на более поздний срок.

Самая значительная разность между температурой поверхности воды бассейна и океана (6°) наступает в июне, а между температурой поверхности воды бассейна и водоема с глубиной менее 2 м (3°) — в апреле. В следующие месяцы эти разности начинают уменьшаться, и в июле температура мелких водоемов совпадает с температурой испарительных бассейнов. К этому времени в более глубоких водоемах процесс прогревания еще не кончается. В течение июля — августа на водоемах всех глубин знак поправки постепенно меняется на обратный.

Таким образом, температура поверхности воды в водоеме любой глубины $T_{\text{п, в}}$ равна температуре поверхности воды испарительного бассейна минус величина поправки для водоема нужной глубины, т. е.

$$T_{\text{п, в}} = T_{\text{п, б}} - \Delta T_{\text{п}}. \quad (175)$$

Знание температуры водной поверхности нужно для изучения многих вопросов гидрометеорологического режима водоемов,

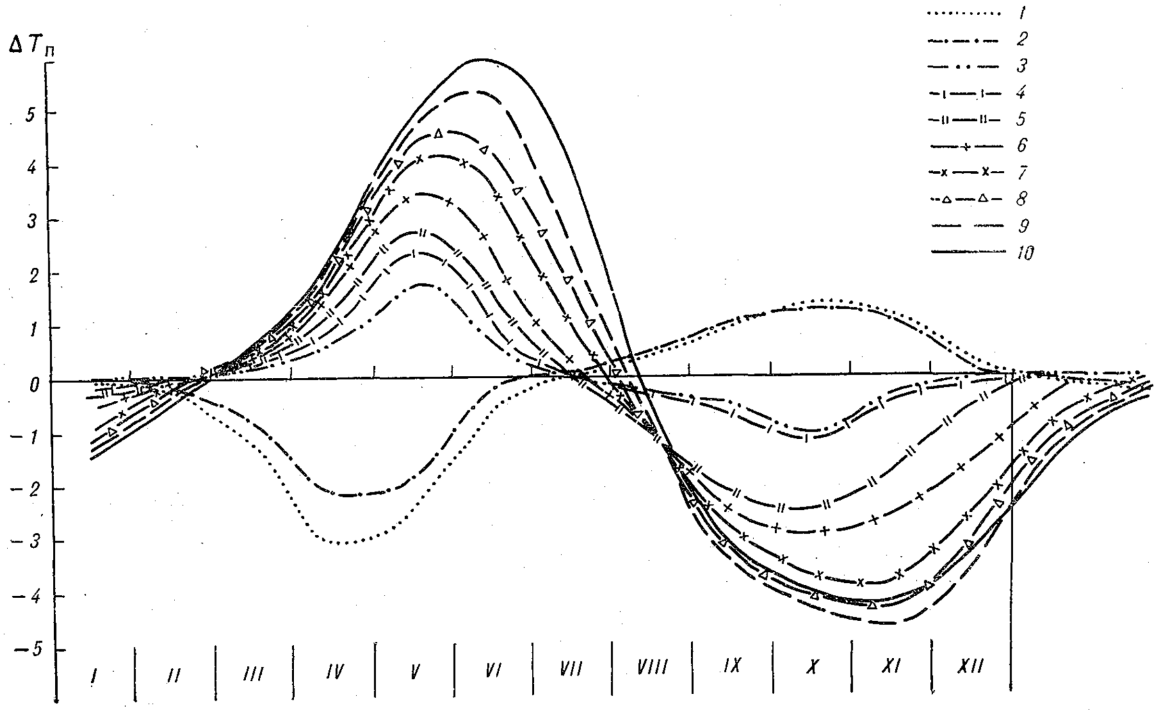


Рис. 92. Поправки $\Delta T_{п}$ к температуре поверхности водоемов $T_{п.\,в}$ для того, чтобы она стала равной температуре поверхности испарительного бассейна $T_{п.\,б}$.

1 — для испарителей глубиной 0,1—1,0 м; *2* — то же, глубиной 1—2 м; *3* — для водоемов глубиной 2—5 м; *4* — то же, 5÷10 м; *5* — то же, 10÷20 м; *6* — то же, 20÷50 м; *7* — то же, 50÷200 м; *8* — то же, 200÷500 м; *9* — то же, 500÷1000 м; *10* — то же, более 1000 м.

атмосферы и взаимодействия между ними. Поэтому методика, позволяющая рассчитывать температуру поверхности водоемов разных размеров по данным наблюдений метеорологических станций, расположенных на суше, имеет самостоятельное немаловажное значение. Однако в данном случае эта методика нужна для того, чтобы определить дефицит влажности воздуха

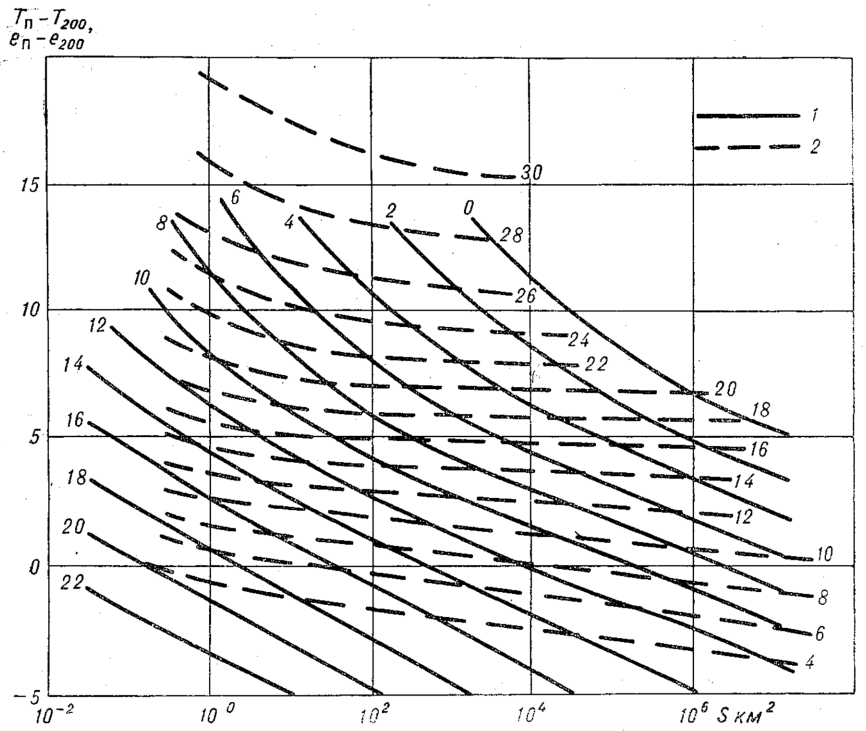


Рис. 93. Зависимость величин $T_п - T_{2,0}$ и $e_п - e_{2,0}$ от площади водоема и температуры его поверхности.

1 — температура поверхности воды $T_п$; *2* — влажность $e_п$.

(по температуре поверхности воды) над водоемами, что в конечном счете позволит определить испарение с них. Для этого нужно дополнительно знать лишь влажность воздуха и скорость ветра над водоемами (см. § 2.3.2).

При производстве практических расчетов испарения с водоемов разных размеров мы не всегда будем располагать необходимыми данными и особенно данными о влажности воздуха на высоте 2 м над этими водоемами. Однако, используя имеющийся фактический материал, представилась возможность построить графики связи температуры поверхности воды и дефицита влаж-

ности воздуха ($e_п - e_{2,0}$) для водоемов разной площади. Можно заведомо ожидать такую связь весьма устойчивой, поскольку при заданной температуре водной поверхности основную роль в трансформации потока водяного пара играет длина пути, проходимого воздушным потоком над водоемом. Полученные кривые приведены на рис. 93. Наряду с дефицитом влажности на этом рисунке также приведены кривые трансформации разности температур поверхности воды и воздуха. Они вполне подтверждают сказанное выше о том, что по мере продвижения над водной поверхностью температура и влажность воздуха монотонно измеряются.

Значение коэффициентов корреляции, характеризующих тесноту связи дефицита влажности воздуха ($e_п - e_{2,0}$) с температурой поверхности воды $T_п$ при разной площади водоема, приведены в табл. 28. Они говорят о наличии устойчивой связи между ними.

Таблица 28

Коэффициенты корреляции графической связи между температурой поверхности воды и дефицитом влажности воздуха, рассчитанным по температуре поверхности, для водоемов разной площади и глубины

Глубина водоемов, м	Площадь водоемов, км	Количество точек	Коэффициенты корреляции
0,1—1	$0{,}9 \cdot 10^{-6}$	730	0,90
1—2	$1{,}8 \cdot 10^{-5}$	111	0,90
2 (бассейны)	$2{,}0 \cdot 10^{-5}$	863	0,89
2—5	35,0	144	0,85
5—10	$5{,}0 \cdot 10^{2}$	328	0,92
10—20	$2{,}7 \cdot 10^{3}$	113	0,90
20—50	$6{,}3 \cdot 10^{3}$	44	0,85
50—200	$1{,}8 \cdot 10^{5}$	48	0,89

По температуре поверхности воды в бассейне $T_{п,б}$ и температуре поверхности воды в водоеме $T_{п,в}$ можно определить по месяцам значение разности $e_{п,б} - e_{2,0}$ и $e_{п,в} - e_{2,0}$, а также и их отношение. Однако интенсивность испарения с водоемов определяется наряду с дефицитом влажности воздуха еще скоростью и структурой ветра. Поэтому нами (Вилькенс, Константинов, 1967) был построен график зависимости отношения средней скорости ветра над водоемами разной площади к скорости ветра над бассейнами $\frac{u_в}{u_б}$, расположенными в степной (и пустынной), лесостепной и лесной зонах (рис. 94).

Различие в структуре ветра, характеризуемое отношением структурных коэффициентов $\frac{S_в}{S_б}$, было принято следующим: для лесостепной зоны в соответствии с данными рис. 82 $\frac{S_в}{S_б} = 0{,}8$, для лесной зоны в соответствии с данными работы автора и С. Ф. Федорова (1960)—0,7, а для степной и пустынной зон в соответствии с данными работы автора (1949)—0,9.

После этого определялись величины $K_{S,H}$ из соотношения

$$k_{S,H} = \frac{e_{п,в} - e_{2,0}}{e_{п,б} - e_{2,0}} \frac{u_в}{u_б} \frac{S_в}{S_б}. \qquad (176)$$

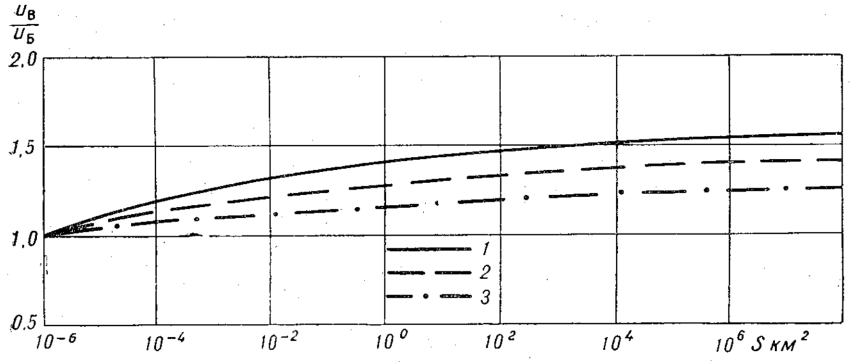


Рис. 94. Изменение скорости воздушного потока, направленного с суши на водоем, в зависимости от площади водоема.
1 — лес, *2* — лесостепь, *3* — степь и пустыня.

Эти коэффициенты, учитывающие влияние площади (S) и глубины (H), необходимо вводить при расчетах величины испарения с поверхности водоемов разных размеров.

Значения этих коэффициентов приведены в табл. 29. Эта таблица рассчитана для разных климатических зон, характеризуемых продолжительностью периода замерзания испарительного бассейна. Условно принято, что незамерзаемые бассейны соответствуют степной и пустынной зонам, бассейны, замерзающие на 3 месяца, относятся к лесостепной зоне, на 6 месяцев — к лесной (таежной) зоне и на 9 месяцев — к тундре, что по шероховатости территории соответствует примерно степи и пустыни. Из данных этой таблицы видно, что коэффициенты $K_{S,H}$ для всех водоемов площадью свыше нескольких десятков квадратных километров (средняя глубина 2—5 м) в теплый период меньше единицы. В течение первой половины года коэффициенты $K_{S,H}$ для различных водоемов резко отличаются от подобных характеристик для бассейна-испарителя. Начиная

Таблица 29

Коэффициенты $K_{H,\,s}$ в зависимости от глубины и средней площади водоемов, расположеннных в различных ландшафтных зонах

Глубина водоемов, м	Площадь водоемов, км²	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
						Степь, пустыня							
2—5	35,0	1,12	0,90	0,75	0,79	0,86	0,91	0,97	1,20	1,04	1,09	1,11	1,14
5—10	$5{,}0 \cdot 10^2$	1,17	0,91	0,49	0,49	0,61	0,75	0,84	0,92	0,97	1,02	1,06	1,13
10—20	$2{,}7 \cdot 10^3$	1,25	0,94	0,44	0,39	0,48	0,58	0,68	0,76	0,86	0,94	1,02	1,13
20—50	$6{,}3 \cdot 10^3$	1,28	0,95	0,41	0,32	0,40	0,46	0,55	0,65	0,74	0,83	0,96	1,12
50—200	$2{,}0 \cdot 10^5$	1,34	0,97	0,37	0,27	0,30	0,37	0,46	0,57	0,67	0,76	0,90	1,12
2000	$3{,}5 \cdot 10^7$	1,37	0,98	0,32	0,22	0,18	0,15	0,17	0,23	0,35	0,48	0,68	0,97
						Лесостепь							
2—5	35,0	1,00	1,00	0,56	0,70	0,90	1,02	1,11	1,17	1,20	1,23	1,29	1,82
5—10	$5{,}0 \cdot 10^2$	1,00	1,00	0,50	0,45	0,61	0,79	0,94	1,05	1,10	1,13	1,25	1,78
10—20	$2{,}7 \cdot 10^3$	1,00	1,00	0,48	0,35	0,49	0,66	0,84	0,95	1,01	1,04	1,21	2,01
20—50	$6{,}3 \cdot 10^3$	1,79	1,00	0,62	0,34	0,38	0,56	0,71	0,86	0,94	1,00	1,20	2,89
50—200	$2{,}0 \cdot 10^5$	2,76	1,74	0,74	0,38	0,32	0,47	0,62	0,77	0,89	0,99	1,25	3,31
2000	$3{,}5 \cdot 10^7$	3,38	2,71	0,97	0,36	0,24	0,22	0,25	0,33	0,49	0,72	1,29	4,13
						Лес							
2—5	35,0	1,00	1,00	1,00	1,00	0,72	1,06	1,20	1,24	1,24	1,24	1,00	1,00
5—10	$5{,}0 \cdot 10^2$	1,00	1,00	1,00	1,00	0,42	0,73	0,93	1,02	1,04	1,08	1,00	1,00
10—20	$2{,}7 \cdot 10^3$	1,00	1,00	1,00	1,00	0,40	0,58	0,80	0,89	0,94	1,04	1,83	1,00
20—50	$6{,}3 \cdot 10^3$	1,00	1,00	1,00	1,00	0,39	0,48	0,64	0,75	0,84	1,23	2,28	1,00
50—200	$2{,}0 \cdot 10^5$	1,00	1,00	1,00	1,00	0,43	0,34	0,48	0,62	0,78	1,20	2,65	2,24
2000	$3{,}5 \cdot 10^7$	2,66	2,45	2,10	1,35	0,45	0,28	0,27	0,32	0,52	1,01	3,60	2,89

с августа значение всех коэффициентов возрастает; оно приближается к соответствующим показаниям бассейна.

На значение коэффициента $K_{S,\,H}$ глубина водоема влияет через посредство температуры водоема $T_{\text{п, в}}$. Поэтому сезонный ход $K_{S,\,H}$, приведенный в табл. 29, обусловливается одновременно площадью и глубиной водоема. Для выяснения их роли целесообразно разделить влияние этих факторов. Это можно сделать следующим образом.

Количество солнечного тепла, поглощаемое водоемами разных глубин за одинаковый отрезок времени и, в частности, за год, при одной и той же суммарной радиации практически одинаково. Поэтому и годовые суммы испарения с поверхности водоемов разных глубин (при одинаковой их площади) можно считать в первом приближении одинаковыми. Глубина влияет лишь на сезонное распределение температуры поверхности воды, а следовательно, и испарения.

Для незамерзающих водоемов это очевидно. Но мелкие водоемы в зонах умеренного и холодного климата зимой замерзают и поэтому теряют часть солнечной энергии. Однако эти потери составляют для бассейнов-водоемов глубиной 2 м всего лишь 10—15% по сравнению с незамерзающими водоемами. Замерзание этих водоемов обусловлено большим прогревом их водных масс и более интенсивным испарением, а следовательно, и большей потерей тепла летом. Аккумулированное тепло глубокие водоемы в течение года отдают более равномерно. Поэтому замерзание мелких водоемов еще не свидетельствует о значительном сокращении ими годового испарения по сравнению с испарением глубоких водоемов.

Малые значения $K_{S,\,H}$, приведенные в табл. 29, можно объяснить влиянием на интенсивность испарения не глубины, а главным образом площади водоемов.

Закономерности трансформации воздушного потока над водоемами при заданной температуре поверхности не должны зависеть от времени года. Поэтому величины средних за год значений коэффициента $K_{S,\,H}$ в первом приближении можно принять за значение коэффициента

$$K_S = \frac{E_{\text{в, год}}}{E_{\text{б, год}}} = \frac{(e_{\text{п, в}} - e_{2,\,0})_{\text{год}}}{(e_{\text{п, б}} - e_{2,\,0})_{\text{год}}} \frac{u_{\text{в, год}}}{u_{\text{б, год}}} \frac{S_{\text{в, год}}}{S_{\text{б, год}}}, \qquad (177)$$

т. е. за относительную характеристику влияния площади водоема на интенсивность испарения. В этом случае значение коэффицента K_H для заданной площади может быть определено как отношение значения коэффициента $K_{S,\,H}$ за данный период к среднему за год значению коэффициента K_S, т. е.

$$K_H = \frac{K_{S,\,H}}{K_{S,\text{ ср. год}}}. \qquad (178)$$

Его величина в первом приближении не должна зависеть от площади водоема.

Полученные вышеописанным способом величины K_S были нанесены на график, приведенный выше (рис. 87). Эти точки оказались в общем достаточно хорошо согласующимися как с подобными точками для водоемов малых площадей, так и с общим ходом зависимости интенсивности испарения от площади водоема.

Подводя итог сказанному выше, можно предложить формулу для расчета интенсивности испарения с водоемов разных размеров в виде

$$E_в = K_S K_H E_б = K_{S,H} E_б, \qquad (179)$$

где значения K_S определяются с помощью графика (рис. 87), а величина $K_{S,H}$ — с помощью табл. 29. Величина K_H определяется из соотношения (178).

Перейдем к характеристике способов учета влияния других факторов, оказывающих непосредственное воздействие на интенсивность испарения с водной поверхности. К таким факторам мы относим затеняющее действие прибрежных кустов и деревьев, разность уровней воды и окружающей водоем местности, соленость воды, защиту от испарения с поверхности воды с помощью искусственной пленки, плавающей и полупогруженной растительности и, наконец, скорости ветра.

Если пруд или водоем окружены сплошным забором, живой изгородью из кустов или полосой посадок высоких деревьев, то интенсивность испарения с его поверхности существенно снижается.

В ряде работ затеняющее действие прибрежных посадок на интенсивность испарения уподобляется их влиянию на скорость ветра. Это не вполне правильно, поскольку наряду с уменьшением скорости ветра эти посадки изменяют и его турбулентную структуру. Последняя непосредственно определяет собой интенсивность турбулентного влагообмена. Поэтому более правильно оценивать влияние затенений не на скорость, а непосредственно на испарение.

В работе автора, Т. Г. Федоровой и В. С. Голубева (1960) приводятся результаты опытов по определению влияния относительной высоты бортика испарителя (высота бортика h, отнесенная к диаметру испарителя D) на интенсивность испарения с водной поверхности. В силу больших значений чисел Рейнольдса Re, характерных для процесса обтекания бортика, соответствующих автомодельной области режима турбулентных течений, даже значительные различия в величинах этих чисел (в сторону их увеличения) не нарушают гидродинамического подобия процесса обтекания бортиков и естественных препятствий на берегу пруда или водоема. Бортик в данном случае

может рассматриваться как лесная полоса непродуваемой конструкции. Изменение характера обтекания в зависимости от степени продуваемости лесных полос рассмотрено в работах автора (1950), М. И. Юдина (1950), Я. А. Смолько (1960), автора и Л. Р. Струзера (1965) и др.

Данные упомянутых исследований влияния бортика показывают, что снижение интенсивности испарения в сильной мере и весьма сложно (немонотонно) зависит от величины отношения $\frac{h}{D}$; оно может доходить до 20% и более при возрастании величины $\frac{h}{D}$ до 0,2. При $\frac{h}{D} = 0{,}05$ величина занижения интенсивности испарения составляет примерно 10% по сравнению с соответствующей величиной, характерной для испарительного бассейна площадью 20 м², у которого $\frac{h}{D} = 0{,}02$. Более подробные сведения о величине этого занижения приводятся в упомянутой работе автора, Т. Г. Федоровой и В. С. Голубева (1960).

С целью изучения влияния скорости ветра на испарение с водной поверхности во ВНИГЛ испаритель ГГИ-3000 был помещен в условиях ветровой защиты, создаваемой кустами смородины и можжевельника высотой 1,0 м, которые окружали испаритель на расстоянии 1,5 и 3,0 м. Сопоставление данных этих измерений с величинами испарения, измеренными с помощью обычного испарителя ГГИ-3000 (табл. 30), говорит о резком снижении интенсивности испарения в условиях ветровой защиты. Суммарное испарение за период 1950—1957 гг. снизилось здесь в среднем на 44%, что вполне согласуется с приведенными выше данными о влиянии относительной высоты бортика (препятствия) на интенсивность испарения. Скорость ветра над защищенным испарителем уменьшалась на высоте 0,2 м в среднем на 80%, а на высоте 0,6 м на 50%.

Важное значение для повышения точности практических расчетов имеет вопрос об учете влияния на интенсивность испарения с водоемов глубины залегания уровня их водной поверхности по сравнению со средним уровнем окружающей почвы. Характеристика этого влияния может быть получена из анализа экспериментальных данных, приведенных в работе Б. И. Огнева и А. Т. Узун (1960). Используя свойство самосохранения гидродинамического подобия процесса обтекания при больших числах Re, которое применялось и при анализе влияния препятствий на берегу озера, можно сказать, что при величине отношения $\frac{\Delta H}{D}$ (разности уровней окружающей почвы и водоема ΔH к диаметру испарителя-водоема), равной 0,04, уменьшение интенсивности испарения составляет 14%, при

$\frac{\Delta H}{D} = 0{,}10$ снижение равняется примерно 30%, а при $\frac{\Delta H}{D} = 0{,}20$ оно достигает 40%. Более подробную количественную характеристику этого эффекта можно найти в упомянутой работе.

Таблица 30

Испарение (мм), измеренное с помощью испарителей ГГИ-3000, открытых и защищенных от ветра (ВНИГЛ)

Год	Испаритель	V	VI	VII	VIII	IX	X
1950	С защитой . .	—	—	—	50	25	10
	Открытый . . .	—	—	—	71	35	19
1951	С защитой . .	49	42	60	55	26	—
	Открытый . . .	66	98	111	106	62	—
1952	С защитой . .	36	47	45	43	25	10
	Открытый . . .	55	75	90	77	40	13
1953	С защитой . .	48	52	38	27	24	—
	Открытый . . .	78	97	82	60	40	—
1954	С защитой . .	28	30	32	39	23	11
	Открытый . . .	47	100	89	73	38	16
1955	С защитой . .	—	28	27	40	17	8
	Открытый . . .	—	76	99	100	53	20
1956	С защитой . . .	—	42	37	35	28	—
	Открытый . . .	—	107	81	69	47	—
1957	С защитой . . .	—	35	46	33	22	—
	Открытый . . .	—	92	103	72	41	—

Вопрос о влиянии на испарение с поверхности прудов и водоемов плавающей и полупогруженной водной растительности наиболее подробно рассмотрен в работах В. И. Кузнецова (1954 б, 1959, 1964 а).

Как общий вывод из данных, приведенных в этих работах, следует признать сокращение интенсивности испарения с водной поверхности, покрытой плавающей растительностью (до 10—15%). Влияние полупогруженной растительности на интенсивность испарения является более сложным. В летнее время в период развитой вегетации испарение с заросших участков водоема может несколько превосходить величину испарения с его открытых частей. В осеннее время, когда транспирация практически прекращается и отмершие стебли растений затеняют поверхность воды от ветра и солнечных лучей, испарение с водной поверхности сокращается. В целом за теплое полугодие суммарное испарение с заросших водоемов, по-видимому, может превосходить величину испарения с открытых водоемов до 10—20%.

Очень часто в научной литературе дискутируется вопрос о зависимости интенсивности испарения с открытой водной поверхности от скорости ветра. При этом многие авторы приходят к различным, порой диаметрально противоположным выводам.

Из схем расчета испарения, основанных на методе турбулентной диффузии, следует прямая связь испарения со скоростью ветра. В формулах для расчета испарения методом теплового баланса непосредственно скорость ветра не учитывается, однако ее влияние сказывается на величине всех членов, входящих в формулу: радиационном балансе, потоке тепла в нижележащие слои, градиентах, причем с увеличением скорости ветра величина испарения, рассчитанная по этому методу, возрастает.

Во многие эмпирические формулы для расчета испарения с водной поверхности скорость ветра входит явно [формулы Майера (Mayer, 1928), Полякова (1946), Давыдова (1944), Зайкова (1949), Браславского и Викулиной (1954), Карпентера (Carpenter, 1889), Руденко (1941, 1948), Крицкого, Менкеля и Россинского (1947), Каганера (1960) и др.] или неявно [формулы Мокляка (1947), Иванова (1941) и др.]. В последнем случае величина скорости ветра принята постоянной, средней для данных условий, вследствие чего точность формул заметно снижается.

Многие расхождения в оценке роли ветра вызваны неточным способом учета влияния последнего. Согласно методу турбулентной диффузии, испарение с любой поверхности пропорционально вертикальному градиенту влажности воздуха $\frac{\partial e}{\partial z}$ (в эмпирических формулах для расчета испарения с водной поверхности этот градиент соответствует члену $e_{\text{п}} - e_{2,0}$) и коэффициенту турбулентного обмена k, который определяется скоростью ветра и в меньшей степени вертикальным градиентом температуры воздуха $\frac{\partial T}{\partial z}$.

Выражение для расчета испарения при $u \to 0$ можно представить в виде

$$E = a \frac{\partial e}{\partial z} \sqrt{\frac{\partial T}{\partial z}}, \qquad (180)$$

где a — численный размерный коэффициент.

Испарение в таком случае наряду с градиентом влажности воздуха будет определяться градиентом температуры. Влиянием этого градиента, а также низкой чувствительностью приборов для измерения скорости ветра (вследствие чего скорость ветра ниже порога чувствительности анемометра считается равной нулю) объясняется появление свободного члена в эмпирических формулах для расчета испарения с водной поверхности. Подробнее это обстоятельство рассмотрено в § 2.3.3.

С ростом скорости ветра влияние температурной стратификации ослабевает и испарение, отнесенное к единице дефицита влажности воздуха, рассчитанного по температуре водной поверхности, становится пропорциональным скорости ветра (рис. 95). При этом, согласно § 2.2.3, влиянием выборочного влагообмена при оценке испарения с водной поверхности в первом приближении можно пренебречь. Малое влияние стратификации на интенсивность испарения с водной поверхности, кроме

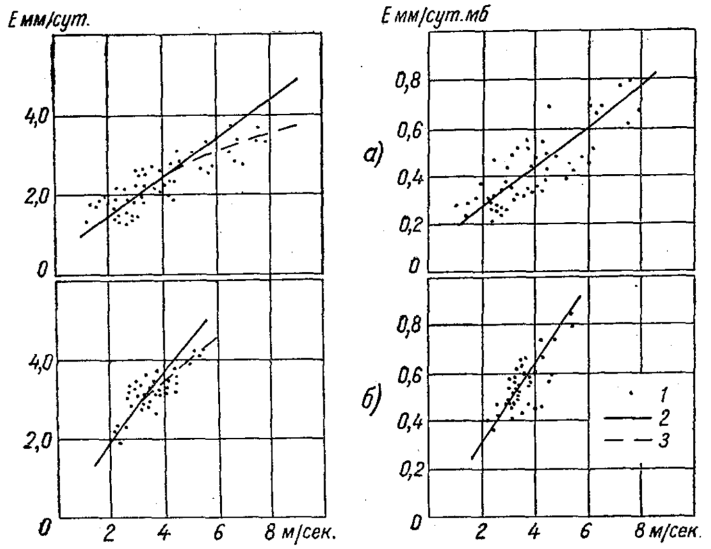


Рис. 95. Зависимость интенсивности испарения (мм/сут.) и ее величины, отнесенной к дефициту влажности (мм/сут. мб), от скорости ветра для бассейна площадью 20 м² (*а*) и Валдайского озера (*б*).

1 — экспериментальные точки; *2* — линейная зависимость, *3* — фактическая зависимость.

исследований автора, подтверждается также данными, приведенными в других работах (Огнева, 1956; Огнева, Мхитарян и Галфарян, 1959; Шереметьевская, 1960; Мхитарян, 1963).

Для поверхностей, влагозапасы или теплозапасы которых ограничены, испарение мало зависит от скорости ветра, так как вследствие интенсивности турбулентного перемешивания (при малых поступлениях водяного пара с поверхности) уменьшается вертикальный градиент влажности воздуха. При этом испарение, отнесенное к единице вертикального градиента влажности, остается пропорциональным скорости ветра (вернее, интенсивности турбулентного перемешивания). К такому типу зависимости интенсивности испарения от скорости ветра относится

испарение с почвы [см. § 4.3.2 и 5.1.1, а также работы Козлова (1957 и 1959)], в том числе и с поверхности болот (Романов, 1957, 1961, 1962), поскольку влагозапасы и теплозапасы таких поверхностей, как правило, ограничены. Величина скорости ветра, при которой намечается нарушение прямой пропорциональности между скоростью и испарением, зависит от влагозапасов почвы, скорости поступления влаги к поверхности, радиационного притока тепла и условий теплообмена с нижележащими слоями.

Для водной поверхности пределы роста интенсивности испарения выше, поскольку влагозапасы такой поверхности неограничены, а приток тепла от солнечной радиации и из нижележащих слоев воды может быть более интенсивным. Поэтому нарушение прямой пропорциональности между испарением и скоростью ветра в данном случае отодвигается на бóльшие скорости, чем для поверхности суши.

При учете вертикального градиента влажности воздуха (или дефицита, как это имеет место в эмпирических формулах) испарение (вернее, испарение, приходящееся на единицу градиента влажности) остается пропорциональным скорости ветра для любых поверхностей, вплоть до самых больших скоростей (рис. 95).

В связи с изложенным представляет интерес введение в описанную выше (§ 3.1.3, рис. 60) расчетную схему определения испарения с поверхности водноиспарительного бассейна площадью 20 м² способа непосредственного учета скорости ветра. Для этого был построен график связи среднемесячной скорости ветра с температурой и влажностью воздуха (рис. 96). Естественно, что в значения температуры и влажности воздуха вносились поправки ΔT и Δe на инерционность в сезонном ходе этих элементов. Эти связи оказались еще более устойчивыми, чем подобные связи для осредненных срочных значений скорости ветра $u_ф$, температуры и влажности воздуха, приведенные на рис. 54.

Так как температура и влажность воздуха определяют собой значение вертикального градиента влажности воздуха (или величины $e_п - e_{2,0}$), то приведение величин испарения к единице скорости ветра может быть осуществлено путем простого деления снятого с графика (рис. 60) испарения на среднюю скорость ветра, снятую с рис. 96.

Такой график, характеризующий величину испарения, приходящегося на единицу скорости ветра (т. е. на 1 м/сек.), приведен на рис. 97. Он действительно несколько уточняет методику расчета испарения, так как дает возможность непосредственно учесть значения скорости ветра в рассматриваемом пункте за расчетный период. Это обстоятельство учитывает ветровую адвекцию, т. е. случаи, когда на формирование скорости ветра не

в полной мере оказала влияние шероховатость рассматриваемой подстилающей поверхности. Однако уточнение расчета оказалось порой незначительным, поэтому не всегда есть необходи-

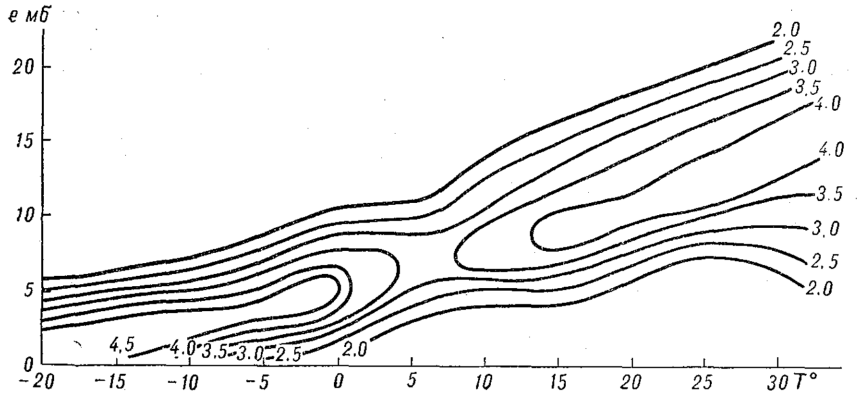


Рис. 96. Связь среднемесячных значений скорости ветра на высоте флюгера $u_ф$ с исправленными средними за месяц значениями температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

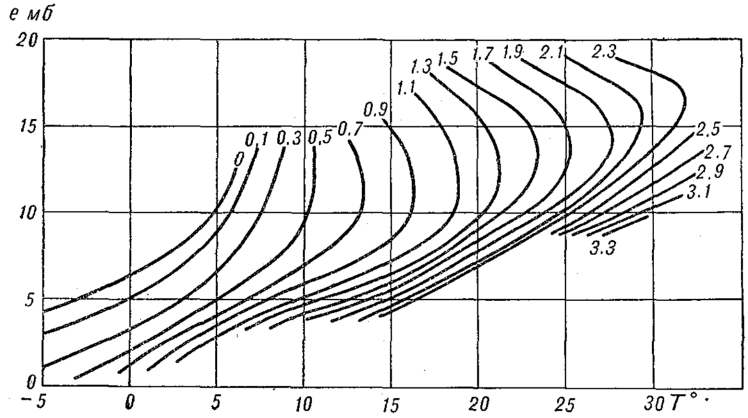


Рис. 97. График для расчета величин испарения (мм/сут.), приходящегося на единицу скорости ветра, с водноиспарительного бассейна площадью 20 м² по исправленным средним значениям температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин $\Delta T_в$ и $\Delta e_в$).

мость в повышении трудоемкости расчета, связанного с этим уточнением.

Вода многих водоемов, расположенных в полупустынных и пустынных районах страны, имеет повышенную соленость. С целью исследования влияния различной концентрации пова-

ренной соли в воде на интенсивность испарения в течение 1951—1955 гг. на водноиспарительной площадке ВНИГЛ были поставлены специальные эксперименты. Для этого два испарителя ГГИ-3000 были наполнены раствором поваренной соли концентрацией 15 и 35‰. Первое из этих значений соответствует средней солености многих северных морей, тогда как второе значение приближается к концентрации таких соленых водоемов, как Мраморное море, залив Кара-Богаз-Гол и т. д. Величины испарения с водной поверхности этих испарителей сравнивались с величинами испарения с обычного испарителя ГГИ-3000 с пресной водой. Результаты этих совместных измерений приведены в табл. 31.

Таблица 31

Результаты измерений испарения (%) с поверхности пресной и соленой воды (бездождные дни, ВНИГЛ)

Год	Концентрация, ‰	V	VI	VII	VIII	IX	X
1951	0	—	—	100	100	100	100
	15	—	—	92	94	88	88
	35	—	—	87	86	88	100
1952	0	100	100	100	100	100	100
	15	100	102	93	99	98	100
	35	—	—	—	—	—	—
1953	0	100	100	100	100	100	—
	15	97	103	100	102	90	—
	35	86	97	91	96	75	—
1954	0	100	100	100	100	100	—
	15	97	98	98	100	105	—
	35	100	98	92	100	92	—
1955	0	100	100	100	100	100	100
	15	95	100	100	100	100	100
	35	85	97	97	95	100	89

Известно, что с увеличением солености воды интенсивность испарения с ее поверхности уменьшается вследствие понижения над ней упругости насыщающего пара. Упомянутые эксперименты на Валдае показали, что влияние соли в пределах рассматриваемых концентраций на интенсивность испарения пренебрежимо мало. Если за отдельные годы и имеются колебания в сравнительных величинах испарения по упомянутым испарителям, то в среднем за пять лет испарение с раствора концентрацией 15‰ почти полностью совпало с испарением с пресной воды, тогда как испарение с раствора концентрацией 35‰ оказалось заниженным всего на 3%, что также лежит в пределах точности измерения испарения. Эти данные говорят о том,

что при расчете испарения с водной поверхности степень солености воды можно не учитывать.

Важным средством регулирования потерь воды на испарение является покрытие ее разного рода пленками. В процессе изучения путей уменьшения интенсивности испарения с водной поверхности на водноиспарительной площадке ВНИГЛ в 1951—1956 гг. было исследовано влияние на испарение пленки нефти разной толщины. С этой целью в двух испарителях ГГИ-3000 создавалась пленка нефти толщиной 0,005 и 0,1 мм. Как и следовало ожидать (табл. 32), испарение с водной поверхности, покрытой пленкой нефти, резко сокращается, причем, если при наличии пленки толщиной 0,005 мм испарение уменьшается примерно в 2 раза, то при наличии пленки толщиной 0,1 мм оно уменьшается в 10 раз. Столь сильное влияние пленки нефти на интенсивность испарения объясняется дополнительным препятствием, создаваемым пленкой для вылета молекул из воды

Таблица 32

Результаты измерений испарения с водной поверхности (мм), покрытой пленкой нефти различной толщины (ВНИГЛ)

Год	Толщина пленки, мм	V	VI	VII	VIII	IX	X
1951	0,0	—	—	68	100	66	16
	0,005	—	—	33	29	12	2
	0,1	—	—	6	12	5	1
	Число дней наблюдений	—	—	17	29	30	20
1952	0,0	—	38	52	43	17	—
	0,005	—	12	31	30	12	—
	0,1	—	3	0	2	2	—
	Число дней наблюдений	—	16	19	19	16	—
1953	0,0	55	70	67	42	14	—
	0,005	24	20	5	10	2	—
	0,1	6	11	—1	3	0	—
	Число дней наблюдений	23	24	27	23	13	—
1954	0,0	33	68	63	29	11	—
	0,005	25	40	38	20	7	—
	0,1	12	6	4	3	1	—
	Число дней наблюдений	11	19	20	12	8	—
1955	0,0	18	45	57	94	28	—
	0,005	7	31	25	60	14	—
	0,1	0	5	5	8	1	—
	Число дней наблюдений	6	14	17	27	11	—
1956	0,0	—	—	29	8	20	—
	0,005	—	—	16	4	11	—
	0,1	—	—	4	0	0	—
	Число дней наблюдений	—	—	9	3	3	—

в воздух. Результаты опытов указывают путь, по которому следует идти при необходимости сокращения расхода воды на испарение. Особенно важно это обстоятельство для засушливых районов, где пруды и водоемы часто являются единственными источниками водоснабжения населенных пунктов, промышленных объектов и орошаемых полей.

Результаты более поздних исследований ВНИГЛ на Валдае и на озере Севан влияния различных пленок мономолекулярного слоя на интенсивность испарения с водной поверхности приводятся в работах В. С. Макаровой и В. И. Кузнецова (1961), В. С. Голубева (1964), В. Ф. Пушкарева (1964), А. К. Ананяна и др. (1963, 1964) и т. д. Подобные исследования, проводимые за рубежом, описываются в работах Мултона (Moulton, 1957), Тисдала (Tisdall, 1959) и др. Интересны в этом отношении опыты и расчеты, проведенные Г. Ф. Прихотько, Л. М. Роевым и М. В. Товбиным (1964) по борьбе с туманами парения путем создания на поверхности воды мономолекулярной пленки. Все авторы подтверждают практическую возможность добиться существенного сокращения испарения за счет покрытия поверхности воды другим веществом, препятствующим испарению.

4.2. СВЯЗЬ ВОДОПОТРЕБЛЕНИЯ РАСТЕНИЙ С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

4.2.1. Испаряемость — комплексная характеристика метеорологических условий водопотребления сельскохозяйственных культур

Под испаряемостью обычно понимают максимально возможное испарение при данных метеорологических условиях с подстилающей поверхности, влагозапасы которой неограничены. Такое определение испаряемости согласуется с другими определениями, такими как «потенциально возможное испарение» или «иссушающая способность воздуха».

К числу факторов, определяющих метеорологические условия, связанные с испаряемостью, следует отнести «влагоемкость воздуха», т. е. его способность воспринимать водяной пар. Эта способность количественно характеризуется дефицитом влажности воздуха, рассчитанным по температуре испаряющей поверхности.

Другим не менее важным фактором, определяющим испаряемость как максимальное испарение с предельно увлажненной поверхности, является количество тепловой энергии, которое может расходовать на испарение данная поверхность в единицу времени. Это количество тепла определяется тепловым балансом поверхности, основной приходной составляющей которого является радиационный баланс. Третий фактор испаряемости —

интенсивность турбулентного влагообмена, характеризующая способность слоев воздуха, примыкающих к поверхности, переносить водяной пар от поверхности в вышележащие слои.

Все три перечисленных фактора непосредственно влияют на величину испаряемости, и поэтому последняя выступает как комплексная характеристика внешней среды, в которой произрастают растения. Такой же вывод был сделан рядом автором [Ольдекоп, 1911; Будыко, 1951; Алпатьев, 1952, 1954; Константинов, Пушкарев, 1954; Будаговский, Савина, 1956; Константинов, Харченко, 1956; Пенман (Penman), 1956 а; Иванов, 1957; Слейтер и Макилрой, 1964; Будаговский, 1957, 1965 и др.], непосредственно исследовавших связь величин испарения с сельскохозяйственных культур с испаряемостью. Согласно этим исследованиям, испарение с почвы, транспирация растений, а следовательно, и суммарное испарение при неизменных влагозапасах почвы пропорциональны испаряемости.

По-видимому, впервые В. В. Докучаев (1900) еще в начале этого столетия использовал понятие испаряемости для количественной характеристики климатических условий различных географических зон. Указанное направление в дальнейшем было развито Г. Н. Высоцким (1905), использовавшим величину отношения осадков к испаряемости для характеристики основных природных зон Европейской части России. Примерно такое же направление использования понятия испаряемости приводится в работе Трансо (Transeau, 1905) и несколько позднее в работе Пенка (Penck, 1910).

Под величинами испаряемости в этих работах понимались величины испарения с водной поверхности, измеренные с помощью испарителей. Однако недостаточное количество таких данных заставило многих исследователей впоследствии перейти к расчетным эмпирическим методам определения испаряемости. Расчетные формулы строились большей частью на основании результатов сопоставления измеренных величин испарения с водной поверхности с дефицитом влажности воздуха или с его температурой.

Одной из наиболее ранних работ, в которой использовались данные по дефициту влажности воздуха для характеристики условий увлажнения, является работа Э. М. Ольдекопа (1911). В качестве показателя климатических условий увлажнения в этой работе использовалась величина $\frac{H}{E_0}$, означающая отношение сумм осадков к испаряемости. Испаряемость за месяц он определял как

$$E_0 = md, \tag{181}$$

где d — дефицит влажности воздуха, а коэффициент m равен

22,7 для теплой половины года, 16,0 для холодной и 19,3 в среднем за год.

Подобных эмпирических зависимостей после Ольдекопа строилось много. Майер (Mayer, 1928) и П. С. Кузин (1938) получили для зоны избыточного увлажнения линейную связь испарения с дефицитом влажности воздуха. Такой же вид зависимости для расчета величин испаряемости используют Альбрехт (Albrecht, 1950), А. И. Будаговский (1957, 1965), Улиг (Ulig, 1954), С. С. Савина (1960) и многие другие.

Для определения оптимально потребного количества воды для сельскохозяйственных полей Д. И. Шашко (1940) предложил следующую эмпирическую формулу:

$$E_0 = M\frac{m}{1000}\sum d, \qquad (182)$$

где m — средняя абсолютно сухая масса растений за расчетную декаду или месяц на площади 1 м²; M — средний за расчетный период «диффузный гидромодуль транспирации»; $\sum d$ — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха.

Более простая формула того же вида была предложена А. М. Алпатьевым (1954) для расчета испарения с сельскохозяйственных полей в условиях оптимального увлажнения при достаточно высоких урожаях. Согласно этой формуле, испарение равняется сумме дефицитов влажности воздуха, умноженной на постоянный коэффициент, равный 0,65. Формула дает удовлетворительные результаты не только за отдельные периоды при средних многолетних условиях, но, как показал В. А. Смирнов (1955), и для сравнительно коротких промежутков времени отдельных конкретных лет. Подобным образом рассчитывается испаряемость в работах Прескотта (Prescott, 1931) и Н. Н. Иванова (1948, 1954, 1957). Работы Иванова получили в Советском Союзе значительное распространение; поэтому на них следует остановиться более подробно.

Месячная величина испаряемости (мм/месяц) по формуле Иванова определяется как

$$E_0 = 0{,}0018\,(T+25)^2\,(100-r), \qquad (183)$$

где T и r — среднемесячная температура и относительная влажность воздуха.

Однако если учесть, что величина $(T+25)^2$ в диапазоне наиболее часто встречающихся в естественных условиях температур пропорциональна насыщающей упругости водяного пара, то формула (183) примет вид $E_0 = md$. На это обстоятельство уже указывалось А. М. Алпатьевым (1950), М. И. Будыко (1951, 1956), Л. И. Зубенок (1954), автором и К. И. Харченко (1956). В последней работе, а также в работе автора и В. Ф. Пушкарева (1954) приводятся экспериментальные данные, подтвер-

ждающие правильность такой интерпретации формулы (183), с которой согласился и Н. Н. Иванов (1954, 1957).

Как следует из ряда теоретических [Леттау (Lettau), (1939); Тимофеев и Огнева, 1958; Сеттон, 1958; Тимофеев, 1964 и др.] и экспериментальных (Огиевский, 1937; Познышев 1937; Давыдов, 1944; Зайков, 1949 и др.) работ, интенсивность испарения с водоемов пропорциональна дефициту влажности воздуха в степени, меньшей единицы (примерно 0,8). Вследствие этого упомянутые выше методы, в которых величина E_0 полагается прямо пропорциональной дефициту влажности воздуха, не могут дать одинаково надежные результаты в различных климатических условиях.

В степной части ЕТС (ст. Дубовка Ростовской области), согласно исследованиям автора и К. И. Харченко (1956), формула Иванова дает в среднем удовлетворительные результаты. В зоне избыточного увлажнения (Валдай), согласно тем же исследованиям, расчеты величин E_0 по формуле (183) дают заниженные результаты (до 50%), а в сильно засушливых условиях пустынь подобные расчеты дают завышение (до 70—100%). Даже в степных районах в зависимости от степени засушливости отдельных лет или вегетационных периодов расчеты величин испаряемости по формуле Иванова могут привести к ошибкам порядка 20%. Для решения многих практических задач (например, для определения норм и сроков поливов) такая точность расчетной формулы (183) является недостаточной.

Другому направлению в определении испаряемости, связанному с использованием температуры воздуха, также посвящено большое число работ. К ним в первую очередь следует отнести работы Ланга (Lang, 1920) и Мартона (Martonn, 1926), в которых для количественной характеристики увлажнения использовались соответственно величины отношений $\frac{H}{T}$ и $\frac{H}{T+10}$, где T — средняя годовая температура воздуха, а H — осадки. Как показано в работах М. И. Будыко (1956) и Г. С. Жегневской (1954), полученные из этих отношений характеристики не всегда соответствуют почвенно-климатическим зонам Евразии и Северной Америки. Удачную количественную характеристику испаряемости предложил Г. Т. Селянинов (1930, 1937). Величина максимального испарения, согласно его исследованию, может быть выражена следующим соотношением:

$$E_0 = 0{,}1\sum T, \qquad (184)$$

где $\sum T$ представляет собой сумму среднесуточных температур[1] за рассматриваемый период.

[1] В расчет принимаются лишь температуры выше 10°.

Как показано в работах Г. Т. Селянинова (1930, 1937), Ф. Ф. Давитая (1948) и других, выражение (184) для расчета испаряемости дает удовлетворительные результаты в различных климатических условиях. В работах М. И. Будыко (1955, 1956) приведено объяснение причин удовлетворительного согласования результатов расчетов по формуле (184) с экспериментальными данными. Эта причина заключается в наличии связи «сумм температур» с величиной радиационного баланса.

Одним из физически обоснованных способов расчета величины максимально возможного испарения при заданных метеорологических условиях является методика, предложенная М. И. Будыко (1955, 1956). В основе ее лежит величина радиационного баланса, используемая в комплексе с другими характеристиками. Слабым местом этой методики, несмотря на ее трудоемкость, является малая точность, связанная с недостающими сведениями о значении коэффициента диффузии D в различных метеорологических условиях. Такой же метод определения испаряемости использует в своей работе В. Г. Андреянов (1960); близкая к этому методу схема применяется в работах Пенмана (Penman, 1949, 1955, 1956) и др.

После того как мы кратко рассмотрели расчетные методы определения испаряемости, применяемые до настоящего времени, столь же кратко остановимся на методах инструментального определения испаряемости, предложенных различными авторами. При этом мы не будем повторять описание методики измерения испарения с водной поверхности с помощью испарителя ГГИ-3000 и испарительного бассейна площадью 20 м², показания которых часто принимают за испаряемость. Методика таких наблюдений описана в настоящей работе (§ 1.2.1).

Не будем также останавливаться на испарителях Вильда, Дорандта и Пише, почти не применяемых в настоящее время. Их основной недостаток заключается в зависимости показаний этих приборов не только от метеорологических факторов, но и от трудно учитываемого влияния самих приборов.

Рассмотрим испарители с предельно увлажненной почвой, а также сравнительно новые приборы для измерения испаряемости, появившиеся в последнее время. К числу таких приборов относится испаритель А. А. Солопко (1956).

Испаряющая поверхность прибора, обращенная вниз, представляет собой круг из смоченной фильтровальной бумаги площадью 25 см², закрепленный в углублении металлической шайбы толщиной 6 мм, диаметром 75 мм. Поверх шайбы на резиновой прокладке горловиной вниз прижата колба, питающая фильтр водой. Учет испарившейся воды производится путем ее доливания через отверстие диаметром 8 мм в центре шайбы с помощью специальной бюретки с ценой деления 0,1 мм слоя испарившейся воды. Испаритель заключен в круглую психрометрическую бу-

дочку. По замыслу автора прибора, с помощью последнего наряду с испаряемостью можно измерять и величины испарения над различными поверхностями, если принимать при этом в расчет разность показаний приборов, установленных на уровнях 205 и 5 см.

Результаты анализа работы этого испарителя изложены в монографии автора (1963). Они свидетельствуют о том, что испаритель Солопко непригоден для измерения испаряемости и испарения с различных подстилающих поверхностей.

В течение 1957—1958 гг. на водноиспарительной площадке ВНИГЛ проводилось сравнительное измерение испарения с помощью испарителей ГГИ-3000 и испарителей, применяемых на специализированных станциях торфяной промышленности для оценки комплексных метеорологических условий сушки торфа. Эти испарители состоят из сосуда площадью 500 см^2 с крупнозернистым песком (темного цвета), заполняемого водой в уровень с песком. Этот сосуд соединяется трубкой с другим сосудом меньшего диаметра, в который опущены короткая и длинная трубки из расположенного над ним мерного стакана. Верхний конец последнего герметически закрыт так, что уровень воды в нем поддерживается за счет атмосферного давления. Конец короткой трубки находится на одном уровне с водой в сосуде, наполненном песком. При испарении уровень воды понижается и короткий конец трубки выходит из воды. Воздух, попавший в мерный стакан через открывшееся отверстие в трубке, обусловливает выход из него по длинной трубке воды, благодаря чему поднимается уровень воды в сосуде и снова закрывается доступ воздуха в мерный стакан. Таким образом автоматически поддерживается уровень воды в испаряющем сосуде на определенной отметке. По расходу воды в мерном стакане судят об интенсивности испарения. Более подробное описание прибора дается в работах автора прибора Н. М. Топольницкого (1951, 1958, 1960).

Результаты параллельных измерений испарения по этому прибору и испарителю ГГИ-3000 приводятся в табл. 33. Заметны некоторые колебания отношений величин испарения, измеренных с помощью исследуемого испарителя, к величинам испарения, определенным с помощью испарителя ГГИ-3000 за те же промежутки времени. Эти отношения за отдельные декады и месяцы колеблются в основном в интервале $\pm 20\%$. Примерно такие же результаты получены автором прибора и в других климатических условиях (Топольницкий, 1960).

Осадки вследствие их выбрызгивания искажают показания прибора. Поэтому во время выпадения дождя, а также с наступлением темноты прибор обычно закрывают крышкой, что приводит к ошибкам измерений испарения за сутки, поскольку величина ночного испарения с водной поверхности весьма

Таблица 33

Испарение (мм), измеренное с помощью испарителя ГГИ-3000 и испарителя, применяемого в торфяной промышленности (ВНИГЛ)

Год	Испаритель	Декада	Месяц			
			VI	VII	VIII	IX
1957	Торфяной	1	—	—	22,9	15,7
		2	—	—	10,5	10,8
		3	—	—	9,8	13,1
		Сумма за месяц	—	—	43,2	39,6
	ГГИ-3000	1	—	—	23,0	13,5
		2	—	—	13,5	12,9
		3	—	—	7,7	5,4
		Сумма за месяц	—	—	44,2	31,8
1958	Торфяной	1	27,5	33,5	15,5	14,4
		2	36,0	17,8	8,1	11,8
		3	32,6	6,4	11,8	4,7
		Сумма за месяц	96,1	57,7	35,4	30,9
	ГГИ-3000	1	28,3	33,1	18,5	16,6
		2	31,2	21,5	8,7	15,7
		3	24,2	7,1	12,6	6,0
		Сумма за месяц	83,7	61,7	39,8	38,3
1959	Торфяной	1	40,5	—	33,2	—
		2	34,0	—	35,0	—
		3	57,2	55,7	—	—
		Сумма за месяц	131,7	—	—	—
	ГГИ-3000	1	—	50,8	—	63,6
		2	—	57,7	—	64,1
		3	—	61,6	70,0	—
		Сумма за месяц	—	170,1	—	—
1960	Торфяной	1	—	39,6	29,2	36,3
		2	—	34,0	36,3	—
		3	—	—	52,7	19,8
		Сумма за месяц	—	—	118,2	—
	ГГИ-3000	1	—	67,4	38,0	54,8
		2	—	50,6	57,2	—
		3	—	—	60,6	33,1
		Сумма за месяц	—	—	155,8	—

существенна и сильно меняется в зависимости от конкретных метеорологических условий. Для более успешной работы рассматриваемого прибора желательно его дальнейшее усовершенствование с тем, чтобы можно было производить измерения испарения во время выпадения осадков. Это может быть выполнено либо путем устройства автоматического слива выпавших осадков, либо путем их учета. В последнем случае необходимо исключить влияние забрызгивания или выбрызгивания осадков из испарителя.

Для многих вопросов гидрометеорологических исследований важно знать величину относительной испаряемости, т. е. величину изменения испаряемости в одной точке пространства относительно другой, находящейся в иных условиях. Под испаряемостью здесь, как и обычно, понимается величина максимально возможного испарения при неограниченных влагозапасах испаряющей поверхности. При этом испаряемость выступает как характеристика комплексного воздействия на испарение гидрометеорологических условий, к числу которых относятся: солнечная радиация, скорость ветра, влажность и температура воздуха и т. д.

Величины относительной испаряемости необходимы при изучении изменения в природе естественного испарения в зависимости от рельефа, ветровой защищенности и освещенности места, а также от других подобных факторов. Например, при исследовании величин испарения с возвышенных участков сельскохозяйственных полей и с понижений наряду с непосредственным измерением фактического испарения в каждом из пунктов наблюдений следует измерять относительную испаряемость с тем, чтобы иметь возможность определить, какая доля изменения испарения между исследуемыми пунктами вызвана различием метеорологических условий и какая — различной влажностью почвы. При исследованиях испарения внутри леса, где ветровые условия и условия освещенности крайне неоднородны, оценка относительной испаряемости в каждом пункте измерений испарения особенно необходима. Эта оценка нужна и при сравнительных исследованиях испарения с деревьев различного возраста (а следовательно, и различной высоты), а также транспирации разных ярусов листвы одного и того же дерева. Во всех таких случаях различие испарения обусловлено наряду с другими факторами различием метеорологических условий в исследуемых пунктах. В полной мере это замечание относится и к изучению гидрометеорологических условий внутри травостоя.

Для измерения относительной испаряемости во ВНИГЛ по предложению автора впервые применен простой прибор, представляющий собой обыкновенный тонкостенный стакан, наполненный водой и покрытый сверху фильтровальной бумагой. Для большей прочности бумага накладывается на крышку стакана,

сделанную из пластмассы, целлулоида или любого другого материала, не разрушающегося от сырости. Крышка должна быть немного выпуклой. К бумаге прикрепляется фитиль (обычно из ваты), соединяющий ее через отверстие в крышке с водой в стакане. Расход воды на испарение определяется с помощью вертикально расположенной шкалы, нанесенной на стенку стакана (рис. 98).

Осадки не оказывают влияния на показания такого прибора, так как выпавшая вода стекает по предельно увлажненной покатой поверхности вниз. Для предохранения фильтровальной бумаги от разрушения, вызванного ударами капель, поверхность прибора должна покрываться дополнительно слоем марли. В последних образцах прибора с этой целью вместо фильтровальной бумаги с марлей применяется батист, выкрашенный в зеленый цвет. Прибор легко устанавливается в кольце из проволоки, укрепленном на кронштейне вертикальной стойки. Уровень установки прибора определяется задачами конкретного исследования. При изучении горизонтальной неоднородности в распределении испаряемости прибор устанавливается обычно на высоте 20 см над средним уровнем растительности.

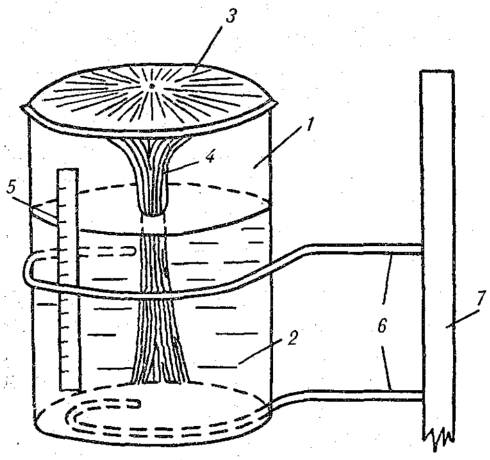


Рис. 98. Схема установки прибора для измерения относительной испаряемости.

1 — стеклянный стакан; *2* — вода; *3* — крышка со смачиваемой поверхностью; *4* — фитиль; *5* — шкала; *6* — державка-кронштейн; *7* — стойка.

Одним из преимуществ описанного прибора является правильная ориентация его испаряющей поверхности по отношению к солнечной радиации: она не затеняется ни от действия ветра, ни от попадания солнечных лучей. Это выгодно отличает прибор от аналогичных приборов Вильда, Пиша, Солопко. Испарение с такого прибора является непосредственной функцией интенсивности солнечной радиации, скорости ветра, температуры и влажности воздуха, т. е. как раз тех факторов, которые определяют испарение в естественных условиях.

Тот факт, что влияние всех перечисленных факторов здесь несколько искажено (скорость ветра вследствие обтекания стакана непосредственно над испаряющей поверхностью нарушается; температура воздуха оказывает влияние не только на испаряющую поверхность, но через стенки и на тепловой режим

воды в стакане и т. д.) заставляет нас говорить об измерении с помощью прибора не абсолютной, а относительной испаряемости, поскольку при измерении последней в двух пунктах упомянутые выше искажения в первом приближении остаются одинаковыми. Некоторые результаты анализа вертикального профиля относительной испаряемости над различными поверхностями приведены в работах автора, Т. Г. Федоровой и В. С. Голубева (1960), автора и Л. А. Филиппенко (1967).

Проведенные измерения относительной испаряемости под пологом леса в Валдае показали, что ее величина может изменяться даже в условиях однородного леса на десятки, а порой и сотни процентов. Это свидетельствует о крайней необходимости использовать подобные приборы при производстве микроклиматических исследований, связанных с изучением распределения естественного испарения по площади. Именно поэтому описанные выше приборы по примеру ВНИИГЛ нашли применение в исследованиях Института леса АН СССР, в котором изучаются лесорастительные условия и испарение с леса в разных климатических зонах, а также в УкрНИГМИ при экспериментальных исследованиях гидрометеорологических условий на орошаемых полях кукурузы.

В ряде работ [Познышев, 1940; Попов, 1948; Иогансон, 1953; Глазова, 1954; Константинов, Пушкарев, 1954; Глазова и Лайхтман, 1955; Константинов, Харченко, 1956; Слейтер и Макилрой, 1964; Джилберт и ван Бейвел (Gilbert, van Bavel), 1954; Хессе (Hesse), 1964 и др.] приводятся данные по измерению максимально возможного испарения с помощью испарителей, заполненных предельно увлажненной (паровое поле) или оптимально увлажненной почвой (луг). Несколько разное конструктивное оформление этих приборов не меняет принципиальной стороны дела. Наибольшее количество таких данных получено в Валдайской (Константинов, Пушкарев, 1954; Константинов, Харченко, Бархатова и Буров, 1961; Константинов, 1961; Помыткин, 1964) и Дубовской (Константинов, Харченко, 1956; Харченко, 1956, 1959; Константинов, 1961, 1963) гидрологических лабораториях.

Остановимся подробнее на степени соответствия величин испарения с водной поверхности величинам испарения с предельно или оптимально увлажненной почвы. Поскольку характеристики испарения с глубоких водоемов, согласно гл. 4.1, в сильной мере отличаются от соответствующих характеристик испарения с поверхности почвы, то при таком сравнении в первую очередь будем использовать данные, полученные с помощью мелких водоемов-испарителей.

Из рис. 88 следует, что хотя суточный ход испарения с почвы и с поверхности водных испарителей (ГГИ-3000, глубиной 60 см и бассейн площадью 20 м^2, глубиной 2,0 м) существенно различен, величины суточного испарения, а также сезонный ход испа-

рения с их поверхностей различается лишь незначительно. Для более глубоких испарителей-водоемов различие в сезонном ходе становится существенным.

Сопоставление средних величин испарения, измеренных с помощью водных испарителей и испарителей с предельно увлажненной почвой, приводится в табл. 34. Данные этой таблицы показывают, что величины испарения с предельно увлажненной почвы в весенние и летние месяцы несколько превосходят величины испарения с водной поверхности. Осенью наблюдается обратная картина. Причина некоторых различий суточного и сезонного хода испарения с предельно увлажненной почвы и с водной поверхности, как указывалось выше, лежит в основном в различных условиях теплообмена испаряющей поверхности с нижележащими слоями.

Таблица 34

Испарение (мм), измеренное с помощью водного испарителя ГГИ-3000 и испарителя с предельно увлажненной почвой

	VI	VII	VIII	IX
ВНИГЛ				
1. Водная поверхность	92	96	80	46
2. Предельно увлажненная почва	106	103	87	44
Отношение 1 : 2	0,87	0,93	0,92	1,04
ДНИГЛ				
1. Водная поверхность	218	233	230	166
2. Предельно увлажненная почва	245	252	262	167
Отношение 1 : 2	0,89	0,92	0,88	1,00

Сказанное выше дает основание сделать вывод, что величины испарения с водной поверхности неглубоких испарителей-водоемов можно использовать в качестве характеристик максимально возможного испарения с поверхности почвы с известными оговорками. Различия между ними хотя и несущественные (до 10—13%, что обычно лежит в пределах точности измерения испарения), но закономерны.

Рассмотрим вопрос о степени соответствия понятию испаряемости величин испарения с увлажненной почвы, занятой растительностью. Как известно, величины максимального испарения с сомкнутого травостоя различных сельскохозяйственных культур в фазы их активной вегетации при оптимальных влагозапасах почвы практически совпадают. Поэтому безразлично максимальное испарение с травостоя какой культуры принято за эталон испаряемости. В качестве такого травостоя наиболее рационально принять луг. Последний имеет распространение во

всех почвенно-климатических зонах, вегетирует в течение почти всей теплой половины года и по нему получено наибольшее количество экспериментальных данных.

Испарение с луга, как и с сельскохозяйственных культур, при прочих равных условиях зависит от влажности почвы. С целью исследования количественных характеристик связи интенсивности испарения с луга и сельскохозяйственных культур с влагозапасами почвы во ВНИГЛ и ДНИГЛ были поставлены специальные эксперименты, которые заключались в сравнении величин испарения с разных участков поверхности сельскохозяйственных культур и луга, уровень грунтовых вод под которыми был различным. Более подробно результаты этих экспериментов будут рассмотрены ниже (§ 5.1.1). Здесь мы лишь заметим, что интенсивность испарения с сельскохозяйственных культур и луга оказалась в устойчивой связи с влагозапасами почвы. Максимальное испарение и наибольший прирост травостоя давали те участки, корневая система травостоя которых достигала капиллярной каймы грунтовых вод и в то же время в вышележащих слоях не нарушалась аэрация почвы.

Если сравнить средние величины испарения с предельно увлажненной почвы и с луга при оптимальных влагозапасах почвы (табл. 35), то видно, что в среднем за теплый сезон испарение с луга несколько превосходит испарение с предельно увлажненной почвы. Этот факт объясняется большей шероховатостью луга, в силу чего возрастает интенсивность относа водяного пара от поверхности как за счет динамической турбулентности, так и за счет роста выборочности влагообмена. Осенью величины испарения с предельно увлажненной почвы могут даже несколько превосходить величины испарения с луга. Причиной этого являются большие запасы тепла, накопленные предельно увлажненной почвой в летний период, и сокращение транспирации луга вследствие окончания вегетации.

Ввиду наличия разницы в величинах испарения с предельно увлажненной почвы и луга при оптимальном увлажнении почвы последнего следует сделать вывод о неполной пригодности величин испарения с предельно увлажненной почвы для характеристики максимально возможного испарения с сельскохозяйственных культур.

Наиболее подходящие характеристики для этой цели можно получить путем измерения испарения с оптимально увлажненного луга. Этот вывод подтверждается еще и тем обстоятельством, что, согласно исследованиям автора, К. И. Харченко, М. Р. Бархатовой и В. С. Бурова (1961), ход зависимости интенсивности испарения с луга от влагозапасов почвы подобен ходу аналогичной зависимости для большинства сельскохозяйственных культур (зерновых культур, кукурузы, овса, льна и др.). Кроме того, в период их активной вегетации количество радиа-

ции, поглощенной лугом и большинством других сельскохозяйственных культур, вследствие близости их альбедо (Лайхтман и Чудновский, 1949; Щербань, 1954; Плешкова, 1955 и др.) различается весьма незначительно. Поэтому энергетические ресурсы испарения, а следовательно, и испаряемость с таких сельскохозяйственных угодий практически совпадают.

Таблица 35

Испарение (мм), измеренное с помощью испарителя с предельно увлажненной почвой, лишенной растительности, и испарителя с оптимально увлажненной почвой, покрытой луговой растительностью

	VI	VII	VIII	IX
ВНИГЛ				
1. Предельно увлажненная почва	104	97	88	48
2. Оптимально увлажненная почва (луг)	125	113	93	43
Отношение 1 : 2	0,83	0,86	0,95	1,12
ДНИГЛ				
1. Предельно увлажненная почва	258	232	244	134
2. Оптимально увлажненная почва (луг)	276	266	279	125
Отношение 1 : 2	0,93	0,87	0,87	1,08

Как мы видели выше, существует много способов определения величины испаряемости; каждый автор вкладывает в это понятие различное содержание. Большинство авторов принимает за испаряемость величину испарения с открытой водной поверхности. Некоторые из них имеют в виду при этом испарение с испарителей ГГИ-3000 или с испарительных бассейнов площадью 20 м^2 и небольших водоемов, тогда как другие считают, что площадь водоема должна быть не менее нескольких сот квадратных километров. Наряду с этим существует мнение, что испаряющей поверхностью должна быть почва с предельным увлажнением. Размер последней одни авторы ограничивают площадью испарителя, а другие доводят до размера сельскохозяйственного поля и более.

Численные значения получающихся величин испаряемости для одного и того же места и промежутка времени могут различаться на многие десятки процентов (см., например, Константинов, Харченко, Бархатова, Буров, 1961; Константинов, Харченко, 1956). По этому поводу ведется полемика между авторами, предлагающими различные характеристики испаряемости; каждый из них утверждает, что именно его понятие испаряемости является наиболее правильным. Разобраться практику, какими из перечисленных характеристик и в каких случаях следует пользоваться, зачастую не под силу.

Наличие столь многих противоречивых понятий испаряемости обусловлено отсутствием единого мнения о способе применения этого понятия в тех конкретных практических задачах, решение которых связано с использованием характеристик испаряемости. Это понятие, кроме климатологического районирования, используют для определения величины испарения с проектируемых прудов и водохранилищ, для расчета испарения с почвы по различным схемам, а также для определения норм орошения и отдельных поливов при орошаемом земледелии. Для решения

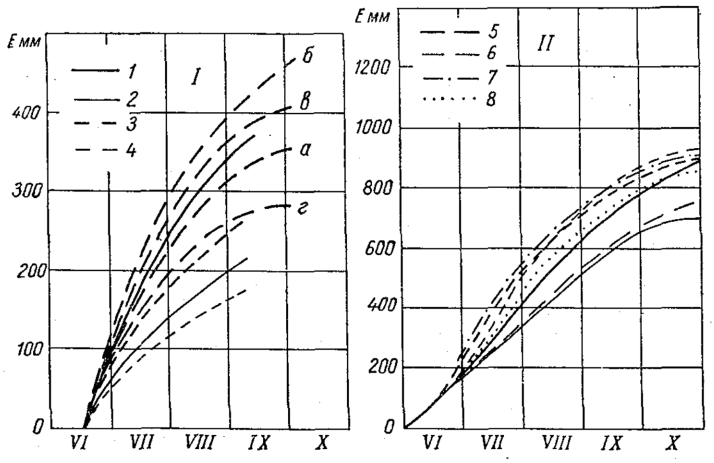


Рис. 99. Сопоставление величин испаряемости, определенных различными методами.

I — ВНИГЛ, *II* — ДНИГЛ; *1* — по радиационному балансу; *2* — водная поверхность (бассейн); *3* — испаритель с предельным увлажнением; *4* — по формуле Н. Н. Иванова; *5* — по данным компенсационных испарителей с уровнем грунтовых вод на глубине: *а* — 25 см, *б* — 50 см, *в* — 90 см, *г* — 180 см; *6* — по формуле Б. Д. Зайкова; *7* — по формуле О. С. Познышева; *8* — по формуле Г. Т. Селянинова.

перечисленных задач в каждом отдельном случае следует использовать различные понятия испаряемости.

Большое разнообразие величин испаряемости, определенных различными методами в Валдае и в Дубовке для одинаковой площади испаряющей поверхности, подтверждается также данными табл. 34 и 35 и ходом интегральных кривых максимально возможного испарения, приведенных на рис. 99. Это обстоятельство заставляет использовать разные численные характеристики испаряемости при решении различных задач, выдвигаемых практикой.

Для оценки возможного испарения с проектируемых прудов и водохранилищ следует пользоваться величинами испарения с водной поверхности. Последние необходимо брать с учетом размера испаряющей поверхности. Такие расчеты можно произ-

водить по методике, рекомендуемой А. П. Браславским и З. А. Викулиной (1954), по методике М. П. Тимофеева (1959, 1963), либо, наконец, по графикам, приведенным на рис. 60 и 87 настоящей работы. Последний способ является наименее трудоемким. Б. Д. Зайковым (1949) построена карта норм испарения по территории СССР с испарительного бассейна площадью 20 м², а А. П. Браславским и З. А. Викулиной (1954) — карта норм испарения с поверхности водохранилищ среднего размера.

При использовании испаряемости в качестве климатологической характеристики также следует отдавать себе отчет о возможном направлении использования этих величин. Если данные приводятся для характеристики испарения с водной поверхности (для производства различного рода водохозяйственных расчетов), то следует опять же пользоваться методами расчета максимально возможного испарения с водной поверхности. При этом наиболее удобной площадью испаряющей поверхности, по указанным выше причинам (§ 1.2.1 и 4.1.1), следует признать площадь испарительного бассейна, равную 20 м². При использовании испаряемости в качестве климатологической характеристики для агрометеорологических целей величина испаряемости должна соответствовать величине испарения с сельскохозяйственных культур или с луга при оптимальном увлажнении почвы. По-видимому, для этой цели пригодна также и методика, предложенная М. И. Будыко (1955, 1956).

Прежде чем приступить к построению расчетных графиков для определения максимально возможного испарения с сельскохозяйственных культур или с луга, рассмотрим зависимость этой характеристики от площади испаряющей поверхности.

Подобная зависимость для случая испарения с водной поверхности была рассмотрена в § 4.1.1. В работе автора и К. И. Харченко (1956) были определены различными способами величины испарения с водной поверхности для условий Сальских степей (ДНИГЛ). В число сравнимаемых методов входили расчеты по формулам В. К. Давыдова, Б. Д. Зайкова и Н. Н. Иванова, расчеты испарения по радиационному балансу водной поверхности и, наконец, использовались измеренные величины испарения, полученные с помощью испарителей ГГИ-3000, испарительного бассейна площадью 20 м² и испарителя ГГИ-3000 с тепловой изоляцией. При сопоставлении полученных величин была учтена площадь, к которой относятся величины испарения, определенные перечисленными выше методами. Для этого величины испарения, полученные различными методами, были приведены к одинаковой площади испаряющей поверхности по кривой зависимости интенсивности испарения от размера водоема. Результаты таких сопоставлений оказались следующими. Если до приведения величин испарения с водной поверхности к одинаковой площади различия между сравниваемыми методами

доходили до 50—60%, то после такого приведения они уменьшились до 30—40%. Таким образом, различия величин испарения с водной поверхности, определяемых упомянутыми методами, обусловлены не только разной точностью этих методов, но и размерами испаряющих поверхностей, для которых определяется испарение по каждому из методов.

Для определения испаряемости с сельскохозяйственных полей разных размеров нельзя непосредственно пользоваться кривой зависимости интенсивности испарения от размера водоема (рис. 87), поскольку ход кривой трансформации интенсивности испарения в зависимости от площади для воды и сельскохозяйственных полей будет разным. Это обстоятельство обусловлено различием шероховатости водной поверхности и поверхности сельскохозяйственных полей.

Напомним, что вследствие малой шероховатости над водной поверхностью наблюдается резкое возрастание скорости ветра, вследствие чего происходит опускание воздушных масс (линий тока) над водоемом. Указанное обстоятельство приводит к возрастанию вертикальных градиентов влажности воздуха в слоях, примыкающих к водной поверхности. Этот факт наряду с ростом скорости ветра приводит к возрастанию интенсивности испарения над водоемами малых размеров.

Ничего подобного в процессе трансформации воздушного потока над оптимально увлажненными сельскохозяйственными полями не наблюдается. Шероховатость поверхности таких полей не ниже шероховатости окружающей территории. Поэтому здесь не происходит ни усиления скорости ветра, ни опускания линий тока. Интенсивность испарения с указанных поверхностей максимальна у начальной границы увлажненной зоны со стороны набегающего потока. В дальнейшем, по мере насыщения водяным паром приземного воздуха, интенсивность испарения ослабевает.

Такой ход изменений характеристик воздушного потока над орошаемыми полями гораздо больше соответствует теоретическим схемам трансформации воздушного потока при его набегании с одной подстилающей поверхности на другую. В этом случае мы с бóльшим основанием можем воспользоваться кривыми изменения интенсивности испарения на различных расстояниях от границы орошаемого поля, чем для случаев водной поверхности.

Одними из теоретических схем, нашедших достаточно широкое распространение, являются схемы Н. И. Яковлевой (1952, 1959) и М. И. Юдина (Будыко, Дроздов, Львович, Погосян, Сапожникова, Юдин, 1952). Они положены в основу рекомендаций по учету зависимости интенсивности испарения с орошаемого поля от его размера, изложенных в работе М. И. Будыко, М. И. Юдина, Н. И. Яковлевой (1954). Полученную ими кривую трансфор-

мации интенсивности испарения на различных расстояниях от границы орошаемого участка автор и К. И. Харченко, (1956) по способу, указанному в § 4.1.1, перестроили на кривую уменьшения интенсивности испарения в зависимости от площади орошаемого поля (рис. 100). На этом графике по оси абсцисс отложена площадь орошаемого участка в логарифмическом масштабе, а по оси ординат — отношение интенсивности испарения с ограниченной поверхности к интенсивности испарения с «бесконечно большой» (10^4 км^2) поверхности. При этом площадь орошаемого участка принимается близкой к квадрату. Кривая трансформации, приведенная в работе Будыко, Юдина и Яковлевой, была

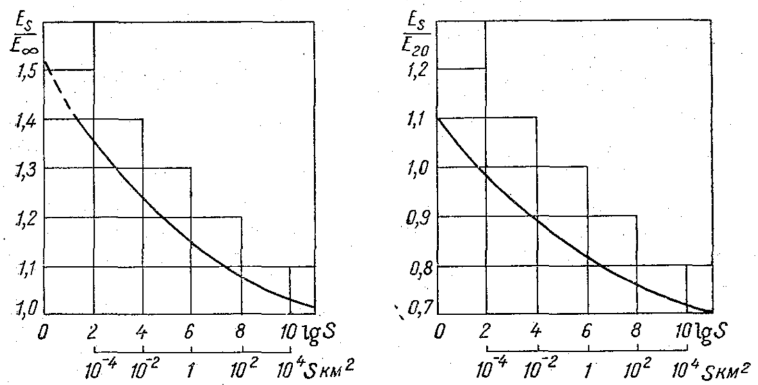


Рис. 100. Зависимость интенсивности испарения от площади орошаемого участка.

E_S — интенсивность испарения с ограниченной поверхности площадью S; $E\infty$ — интенсивность испарения с орошаемого участка площадью 100×100 км^2; E_{20} — интенсивность испарения с орошаемого участка площадью 20 м^2.

принята нами за исходную потому, что она построена для климатических условий, близких к тем, какие имеют место в районах орошения.

На основании этой кривой в работе автора и К. И. Харченко (1956) был произведен пересчет величин испарения, измеренных по испарителю с предельным увлажнением и рассчитанных по формулам О. С. Познышева (1940), Г. Т. Селянинова (1930, 1937) и по исправленному радиационному балансу. Для сравнения был привлечен также метод Н. Н. Иванова (1941, 1957). После приведения величин испарения к одной площади (1 км^2) расхождения между ними уменьшились в полтора раза (с 64 до 43%). Причем величины испарения, определенные по испарителю с предельным увлажнением, радиационному балансу и формуле Иванова, полностью совпали. Этот факт говорит о том, что при определении испаряемости с поверхности увлажненной почвы, как и с водной поверхности, также необходимо учитывать пло-

щадь испаряющей поверхности. Для этой цели в первом приближении можно воспользоваться данными, приведенными в какой-либо из перечисленных выше (§ 4.1.1) теоретических работ по исследованию трансформации воздушного потока при смене подстилающей поверхности, а также графиком, приведенным на рис. 87.

В связи с изложенным выше следует особо остановиться на той трактовке испаряемости. которая больше всего подходит для использования при расчетах величин испарения по схемам М. И. Будыко (1955, 1956), Торнтвайта и Мазера (Thorntwaite, Mather, 1955), Пенмана (Penman, 1949, 1956, 1956 а), Тюрка (1958), А. И. Будаговского (1964) и др. Согласно определению испаряемости как максимально возможного испарения при данных метеорологических условиях, значение этой характеристики

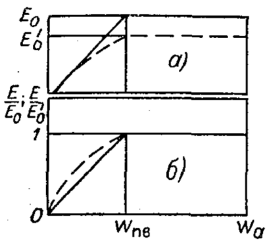


Рис. 101. Вспомогательные графические построения для расчета испаряемости.

а — зависимость испаряемости E_0 и E_0' от влагозапасов почвы, *б* — зависимость отношений испарения к испаряемости $\frac{E}{E_0}$ и $\frac{E}{E_0'}$ от влагозапасов почвы.

не должно зависеть от величины фактического испарения с исследуемого участка территории (т. е. увлажненной поверхности в испарителе), максимально возможное испарение с которого измеряется. Иными словами, исследуемый участок должен быть настолько мал, что изменение испарения с его площади в связи с повышением влагозапасов почвы не должно оказывать влияния на величину испаряемости с окружающей территории. Если же исследуемая площадь будет достаточно большой, то нарушится линейность связи интенсивности испарения с влагозапасами почвы. Это произойдет потому, что повышенное испарение с увлажненной поверхности изменяет температуру и влажность воздуха так, что величина испаряемости над окружающей территорией снизится. На указанное обстоятельство уже обращалось внимание в ряде работ [см., например, Андреянов, 1960, 1960а; Улиг (Ulig), 1954; Будаговский, 1956, 1957а, 1960].

Поясним высказанную мысль при помощи графических построений (рис. 101). Если обозначим величину испаряемости с ограниченного участка (например, с площади 20 м²) через E_0, а с бесконечно большой площади через E_0', то первая величина будет намного превосходить вторую (см. рис. 100). В тех случаях, когда испаряемость определяется с помощью оптимально увлажненного почвенного монолита с луговой поверхностью,

установленного среди участка, влажность почвы которого изменяется, величина испаряемости будет непосредственно зависеть от влагозапасов почвы данного участка. При повышении влагозапасов почвы до полевой влагоемкости испаряемость сравняется с величиной испарения с окружающей территории, т. е. она снизится с E_0 до E'_0. В этом случае (согласно рис. 101 *а*) линейная связь между величинами влагозапасов почвы и испарения нарушается. Аналогичным образом нарушится и линейная связь между величиной отношения испарения к испаряемости и влагозапасами почвы (рис. 101 *б*).

Разница в ходе упомянутой зависимости при использовании величин E_0 и E'_0 остается пренебрежимо малой при небольших влагозапасах почвы. При значительных влагозапасах (например, в интервале между влажностью разрыва капилляров и полевой влагоемкостью) эта разница становится существенной; расчеты испарения без учета отмеченного обстоятельства могут привести в таком случае к существенным ошибкам.

Следствием из изложенного выше (в настоящем параграфе) является вывод о том, что лучшими характеристиками величины испаряемости с сельскохозяйственных полей являются измеренные величины испарения с сомкнутого травостоя, почва которого оптимально увлажнена. При этом не играет существенной роли вид культуры, необходимо только, чтобы эта культура находилась в стадии активной вегетации. Поэтому все данные по измеренному испарению с различных сельскохозяйственных культур при отмеченных выше условиях, а также с луга, целины или залежи годятся для характеристики максимально возможного испарения с сельскохозяйственных полей. Естественно, что при этом необходимо учитывать площадь испаряющей поверхности (рис. 100).

Построение графика для расчета испаряемости с сельскохозяйственных полей по экспериментальным данным осуществлялось В. В. Свириной под руководством автора (Константинов, Свирина, 1967; Константинов, Прихотько, Свирина, Ткаченко, 1967). Для этого были использованы данные по испарению с оптимально увлажненного луга и различных сельскохозяйственных культур, а также данные по испарению с водной поверхности и по затрате всего тепла радиационного баланса увлажненной поверхности на испарение.

Для построения графика расчета максимально возможного испарения с поверхности луга и сельскохозяйственных культур при оптимальном увлажнении почвы были использованы соответствующие данные, полученные во ВНИГЛ (Материалы наблюдений ВНИГЛ, 1954; Константинов и Пушкарев, 1960; Константинов, Харченко, Бархатова, Буров, 1961) и ДНИГЛ (Харченко, 1956, 1959; Константинов, Харченко, Бархатова, Бу-

ров, 1961). Для этой цели привлекались также данные по непосредственному измерению испарения с луга и сельскохозяйственных культур, почва которых увлажнялась в разной степени. В расчет принимались данные по максимальному испарению, что обычно соответствовало наибольшему приросту растительной массы. Более подробно результаты этих опытов будут рассмотрены в § 5.1.1.

Данные измерений максимально возможного испарения были критически просмотрены, после чего в них вносились две поправки. Одна из них обусловлена особенностью установки для определения максимального испарения с предельно увлажненного травостоя, а другая связана с размерами испаряющей поверхности.

В Валдае и Дубовке величины максимального испарения измерялись на специальных компенсационных установках, в которые входил целый ряд испарителей с различной степенью увлажнения почвы (Урываев, 1953; Константинов и Пушкарев, 1954, 1960; Харченко, 1959). В числе этих испарителей был и испаритель с естественной увлажненной почвой, т. е. такой, увлажнение почвы которого соответствовало увлажнению почвы окружающей территории луга и сельскохозяйственных культур, испарение с которых также измерялось. Сопоставление величин испарения, полученных с помощью испарителей с естественным увлажнением почвы, дало возможность оценить степень искажения, вносимого компенсационными установками. При таком сопоставлении за эталон принималась величина испарения, даваемая испарителем ГГИ-500, установленным в пределах естественного луга или поля. При некотором разбросе экспериментальных точек было заметно завышение величин испарения, измеренных с помощью испарителя, входящего в состав компенсационной установки. Завышение объясняется неполной репрезентативностью места расположения компенсационной установки, некоторым превышением уровня испарителей этой установки над уровнем окружающей местности (на Валдае это превышение пренебрежимо мало), а также конструктивным различием испарителей, входящих в состав компенсационной установки, и обычного испарителя ГГИ-500, установленного на естественном лугу.

При введении поправки, учитывающей особенности испарительной установки, с помощью которой измерялась величина максимально возможного испарения с луга и сельскохозяйственных культур, предполагалось, что полученные вышеописанным способом соотношения между показаниями соответствующих испарителей на установке и в поле сохраняются для случая, если почва всей территории окружающего луга или поля будет оптимально увлажнена. Такое предположение является физически достаточно обоснованным, поскольку влияние на испарение

репрезентативности места установки, превышения ее уровня и конструктивных особенностей самих испарителей в этом случае остается таким же, каким оно было для почвы с естественным увлажнением. Это предположение целиком выполняется в периоды выпадения осадков. На основании вышеизложенного в показания оптимально увлажненных испарителей вносилась упомянутая поправка на отличие условий испарения в месте его измерения от условий испарения с естественного луга при том же увлажнении почвы.

Вторая поправка учитывает площадь испаряющей поверхности, с которой определялось максимально возможное испарение с луга и сельскохозяйственных полей. Как мы видели выше, размер испаряющей площади оказывает существенное влияние на интенсивность испарения не только с водной поверхности, но и с поверхности орошаемых сельскохозяйственных полей. Величина этой поправки определялась с помощью графика, приведенного на рис. 100.

Здесь опять встает вопрос: испарение с какой площади испаряющей поверхности оптимально увлажненного травостоя принять за эталон? Так как мы имеем график перехода от максимального испарения с одной площади к максимальному испарению с другой (рис. 100), этот вопрос не является принципиальным. Мы условно выбрали за эталон площадь размером 100×100 км^2. Для такой площади, приближающейся к размерам больших орошаемых массивов, можно вполне пренебречь адвекцией, так как преобладающая часть этой площади лежит вне сферы интенсивной трансформации воздушного потока, набегающего на орошаемые поля со стороны неорошаемых земель. При дальнейшем возрастании площади орошения интенсивность испарения изменяется пренебрежимо мало.

После внесения упомянутых поправок был построен график зависимости величин испарения с оптимально увлажненных луга и сельскохозяйственных культур площадью 10 000 км^2 от средних значений температуры и влажности воздуха (рис. 102). В последние величины вносилась поправка на сезонный ход этих элементов. Проведенные на графике изолинии величин E_0 дают возможность определить значение испаряемости за любой промежуток времени (сутки, декаду, месяц, сезон) в различных климатических условиях.

Для удобства выполнения некоторых практических расчетов кривая зависимости интенсивности испарения от размера орошаемого поля, приведенная на рис. 100, была перестроена. За основу сравнения (т. е. за единицу) была принята интенсивность испарения с площади испаряющей поверхности, равной 20 м^2. Это сделано потому, что для случая водной поверхности испарение отнесено к площади 20 м^2, а также учтено то обстоятельство, что в целом ряде случаев имеется практическая необходимость

сравнивать интенсивность испарения с оптимально увлажненного луга и водной поверхности. Равенство этих площадей дает возможность корректировать величины испарения с воды и сельскохозяйственных полей. Некоторые пути практического применения этой характеристики рассматриваются в следующем параграфе.

В другом способе построения графика связи испаряемости с температурой и влажностью воздуха, измеренным на метеорологических станциях, были взяты величины фактического испарения с различных сельскохозяйственных культур, а также луга,

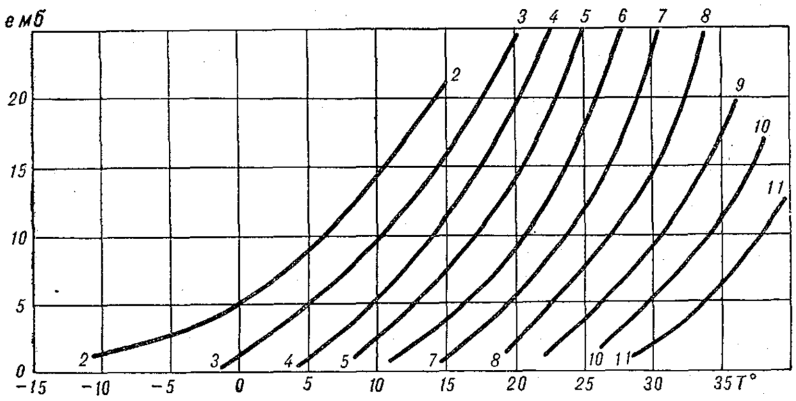


Рис. 102. Зависимость максимально возможного испарения с сельскохозяйственных угодий (испаряемости E_0 мм/сут) от температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

целины и залежи, измеренные на почвенно-испарительных и агрометеорологических станциях. Эти данные получены за промежутки времени с оптимальным увлажнением почвы (70—95% полевой влагоемкости), сомкнутым травостоем в период активной вегетации. В значения температуры и влажности воздуха при этом вводилась упомянутая выше поправка на инерционность сезонного хода тепло- и влагообмена поверхности почвы с атмосферой. Разумеется, что в величины измеренного испарения в этом случае не требуется введение поправки на площадь испаряющей поверхности, так как при естественном увлажнении площади с оптимальными влагозапасами почвы должны одновременно наблюдаться на больших территориях, окружающих испаритель.

Изолинии на графике связи величин E_0 с температурой T и влажностью воздуха e, проведенные по экспериментальным точкам, полностью совпали с изолиниями, построенными по осредненным экспериментальным данным, полученным во ВНИГЛ и ДНИГЛ с помощью компенсационных испарителей.

Следует заметить, что, согласно графикам, приведенным на рис. 100, интенсивность максимально возможного испарения с «бесконечно большой площади» (10^4 км^2) оптимально увлажненных сельскохозяйственных полей с сомкнутым травостоем примерно на 35% меньше, чем с площади 20 м^2.

Для проверки и уточнения графика связи величин E_0 с T и e было осуществлено сопоставление E_0 с величинами испарения с водной поверхности неглубоких водоемов. При этом необходимо было иметь величины испарения с водной поверхности, рассчитанные с теми же самыми сезонными поправками к T и e, что и для поверхности почвы. Такой график для бассейна площадью 20 м^2, глубиной 2,0 м был приведен в монографии автора, Л. И. Сакали, Н. И. Гойсы и Р. Н. Олейника (1966); им мы и воспользовались.

Если величины испарения с водного бассейна площадью 20 м^2 привести с помощью графика, представленного на рис. 87, к той же площади, для которой мы рассчитываем испаряемость с сельскохозяйственных полей, то они оказываются близкими (разница между ними в среднем не превышает 10—15%). Следовательно, возможное возрастание испарения за счет большого поглощения солнечной энергии водной поверхностью почти полностью компенсируется ее меньшей шероховатостью, вследствие чего ослабляется турбулентный влагообмен водной поверхности с атмосферой. Обусловленное этим обстоятельством повышение температуры водной поверхности приводит к некоторому возрастанию интенсивности теплоотдачи поверхности атмосфере.

Наконец, заключительной формой проверки графика для определения величин испаряемости с сельскохозяйственных полей (рис. 102) является сопоставление величины E_0 с подобной величиной, определенной из условия затраты всего тепла радиационного баланса на испарение. Такое условие, т. е. расход тепла, полученного от солнечной радиации только лишь на испарение, будет хорошо выполняться для больших увлажненных территорий. Правомочность подобных расчетов доказана теоретически и подтверждена экспериментальными данными в ряде работ (Будыко, 1951, 1955, 1956; Глазова, 1953; Будыко, Юдин, Яковлева, 1954; Слейтер и Макилрой, 1964 и др.).

Связь величины радиационного баланса R с величинами T и e описана в монографии автора, Л. И. Сакали, Н. И. Гойсы и Р. Н. Олейника (1966). По этой связи R растет с ростом температуры воздуха. Однако при больших температурах воздуха и малой его влажности температура поверхности почвы настолько повышается, что возросшее эффективное излучение уже снижает значение радиационного баланса. Для увлажненной поверхности такого эффекта не будет. Поэтому изолинии R при малых e не должны заворачивать вправо, а должны в этом случае иметь такой же вид, что и для достаточно увлажненного воздуха.

Величины максимально возможного испарения, рассчитанные по экстраполированным изолиниям R, удовлетворительно согласуются с данными, полученными по двум другим предыдущим методам. Таким образом, хорошее согласование всех четырех независимых способов определения величины максимально возможного испарения дает основание считать, что величина E_0 по значению температуры и влажности воздуха определяется достаточно надежно.

Некоторые способы практического использования величины испаряемости будут рассмотрены ниже, при исследовании гидрометеорологических условий произрастания сельскохозяйственных культур. Здесь же мы лишь заметим, что совпадение величин максимального испарения, определенного четырьмя независимыми способами, характерно лишь для больших площадей испаряющей поверхности (свыше 100×100 км). Эти величины для меньшего размера площадей разного вида подстилающих поверхностей (вода, сельскохозяйственные поля и т. д.) изменяются по-разному (рис. 87 и 100). Именно это обстоятельство, не учитываемое многими исследователями, является причиной больших расхождений в величинах испарения с разного вида поверхностей с неограниченными влагозапасами.

4.2.2. Дефицит испарения — объективный количественный критерий степени засушливости. Некоторые аспекты борьбы с засухами и суховеями

Территория Советского Союза отличается самыми разнообразными климатическими условиями. От зоны избыточного увлажнения (тундра, тайга) через зоны лиственных и смешанных лесов, лесостепь и степь она простирается до выжженной солнцем южной степи и пустыни. Пустынная, степная, а в некоторой мере и лесостепная части территории СССР относятся к зоне недостаточного увлажнения. В среднем многолетнем разрезе для получения максимальных урожаев, т. е. для оптимального увлажнения почвы за вегетационный период в лесостепи ежегодно нехватает примерно 50 мм осадков, в южной степи 150 мм, а в пустыне 300—500 мм и более.

Вследствие этого имеется систематический недобор урожая, например, пшеницы на 5—15 ц/га даже в средний по увлажнению год. В засушливые годы эта цифра резко возрастает; урожай в этих случаях снижается до 2—6 ц/га. В особо неблагоприятные годы в отдельных районах урожаи вообще полностью гибнут. Подобная картина наблюдается и с другими важными сельскохозяйственными культурами.

Наиболее засушливыми районами территории СССР являются Казахстан, Поволжье и степная часть Украины. Из каждых

10 лет в этих районах наблюдаются 3—4 засушливых года, из них 1, реже 2 сильно засушливых.

Поэтому засухи и суховеи — страшный бич сельского хозяйства, приносящий колоссальный вред и огромные бедствия. Борьба с этими явлениями природы представляет на сегодняшний день актуальнейшую проблему, решение которой будет способствовать созданию устойчивого изобилия продуктов питания для населения и сырьевой базы для промышленности.

В уже выполненных многочисленных исследованиях приводится описание ареала распространения засух и суховеев, характеризуется степень повторяемости этих явлений в различных районах страны (Бучинский, 1963; Бова, 1965; Утешев, 1953; Федоров, 1957 и др.), а также анализируются причины их возникновения (Воронцов, 1957; Заварина, 1952, 1957; Волеваха, 1965 и др.). Однако все эти безусловно полезные работы не дают полного ответа на вопрос о физической сущности явления или его энергетической базе и, как правило, не ставят вопрос о возможности активной борьбы с ним.

Наряду с этими работами к настоящему времени имеется значительное количество разработок по выявлению качественных или количественных критериев степени засушливости вообще или суховеев, в частности. В ряде таких работ (Бабушкин, 1957; Бучинский, 1963; Бова, 1965; Каминский, 1934; Утешев, 1963; Фельдман, 1957; Цубербиллер, 1948 и др.) степень засушливости и опасность суховеев определяются критическими значениями метеорологических элементов (температура и влажность воздуха, скорость ветра, величина испарения с водной поверхности и т. д.). Эти критические значения у разных авторов различны. Они выбираются часто интуитивно, без должного объективного обоснования и поэтому носят локальный в пространстве и времени характер.

Многие из этих критериев были положены в основу агроклиматических проработок и тем самым дали возможность хотя бы в первом приближении судить о сравнительной степени засушливости различных районов страны.

В последние годы ряд исследователей (Гальцов, 1957; Кошеленко, 1959; Лайхтман, Русин, 1957; Смирнов, 1960; Скворцов, 1964; Утешев, 1963 и др.) степень засушливости характеризуют комплексными характеристиками: суммой температур, испаряемостью, разного рода индексами сухости и другими комбинациями составляющих теплового и водного баланса. Однако многие из этих характеристик, несмотря на их физическую обоснованность, либо односторонни, либо не однозначны.

Другие исследователи (Бова, 1965; Кулик, 1957; Лобов, 1957; Льгов, 1960 и др.) положили в основу критерия степени засушливости наличие влаги в почве, которая связывается либо с осадками (соответственно с продолжительностью бездождного

периода), либо с активными влагозапасами в почве. Поэтому некоторые из этих ученых все засушливые явления делят на атмосферную засуху и почвенную. Анализ показывает, что и этот критерий не является вполне однозначным, поскольку известны случаи гибели растений от суховеев при достаточных и даже оптимальных влагозапасах в почве.

Ряд исследователей (Алпатьев, 1955; Процеров, 1953 и др.) склонны характеризовать степень засушливости не объективными гидрометеорологическими условиями, а величиной снижения урожая. Однако и такой критерий не всегда является вполне корректным, так как урожай сельскохозяйственных культур зависит не только от погодных условий, но и от целого ряда других причин, главным образом от комплекса агротехнических мероприятий.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время критерии засушливости хотя и позволили получить ряд важных сведений и характеристик этих явлений, все же еще далеко не всегда были достаточно обоснованными и объективными комплексными характеристиками, удовлетворяющими запросы практики. В частности, они не всегда дают возможность количественно оценить эффективность различных мероприятий по борьбе с засухами и суховеями. В известных нам работах обычно не приводится достаточно строгой количественной основы для этого критерия и не разработана методика, позволяющая дать единую оценку засушливости, обусловленную как засухами, так и суховеями. Все это можно сделать лишь при специальном исследовании этих процессов.

Мы считаем, что критерий засушливости должен представлять собой объективную комплексную количественную характеристику явления, определяемую совместными действиями воздушной и почвенной засух. Этот критерий должен быть единым в своей основе как для суховеев, так и для засух. Таким критерием может быть дефицит испарения, определяемый разностью максимально возможного испарения E_0 (т. е. испаряемости) и фактического испарения E, связанного с влагозапасами почвы. При этом под величиной испаряемости, согласно § 4.2.1, следует понимать максимально возможное испарение с сельскохозяйственных полей с сомкнутым травостоем в период его активной вегетации, при оптимальных влагозапасах в почве. Использование E_0 обусловлено тем, что для различных растительных сообществ, включая луг, целину и залежь в период активной вегетации, ее значение практически совпадает с величиной их водопотребления (Алпатьев, 1952; 1954; Будыко, 1951, 1956; Иванов, 1958; Невский, 1965; Константинов, 1963 и др.). Согласно исследованиям, изложенным в предыдущем параграфе, величина испаряемости может быть определена по данным наблюдений на метеорологических станциях (рис. 102).

Имея величину испаряемости E_0 и испарения E (рис. 57), нетрудно получить и значение дефицита испарения ΔE

$$\Delta E = E_0 - E, \tag{185}$$

которое количественно характеризует степень несоответствия возможного (оптимального) и фактического водопотребления растений.

Величины E_0 и E непосредственно зависят от температуры и влажности воздуха. Однако наряду с этими элементами, как известно, иссушающее действие суховея непосредственно зависит от скорости ветра. Поэтому нам необходимо дополнительно учесть и действие этого элемента.

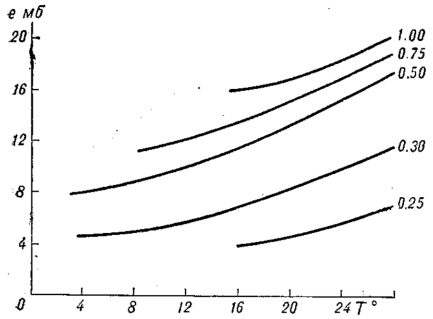


Рис. 103. Зависимость интенсивности испарения, приходящейся на единицу скорости ветра $\left(\text{т. е. } E' = \frac{E}{u}\right)$, от температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

В соответствии с формулой (151) величину испарения можно представить как

$$E = uA\frac{\partial e}{\partial z} f(\mathrm{Ri}), \tag{186}$$

где u — скорость ветра, A — численный размерный коэффициент, $\frac{\partial e}{\partial z}$ — градиент влажности воздуха и $f(\mathrm{Ri})$ — множитель, характеризующий зависимость интенсивности испарения от стратификации атмосферы. Величина испарения пропорциональна скорости ветра. Кроме того, от скорости ветра косвенно зависит величина вертикального градиента влажности воздуха $\frac{\partial e}{\partial z}$. Поскольку значение самой скорости также зависит от величин T и e (рис. 54 и 96), то в значение $\frac{\partial e}{\partial z}$ (или $e_0 - e$), снятое с графика, приведенного на рис. 53, уже вошло косвенное влияние средней скорости ветра, соответствующее заданным величинам T и e. Некоторые изменения в значениях $\frac{\partial e}{\partial z}$ могут быть вызваны лишь возможным отклонением скорости ветра от средней скорости для данных T и e. Учитывая, что скорость ветра

влияет на величину $\frac{\partial e}{\partial z}$ лишь косвенно, изменением градиента влажности, вызванным отклонением скорости от средней, можно пренебречь, т. е. считать величину $\frac{\partial e}{\partial z}(T, e)$ не зависящей от скорости ветра. Возможная при этом величина максимальной ошибки при расчете E лежит в пределах нескольких процентов.

В самом множителе $f(\mathrm{Ri})$ от скорости ветра непосредственно зависит величина числа Ричардсона Ri. Эта зависимость, как и для случая $\frac{\partial e}{\partial z}$, учитывает средние значения скорости ветра из соотношений $u(T, e)$, графически изображенных на рис. 54 и 96. Если теперь принять во внимание, что значение Ri прежде всего определяется величиной вертикального градиента температуры воздуха (так как вертикальный градиент скорости ветра изменяется в относительно меньших пределах, чем градиент температуры воздуха), а также сравнительно малую общую зависимость величины E от Ri, в первом приближении можно пренебречь возможными изменениями испарения, вызванными изменениями температурной стратификации в связи с отклонением скорости ветра от средней (для данных T и e). Ошибка в расчете E при этом не выходит за пределы 3%.

Изложенное дает основание для построения графика связи величин испарения, приходящихся на единицу скорости ветра, с температурой и влажностью воздуха, т. е. графика связи $\frac{E}{u}(T, e)$. Изолинии такого графика, построенного В. В. Свириной под руководством автора, представлены на рис. 103. С их помощью по известным значениям T и e можно рассчитать испарение, приходящееся на единицу скорости ветра (т. е. на 1 м/сек.). При этом в значения T и e, естественно, вводится поправка на инерционность турбулентного тепло- и влагообмена. Полученная таким образом величина испарения $E' = \frac{E_0}{u}$ должна быть умножена на величину скорости ветра, измеренную на метеорологической станции флюгером. В результате может быть получена величина испарения, учитывающая не только температуру и влажность воздуха, но и скорость ветра.

Возможность учета влияния скорости ветра при расчете испарения не только удобна с точки зрения получения количественной характеристики иссушающего действия суховеев, но и несколько (на 5—15%) уточняет методику расчета испарения (если наряду с температурой и влажностью воздуха одновременно учитывать и скорость ветра).

Аналогичные рассуждения можно провести и при построении изолиний графика связи величин $\frac{E_0}{u}$ с величинами T и e.

Физически картина совершенно подобна, с той лишь разницей, что в этом случае вследствие повышенного увлажнения подстилающей поверхности повсеместно возрастают вертикальные градиенты влажности и снижаются градиенты температуры воздуха.

Наличие связей величин $\frac{E_0}{u}$ и $\frac{E}{u}$ с T и e дало возможность построить график связи величины $\frac{1}{u}(E_0 - E) = \frac{\Delta E}{u}$ со значениями температуры и влажности воздуха (рис. 104). Этот график и является конечной целью разработки методики определения объективной количественной характеристики степени засушливости.

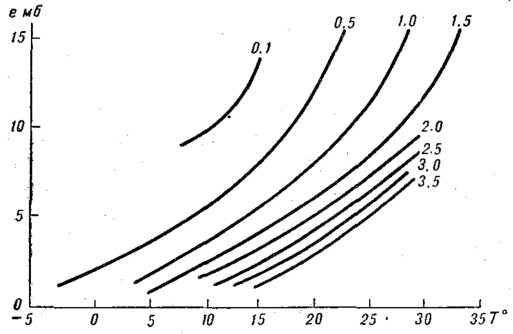


Рис. 104. Зависимость дефицита испарения, приходящегося на единицу скорости ветра $\left(\text{т. е. } \frac{E_0 - E}{u}\right)$, от температуры и влажности воздуха (т. е. с учетом величин ΔT и Δe).

В самом деле, имея величины скорости ветра, температуры и влажности воздуха, измеренные на метеорологических станциях, не представляет труда с помощью этого графика определить степень засушливости как при засухе, так и при суховее. При этом разница будет лишь в скорости ветра, измеренной на высоте флюгера. Тем самым представляется возможность на одну шкалу степени засушливости уложить и продолжительные засушливые периоды, характерные для устойчивого антициклонического типа погоды, и кратковременные, но губительные по степени своего иссушающего действия суховеи. При практическом выполнении таких расчетов, естественно, небходимо учитывать продолжительность действия засушливого периода или процесса.

Вопрос о расчете количественной характеристики степени засушливости является лишь одной стороной исследуемого явления. Другой его стороной является разработка методики

количественной оценки реакции растений на разную степень засушливости. Такая оценка может быть осуществлена тремя основными способами. Первый способ заключается в использовании визуальных оценок состояния растений (угнетение, потеря тургора, пожелтение листьев, гибель и т. д.). Способы производства таких оценок описываются во всех основных учебниках по агрономии и агрометеорологии, а также в обобщающих работах А. М. Алпатьева (1954, 1955), И. Е. Бучинского (1963), Ф. Ф. Давитая (1959, 1964), С. А. Сапожниковой (1950, 1959), Е. А. Цубербиллер (1963) и т. д.

Такой способ оценки получил достаточно широкое распространение, однако трудности количественной интерпретации результатов визуальной оценки состояния растений не позволяют с успехом использовать этот метод при производстве количественных расчетов, связанных с оценкой возможного ущерба, наносимого засухой или суховеями, а также при производстве агроклиматического районирования территории по степени засушливости. Другим недостатком визуальной оценки состояния растений является запаздывание такой информации, поскольку угнетение растений, потеря ими тургора, а тем более пожелтение листьев и гибель наступают уже после значительного по продолжительности воздействия на растение засухи или суховея, т. е. значительно позже того момента, как растение начинает испытывать водную недостаточность.

Более перспективный способ оценки реакции растений на разную степень засушливости связан с возможностью непосредственного измерения характеристик того или иного элемента или процесса жизнедеятельности растений. В этом именно и заключается второй способ оценки реакции растений. При таком подходе используются характеристики жизнедеятельности растений (главным образом его водного режима), находящиеся в устойчивой корреляционной связи с погодными факторами: солнечной радиацией, температурой и влажностью воздуха и почвы и т. д., т. е. с такими метеорологическими элементами, которые непосредственно определяют степень засушливости.

Наиболее распространенными характеристиками состояния растений являются следующие физиологические показатели: концентрация клеточного сока, водность листьев, их сосущая сила, осмотическое давление, степень открытия устьиц и т. д. Все эти характеристики непосредственно зависят от водного режима растений и быстрее всего реагируют на его изменения. Наиболее обстоятельно такой способ оценки состояния и реакции растений при засухах рассмотрен в работах К. А. Тимирязева (1929, 1948), Н. А. Максимова (1941), Н. С. Петинова (1959, 1964), А. М. Алпатьева (1954), А. И. Будаговского (1964) и др.

К настоящему времени накоплен некоторый экспериментальный материал по связи перечисленных физиологических показа-

телей с водным режимом растений. Например, в некоторых работах установлены критические значения величин концентрации клеточного сока, которые сигнализируют о наступлении водного голодания растений. Такие показатели получены для кукурузы (Льгов, 1960; Примакова, 1960; Вуколов, 1961 и др.), пшеницы (Петинов, 1959, 1964, 1965 и др.), сахарной свеклы и некоторых овощных культур (Лобов, 1957 и др.).

Перспективность физиологического метода определения состояния или реакции растений на разные внешние условия безусловна. Однако трудности повсеместного практического осуществления таких измерений в полевых условиях и их трудоемкость не позволяют уже в ближайшее время построить для всех культур надежные связи этих характеристик с количественной характеристикой степени засушливости.

Наиболее удобным и надежным способом установления зависимости реакции растений на разную степень засушливости является способ, связанный с характеристикой продуктивности растений, т. е. с характеристикой прироста их растительной массы или урожаем. Такой способ рекомендуется многими учеными (Алпатьев, 1954, 1955; Бучинский, 1963; Процеров, 1953; Цубербиллер, 1948 и др.). Удобство этого способа заключается в возможности получения массовой информации, поскольку наблюдения за приростом растительной массы за отдельные межфазные периоды развития растений наряду с другими фенологическими наблюдениями проводятся на достаточно широкой сети агрометеорологических станций. Данные по конечному урожаю наиболее широко представлены по сравнению с любой другой агрометеорологической информацией.

С целью оценки пригодности полученного нами количественного критерия степени засушливости — дефицита испарения — для характеристики условий произрастания растений производилось сопоставление величин урожая со значениями этого критерия. Для производства таких сопоставлений была выбрана территория Украины, где в недалеком соседстве размещаются зоны избыточного увлажнения (Полесье), лесостепь и степь, в том числе и выжженная солнцем засушливая южная степь. В расчет принимались областные урожаи кукурузы за 1946—1964 гг. Культура кукурузы выбрана потому, что она имеет продолжительный период вегетации и в то же время урожай ее непосредственно не связан с позднеосенними условиями и условиями перезимовки, как это имеет место для озимых культур. Результаты расчета, выполненного В. В. Свириной, приведены в табл. 36.

Анализ данных, приведенных в этой таблице, показывает, что коэффициенты корреляции месячных величин критериев засушливости с конечным урожаем изменяются в больших пределах (от —0,1 до —0,6). Отрицательный знак коэффициентов корре-

Таблица 36

Связь урожайности кукурузы с критерием засушливости (ΔE мм/сут.), взятым за различный период

Административная область	$\frac{R}{LE}$	ΔE мм/сут.	Коэффициенты корреляции							
			средние						средневзвешенные	средневзвешенные с учетом агротехники
			IV	V	VI	VII	VIII	IV—VIII	IV—VIII	IV—VIII
Район I										
Ивано-Франковская	1,2	1,3	—0,07	—0,09	—0,14	—0,33	—0,35	—0,24	—0,30	—0,35
Черниговская	1,2	1,2	—0,06	—0,21	—0,32	—0,20	—0,15	—0,21	—0,26	—0,30
Тернопольская	1,3	1,3	—0,02	—0,11	—0,40	—0,30	—0,12	—0,15	—0,44	—0,48
Волынская	1,3	1,3	—0,01	—0,23	—0,47	—0,20	—0,18	—0,35	—0,56	—0,58
Район II										
Черкасская	1,4	1,5	—0,02	—0,11	—0,50	—0,44	—0,48	—0,58	—0,64	—0,68
Днепропетровская	1,7	1,7	—0,10	—0,16	—0,49	—0,58	—0,47	—0,39	—0,65	—0,76
Житомирская	1,4	1,4	—0,07	—0,21	—0,52	—0,53	—0,44	—0,43	—0,67	—0,68
Киевская	1,4	1,4	—0,06	—0,17	—0,61	—0,21	—0,24	—0,60	—0,71	—0,76
Запорожская	1,9	1,9	—0,15	—0,20	—0,51	—0,52	—0,18	—0,64	—0,72	—0,75
Крымская	2,0	2,0	—0,13	—0,25	—0,71	—0,55	—0,11	—0,52	—0,72	—0,75
Район III										
Одесская	2,4	2,4	—0,39	—0,33	—0,64	—0,71	—0,54	—0,78	—0,85	—0,88
Луганская	2,0	1,9	—0,15	—0,27	—0,51	—0,31	—0,22	—0,68	—0,80	—0,82
Херсонская	2,2	2,3	—0,12	—0,21	—0,57	—0,66	—0,14	—0,70	—0,84	—0,86
Николаевская	2,3	2,2	—0,10	—0,25	—0,65	—0,66	—0,58	—0,67	—0,79	—0,81
Донецкая	2,0	1,9	—0,10	—0,15	—0,78	—0,62	—0,54	—0,64	—0,81	—0,83

ляции свидетельствует о том, что между критерием засушливости и урожаем имеет место обратная зависимость, т. е. с ростом степени засушливости урожай уменьшается.

Из общих соображений надо полагать, что для сухого климата (южная степь, пустыня), где решающим фактором урожая является наличие воды, связь урожая с величиной критерия засушливости должна быть более тесной. Величина коэффициента корреляции в этом случае должна приближаться к единице. В зонах достаточного, а тем более избыточного увлажнения, где величина урожая зависит еще от многих других факторов и, в частности, от количества тепла, корреляционная связь между урожаем и критерием засушливости должна ослабевать. При избыточном увлажнении, когда рост урожая лимитируется недостатком количества тепла, корреляционная связь между урожаем и рассматриваемым критерием может переходить в прямую, т. е. с ростом степени засушливости может появиться тенденция к возрастанию урожая.

В соответствии с вышеизложенным в качестве основы для распределения в табл. 36 областей по степени засушливости была принята величина дефицита испарения за вегетационный период. Эта величина оказалась в хорошем согласии с коэффициентом сухости, представляющим отношение величин радиационного баланса R к величине затраты тепла на испарение осадков вегетационного периода H. При таком распределении областей значения коэффициентов корреляции с ростом величины ΔE закономерно возрастают от малых величин для Полесья и лесостепи до больших для степи и южной степи.

Имеется выраженная тенденция также и в сезонном ходе коэффициента корреляции. Наиболее сильная отрицательная связь между урожаем кукурузы и критерием засушливости наблюдается в июне — июле, т. е. в фазы активной вегетации, когда закладываются основы развития репродуктивных органов, обусловливающих позднее величину урожая. В более ранние фазы вегетации связь урожая со степенью засушливости ослабевает вследствие повышенных весенних влагозапасов в почве. В более поздние фазы (цветение — молочно-восковая спелость) для формирования урожая нужны не столько вода, сколько тепло. Поэтому в этот период корреляционная связь между урожаем и критерием засушливости так же, как и в ранний период вегетации, ослабевает.

Величина коэффициента корреляции урожая со степенью засушливости всего вегетационного периода изменяется от 0,15 до 0,78. Значение этого коэффициента существенно возрастает (примерно на 20%), если вместо средней величины критерия засушливости принимать ее средневзвешенную величину с учетом тесноты связи величины этого критерия, определенного за каждый месяц, с урожаем.

Несколько возрастает значение рассматриваемого коэффициента корреляции, если мы учтем различие агротехники при возделывании кукурузы в разных областях Украины. Способ учета этого обстоятельства подробно изложен в работе В. П. Дмитренко, автора, И. Б. Чайки и Т. А. Чекиной (1966). Здесь же мы лишь заметим, что этим приемом одновременно учитывается различие в сортовом составе, плодородии почвы и приемах агротехники. Для этого делают сопоставление средних многолетних урожаев в разных областях путем введения двух коэффициентов. Один из них учитывает отличие среднего многолетнего урожая данной области от среднего многолетнего урожая по всем областям, а второй — постепенный прирост урожайности из года в год каждой области отдельно вследствие общего повышения уровня агротехники. Если учет первого из этих коэффициентов не повысил существенным образом значения коэффициентов корреляции между приведенными урожаем и степенью засушливости, то учет постепенного роста урожая заметно усилил эту корреляционную связь.

Изложенное выше изображено на рис. 105. Прежде всего этот рисунок указывает на устойчивую связь между величинами дефицита испарения ΔE и значениями коэффициента сухости $\frac{R}{LE}$ за вегетационный период (рис. 105 *а*). По оси абсцисс на рис. 105 *в* отложены величины ΔE и $\frac{R}{LE}$ (если за основу связи между ними принять прямую, изображенную на рис. 105 *а*). Наряду с ростом коэффициента корреляции по мере увеличения значений ΔE и $\frac{R}{LE}$ возрастает также и величина среднего квадратичного отклонения (дисперсия) урожая, что говорит о неустойчивом увлажнении и более неустойчивых урожаях в засушливой зоне по сравнению с зонами достаточного и избыточного увлажнения.

Рассмотрим некоторые аспекты борьбы с засушливыми явлениями — засухами и суховеями. Пути борьбы с этими явлениями могут и должны быть разными, но они должны вести к одной цели — к уничтожению или ослаблению вредных последствий засушливых явлений. Одним из способов борьбы является хороший долгосрочный прогноз засух и суховеев. Эта информация даст возможность заранее подготовиться к засухе и суховею (сеять более засухоустойчивые, пусть даже менее урожайные сорта, правильно разместить севообороты, полнее и тщательнее провести необходимые агротехнические мероприятия и т. д.). Однако, прежде чем научиться прогнозировать какое-либо явление и успешно вести борьбу с ним, необходимо его основательно изучить.

Если в отношении засух имеются некоторые представления о причинах их возникновения на равнинных просторах юга ЕТС, связанные с трансформацией воздушных масс, поступающих

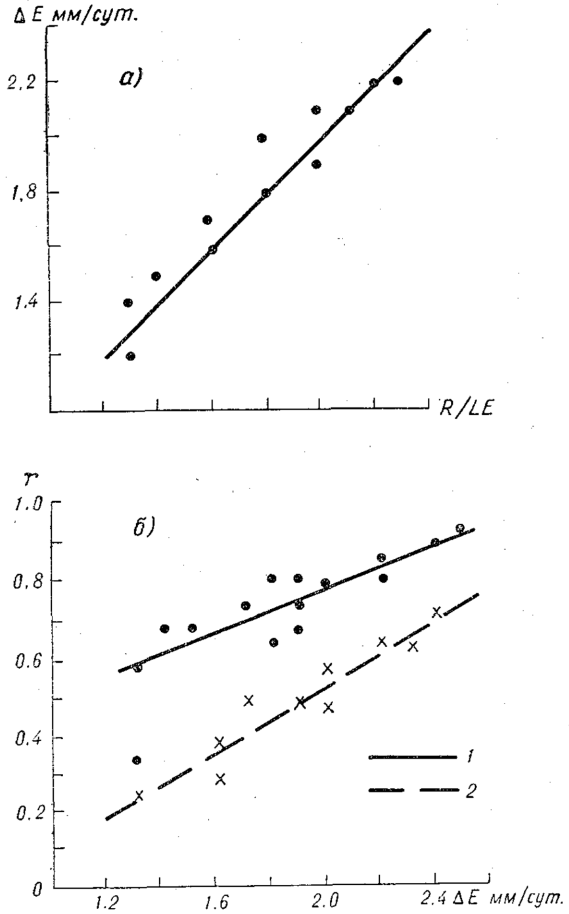


Рис. 105. Зависимость тесноты связи (r) между дефицитом испарения ΔE и урожаем от степени засушливости территории.

а — связь дефицита испарения с индексом сухости, *б* — зависимость коэффициента корреляции (*1*) и дисперсии урожая (*2*) от критерия засушливости ΔE.

с севера или районов Атлантики в условиях антициклонического типа погоды, то в отношении строения суховеев до сих пор имеются лишь разрозненные и скудные данные. Мы все еще мало знаем о вертикальном распределении метеорологических элементов в суховеях по высоте, о их горизонтальной протяжен-

ности и степени однородности, о вертикальной протяженности и условиях на верхней границе суховеев, о температурной стратификации и устойчивости их движений, об энергетических ресурсах суховейных потоков и об их трансформации под влиянием подстилающей поверхности. В частности, большой научный и практический интерес представляет исследование трансформации суховейных потоков под влиянием лесных полос, орошаемых массивов, выборочного полосного орошения, водоемов и т. д.

Для производства таких исследований необходимо экспериментально изучать величины составляющих теплового и водного баланса подстилающей поверхности, условия турбулентного тепло- и влагообмена поверхности с атмосферой, измерять вертикальные профили метеорологических элементов по всей толще суховейного потока. Такие эксперименты можно проводить лишь комплексно, т. е. совместно с наземными тепло- и воднобалансовыми наблюдениями следует производить метеорологические исследования в пределах приземного и пограничного слоев и в пределах свободной атмосферы (с помощью аэростатов, вертолетов, самолетов, шаров-радиозондов, радиолокаторов и т. д.).

Важнейшим вопросом дальнейших исследований засух и суховеев является исследование способа суммирования времени воздействия их на растения. Степень засушливости может быть высокой, но не продолжительной, и наоборот. Суховеи могут продолжаться от нескольких десятков минут до нескольких дней. Суховеи, наконец, могут действовать лишь в дневное время, а ночью ослабевать или полностью прекращаться. Как в этом случае определять их эффективное действие? Как при этом определять среднюю степень засушливости за сутки, декаду, вегетационную фазу, месяц и сезон? Эти и другие подобные вопросы требуют дальнейших специальных исследований. За весь вегетационный период в соответствии с данными, приведенными в табл. 36, эффективное значение критерия засушливости можно, например, получить путем учета тесноты корреляционной связи этого коэффициента, рассчитанного за каждый месяц (или за межфазный период), с общим урожаем. За короткие промежутки времени этот способ суммирования степени засушливости не годится.

Мероприятия, направленные на ослабление вредного действия засушливых явлений, могут носить активный и пассивный характер. К пассивным мероприятиям следует отнести в первую очередь достижения селекции растений, позволяющие использовать более засухоустойчивые или более ранние и скороспелые сорта культур, не ослабляя заметным образом их урожайность. Этот путь, с использованием новейших достижений современной генетики, открывает большие перспективы борьбы с вредными последствиями засух и суховеев.

Наряду с селекцией важную роль в борьбе с засухой и суховеями играют различные приемы высококультурного земледелия, способствующие накоплению влаги в почве и экономному ее расходованию. К числу таких агротехнических мероприятий следует отнести снегозадержание, глубокую пахоту, боронование и дискование, борьбу с сорняками, посевы по незанятым паровым полям, оструктуривание почвы и др. К их числу следует отнести и задержание поверхностного стока талых и ливневых вод с полей (поперечная пахота, обвалование, террасирование и т. д.), а также исследуемую в настоящее время возможность сокращения непродуктивного испарения с открытой почвы и с почвы между стеблями растений за счет искусственного создания на ее поверхности мономолекулярной пленки, препятствующей испарению. Все эти агротехнические мероприятия в дальнейшем должны явиться мощным средством борьбы с засухой и суховеями.

Если путем использования достижений селекции можно снизить вредные воздействия засушливых явлений на растения, а путем агротехнических мероприятий — повысить влагозапасы и водопотребление растений, то правильный учет климатических ресурсов и их улучшение непосредственно как бы снижают степень засушливости, а следовательно, и ее губительное действие. Здесь в первую очередь следует упомянуть о необходимости рационального размещения сельскохозяйственных культур по территории, в том числе и с учетом их засухоустойчивости. При этом следует иметь в виду не только общие климатические условия, но и микроклиматические характеристики полей и участков в пределах каждого хозяйства. Среди факторов, непосредственно влияющих на микроклиматические особенности полей и угодий, следует отметить степень лесистости территории, крутизну и экспозицию склонов, близость водоемов и т. д. Пруды и водоемы заметно смягчают климат прибрежных районов, особенно при ветре, направленном со стороны водоема.

Наконец, одним из главнейших приемов пассивной борьбы с засухой и суховеями являются лесные полосы. К сожалению, о лесных полосах обычно вспоминают лишь в неурожайные, особо засушливые годы, действуя по старой русской пословице: «Пока гром не грянет, мужик не перекрестится». В средние по водности годы в степной части территории Советского Союза урожайность на полях площадью 50—100 га, защищенных лесными полосами, повышается на 20—30%. В засушливые же годы, когда в открытой степи средний урожай снижается до 5—7 ц/га, на полях, защищенных лесными полосами, он остается по крайней мере в полтора раза бóльшим.

Действие полос сводится к уменьшению ими скорости ветра и ослаблению интенсивности турбулентного обмена. Вследствие этого почти полностью прекращается сдувание снега с полей

в зимнее время и снижается испаряемость в летний период. Если первое обстоятельство наряду с перехватом лесными полосами стока талых и ливневых вод приводит к дополнительному увлажнению почвы, то второе, т. е. снижение испаряемости, обеспечивает более экономное, более продуктивное расходование воды на испарение и транспирацию растений. Столь благотворное влияние объясняется тем, что лесные полосы являются воплощением комплексного метода ослабления степени засушливости, так как одновременно снижают испаряемость и увеличивают испарение. Вследствие этого величина дефицита испарения на полях, защищенных лесными полосами, снижается на десятки, а порою и сотни процентов по сравнению с открытой степью, благодаря чему вредное действие засух и суховеев ослабляется или исчезает полностью. Подробнее вопрос о влиянии лесных полос на урожай рассмотрен в специальной монографии автора и Л. Р. Струзера (1965). Так же изложена и методика производства оценки экономической эффективности лесных полос.

К наиболее радикальным средствам активной борьбы с засушливыми явлениями следует отнести орошение сельскохозяйственных полей. При этом коренным образом меняется тепловой и водный режим растений в благоприятную для них сторону. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже (§ 5.2.3).

Рассмотрим возможности борьбы с засухами и суховеями путем искусственного вызывания осадков. В мировой литературе по оценке эффективности искусственно вызываемых осадков [Баттан, 1965; Макдональд, 1965; Федоров, 1962; Баттан и Кассэндер (Battan and Kassander), 1962; Изоно (Isono), 1962; Смит, Адерли, Бетвайт (Smith, Adderly, Bethwait), 1965; Макдональд (Macdonald), 1966 и др.] приводятся различные цифры возможного добавления влаги в результате воздействий на облака. Большой вклад в эту проблему внесли также советские ученые (Никандров, 1959; Шишкин, 1964; Гайворонский, 1959; Качурин, Морачевский, 1965; Кирюхин, Красиков, 1963; Морачевский, Никандров, 1959; Леонов, Перелет и Прихотько, 1963, 1963а, 1963б, 1966; Леонов, Перелет, 1967; Прихотько, 1968 и др.). Видимо, надо считать, что в условиях сегодняшних возможностей и наших научных знаний добавка количества осадков, например, для степной части Украины не превышает 10—15% (Леонов, Перелет, 1967; Прихотько, 1968). Она зависит от повторяемости облаков, которые естественным путем не переходят в дождящие, их водности, микрофизических свойств и пр.

В исследованиях Г. Ф. Прихотько (Леонов и Прихотько, 1966) дана оценка производственной эффективности такой прибавки осадков (10—15%) для сельскохозяйственных целей. Были рассмотрены только осадки летнего периода. При этом

автор воспользовался значениями и распределением гидротермического коэффициента ГТК, представляющего собой отношение сумм осадков к сумме температур $ГТК = \frac{H}{0{,}1\sum T}$. По его расчетам, для территории Украины в среднем многолетнем разрезе очень засушливая и засушливые зоны занимают 50% территории республики, зоны неустойчивого увлажнения — 23% и только 27% — это районы влажные и очень влажные. Предположим теперь, что мы можем увеличить среднюю многолетнюю сумму осадков для территории УССР всего на 10%. При этом, очевидно, температурные условия не смогут претерпеть каких-либо существенных изменений. Пересчет ГТК с учетом добавки в 10% за вегетационный период показал, что размеры площадей, занимаемых засушливой и очень засушливой зонами, уменьшатся с 50 до 27% территории Украины, а влажная и очень влажные зоны займут 44% территории вместо 27%. Таким образом, увеличение осадков только на 10% должно привести к существенным изменениям в условиях засушливости на Украине.

Однако для наших целей особый интерес представляет вопрос, как и какие добавки осадков могут повлиять на изменение условий выращивания сельскохозяйственных культур не в среднем многолетнем, а в резко засушливые годы. Г. Ф. Прихотько в качестве примера рассмотрел засушливый 1946 год. Для этих целей были произведены перерасчеты естественно сложившихся значений ГТК с учетом добавки осадков на 10%. В 1946 г. очень засушливая и засушливая зоны занимали 88% площади территории УССР. Ни в одном районе республики не наблюдались значения ГТК, которые бы позволили отнести эти районы к зонам очень влажной и даже влажной. Как показали подсчеты, добавка осадков на 10% в условиях резкой засухи ощутимого эффекта дать не может.

В соответствии с экспериментальными данными, приведенными в работе В. П. Дмитренко, автора, И. Б. Чайки и Т. А. Чекиной (1966), добавка урожая для степной части Украины (при возрастании летних осадков на 10—15%) составляет около 1,0 ц/га, или примерно 5%.

В процессе исследования засушливых явлений удалось найти еще один путь ослабления губительного действия засух и суховеев, заключающийся в распылении в воздухе аэрозолей. Последние путем отражения и поглощения солнечной радиации должны ослабить нагрев поверхности почвы и растений и тем самым предохранить их от гибели. Физическое обоснование такого предложения приводится в работе автора, Н. И. Гойсы и Р. Н. Олейника (1964).

Для реализации этого предложения в период напряженных суховейных процессов можно создать на больших площадях

защитный экран путем, например, механического распыления порошкообразных составов или дымов, создающих аэрозоли белого цвета, которые, не уменьшая заметным образом эффективного излучения (его снижение не более 20—30%), существенно (в 2—3 раза и более) уменьшают интенсивность прямой, в том числе и длинноволновой (тепловой) солнечной радиации. Вследствие этого резко снижается температура поверхности растений, предупреждается преждевременное закрытие устьиц и исключается наступление необратимых процессов в паренхимных клетках листьев, ведущих к угнетению, а порою и к гибели растений. Если учесть при этом, что на фотосинтез используется непосредственно всего лишь несколько процентов фотосинтетически активной солнечной радиации, то станет ясно, что ослабление этой радиации за счет аэрозолей не уменьшит заметным образом интенсивность образования биомассы в процессе фотосинтеза.

Следует при этом заметить, что наличие аэрозолей в воздухе не зависит от мощности слоя, в котором они распространены. Важно лишь общее их количество, находящееся в вертикальном столбе воздуха с единичным основанием. Это обстоятельство облегчает применение аэрозолей в период суховейных потоков с развитым турбулентным перемешиванием. Вопрос о практической возможности создания таких защитных экранов из аэрозолей над большими площадями является предметом специальных исследований. При этом желательно изучение совместного действия диспергирования воды и аэрозолей.

Проблема непосредственной активной борьбы с суховеем ввиду ее огромной важности привлекает внимание многих ученых и особенно изобретателей. Нам только за последние несколько лет стало известно около 10 предложений и проектов по борьбе с суховеями от специалистов разных направлений. Во всех этих проектах предполагаемая сущность воздействия сводилась к введению в нижний слой атмосферы (до высоты 10, 20, 50 м, а в некоторых проектах до 500 м) диспергированной воды. Результат такого воздействия авторы различных проектов представляют по-разному. Большинство склоняется к тому, что это должно привести к увеличению количества осадков, ликвидации засух и суховеев. Однако расчеты показывают, что такой способ воздействия недостаточно эффективен, во-первых, потому, что этот эффект может проявиться только при длительном распылении воды, причем место и время выпадения дополнительных осадков неконтролируемы; во-вторых, потому, что из выброшенной в воздух воды, согласно данным специальных исследований (Будыко и Дроздов, 1953; Погосян, 1952; Константинов, 1952; Дроздов и Григорьева, 1963 и др.), только около 15% возвратится в виде осадков, остальные пополнят атмосферный сток воды в океан.

Один из способов борьбы с суховеями — введение в воздух диспергированной воды. Идея его заключается в том, что вследствие испарения диспергированной воды воздух в приземном слое будет не только увлажнен, но и охлажден (испарение 1 г воды в 1 м^3 воздуха понижает температуру воздуха примерно на 2°). Холодный воздух будет иметь бóльшую плотность, чем находящийся над ним воздух суховейного потока. Поэтому предполагается, что увлажненный и охлажденный воздух будет стелиться по земле, мало перемешиваясь с сухим воздухом вверху, вследствие чего образуется инверсионный запирающий слой.

Это безусловно заманчивый способ борьбы с суховеем. Он, в частности, предусматривает предотвращение гибели растений от запала, когда при высокой температуре и большом дефиците влажности воздуха увлажнение почвы поливом по бороздам не может оказаться действенным.

М. В. Буйковым и А. В. Ткаченко (1967) была произведена оценка реальности такого метода борьбы с суховеем. Для этого решалось дифференциальное уравнение стационарной трансформации для увлажненного и охлажденного воздуха, перемещающегося над подстилающей поверхностью, сохраняющей постоянную (как и при суховее) температуру. Такое граничное условие вытекает из того, что охлаждение почвы вследствие соприкосновения с более холодным воздухом будет полностью компенсироваться уменьшением потерь тепла на испарение, поскольку воздух более влажный. Решения уравнений теплопроводности и диффузии при этих условиях можно представить в виде:

$$T(x,\ z) = T_c - n(x,\ z)\,\Delta T,$$
$$q(x,\ z) = e_c - n(x,\ z)\,\Delta e. \qquad (187)$$

Здесь T — температура, e — абсолютная влажность, x — расстояние от линии диспергирования, z — высота, ΔT и Δe — скачок температуры и абсолютной влажности на линии диспергирования ($x=0$), T_c, e_c — значения T и e в суховее, n — трансформационный множитель (при $x=0$ $n=1$, при $x=\infty$ $n=0$). Выражение для n имеет следующий вид:

$$n(x,\ z) = \frac{\zeta^{2p}}{2\xi}\int_0^h \mu^{1-p} e^{-\frac{\mu^2+\zeta^2}{4\xi}} I_p\left(\frac{\mu\zeta}{2\xi}\right) d\mu, \qquad (188)$$

где

$$\zeta = \left(\frac{z}{z_1}\right)^{\frac{m+\varepsilon+1}{2}},$$

$$\zeta(h) = \left(\frac{h}{z_1}\right)^{\frac{m+\varepsilon+1}{2}},$$

$$p = \frac{\varepsilon}{m + \varepsilon + 1},$$

$$\xi = \frac{\varepsilon^2}{4p^2} \frac{k_1}{u_1 z_1^2} x. \qquad (189)$$

Здесь h — высота диспергирования, k_1, u_1 — коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте z_1, ε — параметр устойчивости в обобщенном степенном законе, m — параметр простого степенного закона, $I_p\left(\frac{\mu\zeta}{2\xi}\right)$ — функция Бесселя.

Авторы произвели расчеты в предположении, что на линии диспергирования воздух увлажняется до насыщения в слое толщиной $h=50$ м. Скорость ветра на уровне флюгера принималась равной 5 м/сек. Рассматривался случай суховея, когда $T_c=30°$, относительная влажность $r_c=30\%$. На расстоянии x и высоте z относительная влажность вычислялась по формуле

$$r(x, z) = \frac{e(x, z)}{e_m[T(x, z)]}. \qquad (190)$$

Условно принималось, что территория защищена от суховея, если относительная влажность на высоте 1 м не опускается ниже 50%.

Как показали расчеты, при неустойчивой стратификации и скорости ветра до 5 м/сек. защитное действие диспергирования распространяется на расстояние порядка 1—1,5 км (при бóльших скоростях ветра это расстояние будет выражаться только сотнями метров). При устойчивой стратификации действие диспергирования будет распространяться на 5—6 км. В последнем случае расход воды на диспергирование будет примерно 1 т на гектар в час. При неустойчивой стратификации он будет в несколько раз больше. К сожалению, при воздействии в дневных условиях, когда холодный воздух будет находиться над теплой подстилающей поверхностью, градиент температуры будет большой, стратификация неустойчивой, эффект незначителен. Таковы теоретические оценки. Они получены при принятии определенных допущений. Их правомочность, как и всех выводов теории, может быть проверена только экспериментальным путем.

Содержание этого параграфа не дает готовых рецептов борьбы с засушливыми явлениями. Исследования этих вопросов сложны и трудоемки. Лишь упорный поиск путей борьбы с засушливыми явлениями способен указать, кроме названных, и другие, может быть более эффективные пути, которые будут избраны в будущем для успешной борьбы с засухами и суховеями. Скорее всего это будет комплексный путь, включающий элементы многих направлений.

4.3. СВЯЗЬ ИСПАРЕНИЯ С ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИМИ И ПОЧВЕННЫМИ УСЛОВИЯМИ. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПАРЕНИЯ С ТЕРРИТОРИИ БОЛОТ И ЛЕСА

4.3.1. Климатообразующая роль составляющих теплового и водного балансов подстилающей поверхности

Составляющие теплового баланса подстилающей поверхности являются одним из основных климатообразующих факторов. Уравнение теплового баланса выражает энергетические условия на уровне подстилающей поверхности. Всякое перераспределение энергии между отдельными составляющими баланса отражается на физических свойствах приземного слоя атмосферы, главным образом на температуре и влажности воздуха.

Впервые вопрос о необходимости изучения теплового баланса подстилающей поверхности при исследовании климата был поставлен в работах А. И. Воейкова (1940, 1948). Выполненные в последние годы исследования А. А. Григорьева (1954), И. П. Герасимова (1945), а также сотрудников ГГО М. И. Будыко (1948, 1956), Т. Г. Берлянд (1948, 1949, 1961), Л. И. Зубенок (1954) и других развили это положение Воейкова. Были изучены основные закономерности физико-географической зональности и рассмотрена в первом приближении климатообразующая роль составляющих теплового баланса подстилающей поверхности для отдельных климатов земного шара. Эти работы дают возможность выполнять не только качественный, но и количественный анализ климата. Однако вследствие ряда методических трудностей эти исследования не находят должного применения при анализе погодных и климатообразующих процессов. Главные трудности в этом направлении заключаются: 1) в невозможности применять методику ГГО для оперативного расчета составляющих теплового баланса за короткие промежутки времени; 2) в трудоемкости расчетной методики, связанной с производством специфических расчетов, выполнение которых требует известных навыков; 3) в необходимости иметь в наличии разнообразные данные метеорологических наблюдений, не всегда производимых обычными сетевыми метеорологическими станциями (радиационный баланс, влагозапасы почвы и т. д.).

Другим основным климатообразующим фактором являются составляющие водного баланса подстилающей поверхности.

Известно, что составляющие балансов тепла и влаги на уровне подстилающей поверхности находятся в тесной взаимосвязи, обусловленной вхождением в эти уравнения одной из основных составляющих баланса — испарения или затраты тепла на испарение.

В настоящее время уже нельзя изучать местные особенности климата без одновременного исследования составляющих теплового и водного балансов. Именно такое параллельное исследование климатических характеристик и составляющих балансов тепла и влаги позволяет вскрыть истинные причины генезиса и колебания климата, позволяет уточнить и более точно обосновать существующую географическую зональность. Изучение климатообразующей роли составляющих теплового и водного балансов дает возможность наметить новые пути более рационального использования климатических ресурсов.

Климат данной местности представляет собой результирующее взаимодействие всех составляющих теплового и водного балансов. Изменение любой из этих составляющих, пусть даже наименьшей по величине (например, теплообмена в почве или стока), неизбежно повлечет за собой изменение и других составляющих (например, турбулентного теплообмена или испарения), что непосредственно отразится на основных климатических характеристиках — температуре и влажности воздуха.

До сих пор в метеорологической литературе приводится много различных определений климата. Часть этих определений носит качественный характер (Алисов, Извеков и др. 1940; Берг, 1938; Броунов, 1927; Кеппен, 1938; Оболенский, 1944; Федоров, Баранов, 1949 и др.). Другая часть определений, наиболее современных, касается в основном причинных сторон образования климата, т. е. рассматривает климатообразующие факторы (Алисов, Дроздов, Рубинштейн, 1952; Дроздов, 1953; Кашин, Погосян, 1950; Костин, Покровская, 1953; Хргиан, 1959 и др.). К этим факторам в первую очередь относят солнечную радиацию, свойства подстилающей поверхности и циркуляцию атмосферы.

Соглашаясь в принципе с первостепенной важностью перечисленных выше климатообразующих факторов при формировании всех составляющих теплового и водного балансов (а следовательно, и климата), мы в то же время вынуждены отметить, что в такого рода определении отсутствуют количественные характеристики климата, так необходимые для практики. Не сказано, какие именно метеорологические элементы следует принимать за меру количественной характеристики климата и какие диапазоны этих характеристик относятся к той или иной климатической зоне.

В качестве количественных характеристик климата необходимо выбрать комплекс таких метеорологических элементов, которые являлись бы результатом взаимодействия всех климатообразующих факторов, в первую очередь составляющих теплового и водного балансов. Такими метеорологическими характеристиками являются температура и влажность воздуха.

В части 3 настоящей монографии предложена схема расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре T и влажности

воздуха e, измеренным на метеорологических станциях. Схема позволяет рассчитывать испарение как за отдельные конкретные сроки — декады, месяцы, сезоны и за год в целом, так и по средним многолетним характеристикам. В основе этой схемы лежит метод турбулентной диффузии, использованию которого благоприятствовало наличие универсальных связей температуры и влажности воздуха с вертикальными градиентами этих элементов. При построении этих связей в значения температуры и влажности воздуха вносилась поправка, учитывающая инерционность тепло- и влагообмена подстилающей поверхности с атмосферой. Физический смысл этой поправки и ее количественные значения описаны в § 3.1.1.

Поскольку затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен являются основными расходными частями тепла, получаемого подстилающей поверхностью от солнечной радиации, были все основания ожидать наличия устойчивой связи величин радиационного баланса с температурой и влажностью воздуха. Графики таких зависимостей были построены; их проверка дала удовлетворительные результаты. Наличие связи основных составляющих теплового баланса (LE, P и R) с температурой и влажностью воздуха предопределило наличие подобной связи с величиной теплообмена в почве. Такая связь была также установлена.

Правильность построенных графиков связи E, P, R и Q с температурой и влажностью воздуха проверялась путем замыкания уравнения теплового баланса для самых различных значений T и e. Результаты такой проверки оказались удовлетворительными.

На основании расчетов по этим графикам испарения, затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена представилась возможность количественно характеризовать различие в условиях тепло- и влагообмена подстилающей поверхности с атмосферой в различных почвенно-климатических зонах Украины (Константинов, Сакали, Гойса, Олейник, 1966).

Наличие устойчивых связей температуры и влажности воздуха со всеми составляющими теплового баланса, а также с одной из основных составляющих водного баланса — испарением — дало основание предполагать о существовании подобных связей T и e с величиной осадков, непосредственно связанной с радиационным балансом и испарением.

Хорошо выраженная связь осадков и испарения с температурой и влажностью воздуха обусловила также наличие связи этих же метеорологических элементов с суммарным стоком. Наличие тесной связи суммарного стока с основными климатическими характеристиками (температурой и влажностью воздуха) подтверждает известный тезис А. И. Воейкова (1948), что реки являются продуктом климата.

Таким образом, мы видим, что все составляющие теплового и водного балансов подстилающей поверхности в данной местности связаны с величинами температуры и влажности воздуха и оказывают на эти величины непосредственное влияние. Это обстоятельство дает основание принять значения температуры и влажности воздуха за меру количественной характеристики климата в данной местности. При этом важно помнить, что значения T и e берутся не отдельно (сами по себе), а во взаимосвязи, комплексно, попарно друг с другом.

Упомянутые выше графики могут быть использованы для расчета составляющих теплового и водного балансов по измеренным на метеорологических станциях величинам температуры и влажности воздуха. Очевидно, можно представить и обратную задачу, а именно, зная значения составляющих теплового и водного балансов, определить значения температуры и влажности воздуха. Этот прием может представить интерес при оценке эффективности искусственных преобразований природы. В этом случае, изменяя составляющие теплового и водного балансов подстилающей поверхности, представляется возможность оценить количественно результат влияния этих изменений на общие климатические условия, характеризуемые температурой и влажностью воздуха.

Однако не все составляющие теплового и водного балансов в одинаковой мере являются климатообразующими факторами. Главнейшими из них являются радиационный баланс и осадки, которые наряду с адвекцией и подстилающей поверхностью формируют все остальные составляющие балансов тепла и влаги. Эти составляющие и положены в основу соответствующих расчетных графиков. Такие графики представлены на рис. 72 для расчета месячных величин и на рис. 73 для расчета годовых величин, дающих возможность непосредственно определять значения температуры и влажности воздуха по известным величинам осадков и радиационного баланса. Знание величин T и e позволяет рассчитывать и значения всех других составляющих теплового и водного балансов территории, данные непосредственных измерений которых отсутствуют.

Кроме того, с помощью этих графиков представляется возможность количественно оценить роль адвективного фактора в формировании климата данной территории. Для этого достаточно сопоставить непосредственно измеренные значения температуры и влажности воздуха с их величинами, рассчитанными с помощью упомянутых графиков. Этим способом можно исследовать влияние водоемов, горных, лесных, болотных и орошаемых массивов и других факторов на тепловой и водный режимы близлежащей территории.

При этом надо помнить, что наличие близлежащих водоемов, лесных массивов и т. д., естественно, может оказать некоторое

влияние и на сами величины радиационного баланса и осадков окружающей территории. В этом случае рассчитанные значения T и e и составляющие теплового и водного балансов должны быть отнесены именно к фактическим величинам R и H (включающим влияние на них адвекции). Если же нужно учесть полное влияние водоемов, возвышенностей, лесных, болотных и орошаемых массивов и т. д., то следует предварительно внести поправки, учитывающие их влияние на величины R и H окружающей территории. Однако этим влиянием во многих случаях можно пренебречь.

Поскольку значения температуры и влажности воздуха определяют собой тепловой и водный режимы подстилающей поверхности и приземного слоя воздуха, постольку они должны обусловливать также характер растительного покрова в той или иной климатической зоне (Константинов, Сакали, 1964, 1964 а).

В данном параграфе рассматривается климатообразующая роль составляющих теплового и водного балансов и некоторые вопросы географической зональности на примере Украины. Ее территория располагается в области умеренно теплого климата. Если исключить Крым, то на территории Украины можно выделить три физико-географические зоны: 1) Полесье на северо-западе республики, характеризующееся на большей части избыточным увлажнением; 2) лесостепь (северная и центральная части Украины) с достаточным увлажнением; 3) степь, расположенную в южных районах и характеризующуюся недостаточным увлажнением. Последняя зона обычно подразделяется на две подзоны: северную и южную степь.

В целях проверки возможности характеризовать климатические особенности предлагаемым выше методом была предпринята попытка выделить основные физико-географические зоны, используя для этой цели годовые нормы температуры и влажности водуха. На рис. 106 представлен график географической зональности. Толстыми линиями на графике показана граница между основными физико-географическими зонами. Тонкие линии ограничивают области реально встречающихся значений температуры и влажности. На графике представлены все основные физико-географические зоны Украины: область избыточного увлажнения (Полесье), достаточного увлажнения (лесостепь) и область недостаточного увлажнения (степь). Отдельно на графике выделено Черноморское побережье Крыма. Для полноты картины на график нанесены также температура и влажность воздуха для пустынных районов Средней Азии (Каракумы) и областей Прибалтики.

В табл. 37 приведены характерные соотношения составляющих балансов тепла и влаги для каждой зоны. С уменьшением широты большинство параметров за счет роста радиационного баланса возрастает. Исключение составляет отношение затраты

тепла на испарение к радиационному балансу. Этот параметр при перемещении к югу за счет роста R и уменьшения H убывает.

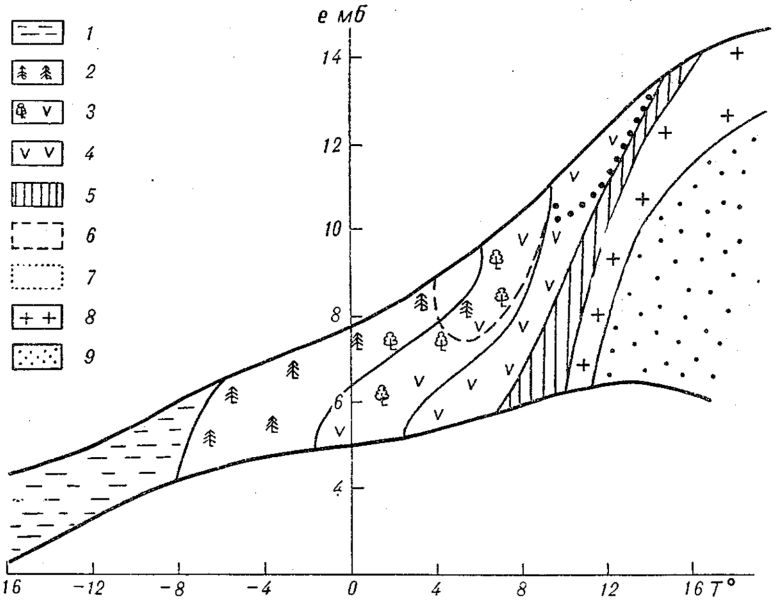


Рис. 106. Связь географической (ландшафтной) зональности со среднегодовыми значениями температуры и влажности воздуха.

1 — тундра; *2* — тайга; *3* — лесостепь; *4* — степь; *5* — южная степь; *6* — Полесье; *7* — южное побережье Крыма; *8* — полупустыня; *9* — пустыня.

Таблица 37

Тепло- и воднобалансовые параметры для основных физико-географических зон (на примере Украины)

Физико-географические зоны	$T_{ср}$ град.	$e_{ср}$ мб	$\frac{LE}{R}$	$\frac{P}{R}$	$\frac{P}{LE}$	$\frac{R}{LH}$	$\frac{E}{H}$
Избыточного увлажнения (Полесье) . . .	6,4	8,7	0,76	0,22	0,29	1,02	0,70
Достаточного или неустойчивого увлажнения (лесостепь)	7,0	8,8	0,70	0,25	0,31	1,12	0,76
Недостаточного увлажнения:							
а) слабо засушливая (северная степь)	7,9	8,8	0,58	0,31	0,47	1,44	0,89
б) засушливая (южная степь) . . .	9,8	9,7	0,45	0,39	0,73	1,84	0,99

Закономерное распределение ландшафтно-климатических зон подтверждает возможность принимать величины T и e в качестве количественных характеристик климатических, в том числе и растительных условий. От зоны избыточного увлажнения до недостаточного климатические условия, приведенные на этом графике, закономерно чередуются по мере изменения среднегодовых значений температуры и влажности воздуха.

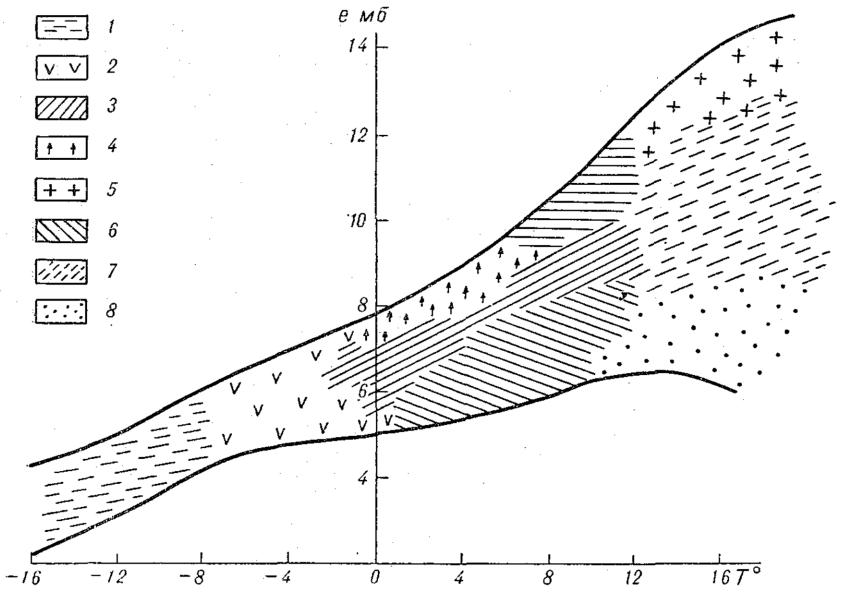


Рис. 107. Связь характера почв со среднегодовыми значениями температуры и влажности воздуха.

1 — тундровые почвы; *2* — подзолистые и подзолисто-болотные; *3* — черноземы; *4* — дерново-подзолистые лесные; *5* — солончаки; *6* — каштановые; *7* — серо-бурые, пустынные; *8* — пески.

Еще В. В. Докучаев (1892) писал, что «...почвы и грунты есть зеркало, яркое и вполне правдивое отражение весьма тесного векового взаимодействия между водой, воздухом, землей, с одной стороны, растительными и животными организмами, с другой». И далее: «Неизбежно, что почвы — наши черноземы, подзолы и пр. — должны располагаться по земной поверхности в строжайшей зависимости от климата, растительности и пр.». Наличие тесной связи типов почв с климатообразующими факторами и климатом в данной местности подчеркивалось также А. А. Григорьевым (1954), И. П. Герасимовым (1945), В. Р. Волобуевым (1953) и многими другими исследователями.

Для подтверждения этих положений на рис. 107 приведено графическое распределение типов почв в зависимости от средне-

годовых значений температуры и влажности воздуха. Наблюдается закономерное чередование типов почв от тундровых, подзолистых, черноземов и каштановых до солончаков, серо-бурых пустынных почв и песков. По мере роста влажности воздуха в пределах температур 4—12° каштановые почвы переходят в черноземы, а последние — в дерново-подзолистые и лесные почвы. Участок с каштановыми почвами при большой влажности воздуха в интервале температур от 10 до 12° соответствует прибрежной зоне Причерноморских и Приазовских степей. При среднегодовых значениях температуры воздуха, превышающих 12°, типы почв по мере роста влажности воздуха изменяются от песков и серо-бурых пустынных почв до солончаков.

Следует заметить, что типы почв не являются пассивным результатом воздействия на подстилающую поверхность гидрометеорологических факторов. Почва сама в состоянии оказывать и действительно оказывает огромное влияние на метеорологические процессы, тепло- и влагообмен в приземном слое атмосферы вследствие различия таких свойств почвы, как ее плодородие, водно-физические и тепловые свойства. Наиболее важными характеристиками почвы для режима испарения являются ее водно-физические свойства. В табл. 38 приведена сводка водно-физических свойств основных видов и разновидностей почв (Йовенко, 1960). Из этой таблицы мы видим, что такие водно-физические свойства почв, как наименьшая влагоемкость, неусвояемая влага и, наконец, максимально возможные запасы продуктивной влаги в метровом слое, изменяются на десятки и сотни процентов. Это обстоятельство играет важную роль в формировании макро- и микроклиматических условий.

Локальные участки с видами почв (например, пески, солончаки, торфяники и т. д.), отличными от общего фона их распределения, характеризуемого данными рис. 107, вносят существенные микроклиматические отличия, которые необходимо учитывать при решении многих вопросов сельскохозяйственного производства, мелиорации, строительства и т. д.

Таким образом, все основные климатообразующие факторы (составляющие теплового и водного балансов), а также такие климатические факторы, как типы почв и растительность, однозначно характеризуются значениями температуры и влажности воздуха, которые можно принять за основные количественные показатели климата.

Однако характеризовать климат только значениями температуры и влажности воздуха и оставить без внимания такой важный климатообразующий фактор, как ветер, нельзя. Известно, что при одной и той же температуре и влажности воздуха интенсивность тепло- и влагообмена поверхности почвы, растений и животных с атмосферой может изменяться в больших пределах в зависимости от скорости ветра, а следовательно, и интенсив-

Таблица 38

Характеристика водно-физических свойств основных видов и разновидностей почв (метровый слой)

Виды и разновидности почв	Механический состав	Наименьшая влагоемкость, мм	Неусвояемая влага, мм	Максимально возможные запасы продуктивной влаги, мм
Дерново-слабоподзолистые	Крупнопесчаные	80	12	68
То же	Мелкопесчаные	125	20	105
Дерново-среднеподзолистые	Глинисто-песчаные	190	30	160
То же	Супесчано-легкосуглинистые	240	50	190
Дерново-среднеподзолистые поверхностно-оглеенные	Легкосуглинистые	340	120	220
Иловато-глеевые	Иловато-супесчаные	300	100	200
Торфяно-глеевые	Торф и оглеенный песок	250	70	180
Торфяные	Торф	700	100	600
Светло-серые оподзоленные	Супесчано-легкосуглинистые	270	70	200
Серые оподзоленные	Легкосуглинистые	290	110	190
Темно-серые оподзоленные	Среднесуглинистые	300	120	180
Черноземы оподзоленные	Легкосуглинистые	310	120	190
Черноземы типичные (мощные)	Среднесуглинистые	310	140	180
Черноземы карбонатные луговые	Легкосуглинистые	300	110	190
Черноземы луговые солончаковые	Среднесуглинистые	305	145	160
Черноземы обыкновенные	Легкосуглинистые	305	130	175
То же	Среднесуглинистые	330	170	160
„	Тяжелосуглинистые	350	195	155
Черноземы южные малогумусные	Среднесуглинистые	320	170	150
Черноземы южные солонцеватые	Тяжелосуглинистые	330	190	140
Темно-каштановые солонцеватые	Супесчано-легкосуглинистые	245	115	130
То же	Среднесуглинистые	315	165	150
„	Тяжелосуглинистые	340	200	140
Каштановые сильно солонцеватые	Тяжелосуглинистые	350	225	125
Черноземные почвы на песках	Мелкопесчано-пылеватые	200	80	120

ности турбулентного обмена. С ростом скорости ветра интенсивность обмена возрастает. Чтобы убедиться в этом, достаточно вспомнить наши восприятия холода при одной и той же низкой температуре воздуха во время штиля и при больших скоростях ветра. В последнем случае морозная погода переносится особенно трудно. То же самое наблюдается и при теплом сухом воздухе. В случае штиля такой воздух гораздо менее опасен для растений, чем при значительных скоростях ветра, т. е. при суховеях.

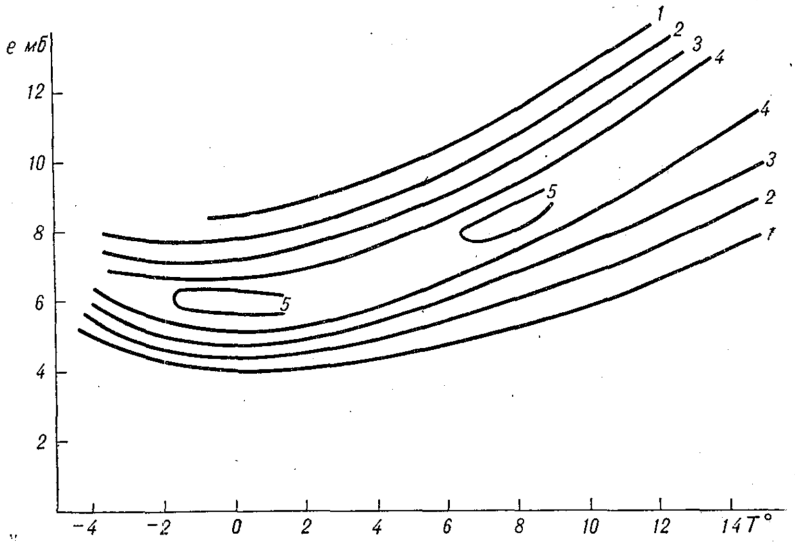


Рис. 108. Связь средних многолетних значений скорости ветра (м/сек.) на высоте флюгера со средними многолетними значениями температуры и влажности воздуха.

Исследование связи скорости ветра с температурой и влажностью воздуха, проведенное выше, показало, что даже для отдельных сроков эта связь хорошо выражена. Максимальные значения скорость ветра имеет при равновесной и слабовыраженной сверхравновесной стратификации атмосферы, т. е. в дневное время с развитой циклонической деятельностью. В инверсионных условиях, типичных для ночной части суток, скорость ветра снижается. Она заметно снижается также и при значительных сверхравновесных вертикальных градиентах температуры, когда в светлую часть суток при антициклоническом типе погоды часто наблюдаются штилевые условия.

Связь скорости ветра с температурой и влажностью воздуха становится еще более определенной, если вместо данных за отдельные сроки на график нанести осредненные величины

скорости ветра за месяц (рис. 96) или год (рис. 108). Из графиков видно, что каждой паре значений температуры и влажности воздуха обычно соответствует своя осредненная скорость ветра, а вместе с ней и интенсивность турбулентного обмена. Это обстоятельство приводит к выводу, что и ощущение тепла или холода при различных значениях T и e должно быть характерным только для данных климатических условий. Таким образом, и с точки зрения ветрового фактора количественная характеристика климата значениями температуры и влажности воздуха является вполне пригодной.

4.3.2. Испарение с болот

Болота и заболоченные земли занимают около 10% территории Советского Союза. Они являются характерным природным ландшафтом для всей лесной зоны страны и поэтому заслуживают особого внимания. Настоящий параграф написан автором совместно с Л. Г. Бавиной, которая подготовила также необходимые исходные данные.

Условия испарения с естественных болот весьма своеобразны. С одной стороны, большая обводненность их и высокий уровень грунтовых вод, точнее болотных вод, говорит в пользу высоких величин испарения с болот. С другой стороны, ксерофитный (засухоустойчивый) характер ряда болотных растений и общеизвестные случаи пожаров как на верховых, так и на низинных (пойменных) болотных массивах свидетельствуют о наличии частых засух.

Это парадоксальное явление объясняется строением и водными свойствами верхних слоев торфяной залежи. Ее крупнопористая структура обеспечивает лишь небольшую высоту капиллярного поднятия от уровня болотных вод, большая часть остальной влаги находится в клетках растительных остатков, из которых состоят верхние слои торфяной залежи. Эта вода практически неподвижна и труднодоступна для растений (Романов, 1949; Иванов, 1957). Кроме того, для большинства болотных растений характерно неглубокое расположение корневой системы. Так, по данным Н. Г. Солоневич, приведенным в работе В. В. Романова (1962), корневая система болотных кустарников не распространяется глубже 10—20 см от поверхности. Поэтому при опускании уровня болотных вод на глубину 40—50 см растения могут испытывать недостаток влаги и резко сокращать транспирацию.

Основная часть суммарного испарения с болот должна быть отнесена за счет транспирации растительности. С этой точки зрения весьма важным является дифференцированное изучение испарения с различных болотных микроландшафтов. Так называется часть территории болотного массива, занятая какой-либо

одной растительной ассоциацией или комплексом растительных ассоциаций и характеризующаяся определенным водным и температурным режимом, практически однородным в пределах занимаемой площади.

По данным В. В. Романова (1961, 1962), испарение с низинных (травяных) болотных микроландшафтов может превышать испарение с верховых (моховых) микроландшафтов на 20—40%. Различие в испарении с разных верховых микроландшафтов невелико. В грядово-мочажинных комплексах верховых болот испарение с сильно увлажненных участков (мочажин) превышает испарение с более сухих участков (гряд) всего на 10—15%.

Исследование испарения с болот проводится на болотных гидрометеорологических станциях, расположенных в различных частях обширной территории Советского Союза. При этом применяются два метода: метод испарителей и метод теплового баланса.

Испарители-лизиметры ГГИ-Б-1000 (Романов, 1961, 1962) сконструированы таким образом, чтобы в них можно было бы устанавливать уровень грунтовых вод, соответствующий уровню воды на болоте, и тем самым максимально приближать условия испарения в лизиметрах к условиям испарения на болоте.

Метод теплового баланса применяется в двух вариантах: полный, когда все составляющие радиационного баланса, градиенты температуры и влажности воздуха и температуры торфяной залежи измеряются с большой повторностью в течение суток, и упрощенный, когда радиационный баланс рассчитывается по температуре, влажности воздуха и облачности в течение суток (Романов, 1956). Градиенты температуры и влажности воздуха в упрощенном методе определяются по самописцам (термографам и гигрографам), установленным на двух высотах.

Полный метод теплового баланса ввиду трудоемкости наблюдений может применяться только в течение нескольких суток (серии) и служит главным образом для выяснения закономерностей суточного хода испарения и установления зависимости испарения от определяющих его факторов. Этот метод практикуется также в экспедиционных условиях, когда исследование испарения возможно вести большими силами в течение короткого периода времени. Упрощенным методом теплового баланса можно вести наблюдения в течение всего сезона, однако точность его заметно ниже. Это связано главным образом с малой точностью расчета радиационного баланса по метеорологическим данным за короткие периоды времени. В тех случаях, когда имеется возможность использовать измеренные величины радиационного баланса, точность метода значительно возрастает. На рис. 109 для иллюстрации точности расчетной методики приведена связь декадных сумм испарения, измеренных с помощью

испарителей ГГИ-Б-1000 и рассчитанных по упрощенному методу теплового баланса (по наблюдениям на болотной станции Крестуново УГМС БССР).

Метод теплового баланса выгодно отличается от метода испарителей тем, что испарение может определяться за короткие промежутки времени (порядка часа), одновременно измеряется основной фактор, определяющий величину испарения, — радиационный баланс и, наконец, величина испарения получается сразу

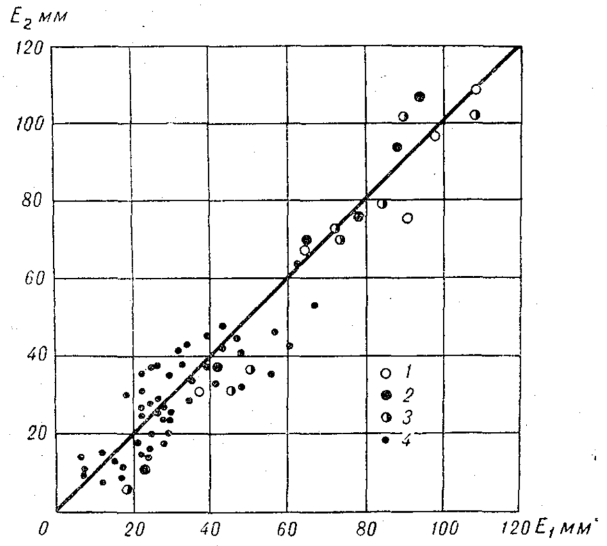


Рис. 109. Связь величин испарения с болотных массивов, измеренного испарителями (E_1) и рассчитанного по упрощенному методу теплового баланса (E_2).

1 — месячные нормы испарения с центральных частей верховых болотных массивов Зеленогорска; *2* — то же, Тоома; *3* — то же, Кемери; *4* — декадные суммы испарения на болотной станции Крестуново (осоково-гипновый микроландшафт).

осредненной для значительной площади. Однако, когда необходимо исследовать испарение с отдельных участков болота, например с гряд или мочажин, можно применить только метод испарителей.

Для характеристики режима испарения с болот, расположенных в различных климатических зонах, данных непосредственных измерений, которые ведутся лишь в течение последних 5—8 лет, еще недостаточно.

На рис. 110 для примера представлен сезонный ход испарения (средний за 5 лет) с гряд, мочажин и водной поверхности, наблюдаемый по испарителям на болотной станции Кемери (Литва).

Метод расчета испарения с болот был предложен В. В. Романовым в 1953 г. Исследуя процесс испарения с болот, он пришел к выводу, что определяющим является энергетический фактор, т. е. количество тепла, получаемое испаряющей поверхностью, поэтому при расчете испарения целесообразнее всего определять его по радиационному балансу.

На основе анализа связей испарения с радиационным балансом им было получено эмпирическое уравнение вида

$$E = aR + c, \tag{191}$$

где a и c — эмпирические коэффициенты.

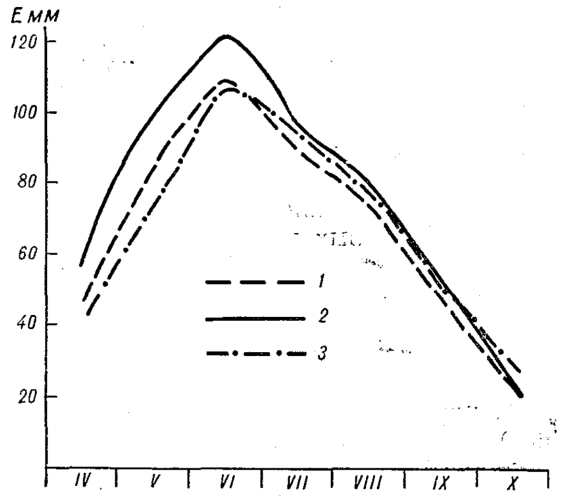


Рис. 110. Сезонный ход испарения (средний за 5 лет) в грядово-мочажинном комплексе по наблюдениям с помощью испарителей ГГИ-Б-1000.

1 — на гряде, *2* — на мочажине и ГГИ-3000 (*3* — с водной поверхности).

Коэффициент a, иногда называемый удельным испарением, имеет размерность мм/кал/см^2. Его величина может изменяться от значений, близких к нулю, когда испарение очень мало (условия пустыни), до 16,7 мм/ккал/см^2, когда затрачиваемое на испарение тепло равно радиационному балансу. Для условий болот a обычно колеблется от 7,0 до 13,5 мм/ккал/см^2.

Коэффициент c выражается в миллиметрах и определяет главным образом дополнительное испарение за счет адвективного притока тепла на болото. В большинстве случаев наблюдений величина c положительна, в среднем она не превышает 3—5% величины испарения. Максимальное наблюденное значение c для верховых болот составило 9%. Для низинных

болотных массивов, особенно в зоне недостаточного увлажнения и при небольших размерах массивов, величина адвекции тепла может быть весьма значительной.

Выведенная на основе ограниченного экспериментального материала зависимость подтверждалась и уточнялась в дальнейших работах В. В. Романова (1961, 1962), а также в работах С. М. Новикова (1963), Р. Ф. Бюрига и И. И. Калюжной (1965), В. Ф. Шебеко (1965) и другие. Во всех этих работах подробно исследуются значения эмпирических коэффициентов и главным образом зависимость коэффициента a от двух других важных факторов испарения: обеспеченности влагой испаряющей поверхности и транспирирующей способности болотной растительности. Скорость подачи воды к испаряющей поверхности для неосушенных массивов определяется положением уровня болотных вод относительно поверхности болот. Однако четкая зависимость коэффициента a от уровня болотных вод наблюдается лишь при уровнях глубже определенного горизонта. Положение этого горизонта определяется глубиной распространения корневой системы растений и высотой капиллярного поднятия влаги в торфяной залежи. Для верховых сфагново-кустарниковых болотных микроландшафтов слой торфяной залежи, в которой коэффициент a практически не зависит от положения уровня болотных вод, составляет 45—50 см от поверхности моховых подушек. Для низинных осоково-гипновых и осоковых микроландшафтов этот слой составляет 35—40 см от поверхности межкочечных понижений. Транспирирующая способность болотной растительности зависит от видового состава, густоты и высоты растений. Закономерное сочетание определенных видов растений входит в определение понятия болотный микроландшафт. Поэтому одни и те же болотные микроландшафты, где бы они ни встречались, будут обладать практически одинаковой транспирирующей способностью.

При прочих равных условиях значения коэффициента a будут бóльшими для низинных травяных болотных микроландшафтов, чем для верховых моховых микроландшафтов. Величина этого коэффициента будет изменяться также в течение сезона в зависимости от фазы развития растительности, однако эта зависимость для болот выражена слабо.

На осушенных болотах, занятых сельскохозяйственными культурами или лугом, густота и мощность растений учитывается обычно по урожаю зеленой массы или сена. Чем выше урожай, тем несколько выше транспирирующая способность растительного покрова и, следовательно, больше значения коэффициента a. Например, В. Ф. Шебеко (1965) приводит разные зависимости коэффициента a от влажности почвы при урожае сена 25—30 и 50 ц/га.

Зависимость (191) использовалась до сих пор в расчетах в двух основных случаях. Во-первых, зависимость использовалась для расчета испарения с конкретного болотного массива (или микроландшафта) за конкретный период по известным значениям коэффициента a. При этом используется зависимость величины a от уровня болотных вод по периодам вегетации. Такие расчеты производил, например, В. В. Романов (1961) для определения водного баланса болота Ламмин-Суо в годы с различной влажностью. Контролем этих расчетов было сопоставление наблюденных и вычисленных по уравнению водного баланса уровней болотных вод. Суммарное расхождение за вегетационный период составило всего около 30 мм.

Подобные расчеты проводились для определения водного баланса низинного Лунинского болотного массива (Бавина, 1966). На основе четырех лет (1959—1962) наблюдений над испарением была исследована закономерность изменения величины коэффициента a по месяцам в течение вегетационного сезона при высоком стоянии уровня болотных вод. На основе этих исследований с учетом величин R для болотного массива было рассчитано испарение за 5 лет (1954—1958). В качестве контроля были использованы величины испарения, рассчитанные по уравнению водного баланса.

Результаты расчета приведены в табл. 39. Как видно из этой таблицы, расхождение между сравниваемыми величинами не превышает в большинстве случаев 4%, лишь в особо маловодный 1954 г. испарение, рассчитанное по водному балансу, на 10% ниже, чем по формуле.

Таблица 39

Сопоставление величин испарения с болот, рассчитанных методом водного баланса и упрощенным методом теплового баланса

Год	Осадки, мм	Сток, мм	Изменение запаса вод, мм	Испарение, мм		Отклонение, %
				по формуле $E = H - (S_{пов} + \Delta W + S_{гр} + S_{бок})$ [1]	по формуле $E = aR + c$	
1954	675	20	201	454	506	10
1955	712	108	43	561	549	2
1956	633	146	—2	489	468	4
1957	610	158	—60	512	509	0,6
1958	744	248	23	473	488	3
1959	599	110	—102	591	589	0,3

[1] H — осадки за рассматриваемый период, $S_{пов}$ — поверхностный сток, $\Delta W = W_н - W_к$ — разность начальных и конечных влагозапасов слоя почвы активного влагообмена, $S_{гр}$ — водообмен с нижележащими слоями почвы, в том числе и с грунтовыми водами, $S_{бок}$ — боковой водообмен с окружающими полями или водосборами.

Во-вторых, формула (191) используется для расчета норм испарения с неизученных болотных массивов. В этом случае коэффициент *c* принимаем равным нулю, т. е. пренебрегаем возможной адвекцией тепла на болото. Это справедливо при больших размерах болотных массивов и при относительно небольшой разнице в величинах испарения с болот и суходолов, что имеет место в лесной зоне. Для расчета норм испарения с болот за вегетационный сезон используются средние многолетние значения радиационного баланса болот и значения коэффициента *a* для средних условий увлажненности по периодам вегетации.

Расчеты норм испарения с верховых и низинных болот для ЕТС произвел В. В. Романов (1961, 1962). Однако использованные им для расчета величины радиационного баланса, хорошо согласующиеся с данными карт радиационного баланса ГГО (Берлянд, Ефимова, 1955), оказались заниженными по сравнению с новейшими данными ГГО (Атлас теплового баланса, 1963) на 15—20%. Это привело к занижению рассчитанных норм испарения. Более хорошее совпадение с результатами наблюдений над испарением на болотных станциях дают расчеты норм испарения, выполненные с использованием среднемноголетних измеренных величин радиационного баланса болот. Однако таких данных по радиационному балансу недостаточно. Поэтому для определения радиационного баланса болота были использованы

Таблица 40

Средние многолетние величины испарения с болот, находящихся в различных климатических условиях

№ п/п	Пункт	Вегетационный период (декада, месяц)		Испарение, мм	
		начало	конец	с верховых микроланд-шафтов	с низинных микроланд-шафтов
1	Петрозаводск . .	1 V	3 IX	330	
2	Каргополь . . .	1 V	3 IX	345	
3	Воейково . . .	1 V	3 IX	380	435
4	Николаевское . .	3 IV	1 X	390	430
5	Кострома . . .	3 IV	1 X	385	440
6	Рига	3 IV	2 X	410	450
7	Горький	3 IV	1 X	415	455
8	Нолинск	3 IV	3 IX	430	475
9	Смоленск . . .	2 IV	2 X	425	450
10	Минск	2 IV	2 X	460	515
11	Вязовые	3 IV	1 X	460	510
12	Василевичи . . .	2 IV	2 X		510
13	Павелец	2 IV	2 X		520
14	Пинск	2 IV	3 X		550
15	Киев	2 IV	3 X		570

измеренные на актинометрических станциях среднемноголетние величины суммарной радиации, альбедо для условий болот и эффективное излучение, рассчитанное по методике, описанной в Атласе теплового баланса (1963), с поправкой на отличие температуры поверхности болот.

На рис. 109 представлена связь месячных сумм испарения с центральной части верховых болотных массивов, измеренных испарителями на болотных станциях Зеленогорской (10 лет наблюдений), Кемери (7 лет наблюдений) и Тоома (5 лет наблюдений) и рассчитанных по данным ближайших актинометрических станций Воейково, Рига, Тарту. Как видно из рисунка, рассчитанные величины вполне удовлетворительно согласуются с измеренными.

Подобные расчеты были проведены для ряда пунктов ЕТС (табл. 40). Коэффициенты a для этих расчетов были получены на основе данных наблюдений над испарением методом теплового баланса: для верховых болотных микроландшафтов на болотных станциях Зеленогорской, Тоома и Кемери, для низинных микроландшафтов на болотной станции Крестуново (Пинское полесье). За вегетационный сезон принимался период с температурой воздуха выше +5°.

4.3.3. Испарение в условиях леса

Леса занимают почти половину площади территории Советского Союза. Они распространены в различных почвенно-климатических зонах, начиная от холодной хвойной тайги, через смешанные и лиственные леса до горных районов Карпат, Крыма, Кавказа, Средней Азии и Алтая. Зона распространения лесов и их характер тесно связаны с общими климатическими и лесорастительными условиями. В то же время леса сами оказывают существенное и, как правило, благотворное гидрометеорологическое влияние на окружающую территорию. Поэтому говорят о термо- и водорегулирующей роли леса и его водоохранной роли. Такая роль приписывается лесу вследствие его способности к тепло- и водоаккумуляции, что приводит к смягчению континентальности климата, к ослаблению паводочного и усилению меженного стока. Исследованию этой роли леса посвящено большое количество работ (Воейков, 1952; Высоцкий, 1960, 1960а; Молчанов, 1960, 1966; Рахманов, 1956; Федоров, 1964; Раунер, 1965; Китредж, 1951, Бочков, 1954; Львович, 1963 и др.). Благотворное влияние леса послужило основой для его использования в качестве важного средства агролесомелиорации.

Лесные полезащитные и приовражные полосы совместно с агротехническими приемами высококультурного земледелия являются надежной основой высоких и устойчивых урожаев в зонах недостаточного увлажнения. При орошении лесные

полосы также сохраняют свое благотворное влияние, так как существенно снижают поливные нормы. Исследованию гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения посвящено большое количество работ (Львович, 1950, 1963; Смолько, 1954; Сапожникова, 1957; Панфилов, 1948; Бяллович, 1940, 1940а; Бодров, 1961; Логинов, 1961; Горшенин, 1949; Константинов, Молчанов, 1957; Кучерявых, 1940; Рутковский, 1948; Бочков, 1954; Будыко, Юдин, 1951; Дроздов, 1950; Константинов, Струзер, 1965), поэтому мы на этом вопросе останавливаться не будем.

В настоящем параграфе мы рассмотрим лишь те условия формирования испарения в лесу, которые приводят к его отличию от величин испарения с окружающих сельскохозяйственных угодий. Материалы этих исследований заимствованы нами главным образом из работ С. Ф. Федорова (1957, 1959, 1961, 1963, 1964, 1965) и Ю. Л. Раунера (1958, 1960, 1960а, 1962, 1963, 1965). Материалы С. Ф. Федорова получены в Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории, расположенной в зоне преимущественно хвойных лесов избыточного увлажнения (северо-запад РСФСР). При этом экспериментально определялись все составляющие теплового и водного балансов отдельных деревьев, помещенных в испарители и лизиметры, воднобалансовых площадок и целых лесных водосборов. Методика исследований описана в монографии В. А. Урываева (1953), работах С. Ф. Федорова (1957, 1961, 1963, 1964), автора и С. Ф. Федорова (1960), а также частично в § 1.1.1. Особенностью этих исследований является их комплексность, большой объем наблюдений и тщательность выполнения. «Жемчужиной» этих наблюдений являются лесные градиентные мачты, описанные в § 2.2.1.

Наиболее характерной особенностью материалов наблюдений Ю. Л. Раунера (1958, 1962, 1963) является детальное исследование составляющих теплового баланса и их влияния на лесорастительные условия. Наблюдения проводятся преимущественно в подмосковных лесах с использованием материалов наблюдений, проведенных в других климатических зонах.

Испарение в условиях леса определяется большей частью методами весовых испарителей или лизиметров, водного или теплового баланса и методом «быстрого взвешивания». Все эти методы, кроме водного баланса, весьма трудоемки и поэтому применяются главным образом при проведении научных исследований.

Метод быстрого взвешивания (Иванов, 1950, 1953, 1956, 1956а и др.) заключается в определении расхода воды на транспирацию срезанной ветки дерева. Этот метод дал много интересных сведений о закономерностях процесса испарения с лесных крон и с успехом использовался преимущественно лесоводами. Однако трудности поддержания естественных условий для транспира-

ции ветки в период ее взвешивания, а также трудности интерпретации этих данных при переходе от величин транспирации одной ветки ко всему дереву, а тем более к лесному массиву ограничивают широкое применение этого метода.

Метод водного баланса получил достаточно широкое распространение при определении испарения с отдельных лесных массивов. Наряду со стоком и влагозапасами почвы в данном случае необходимо тщательно измерять осадки, выпадающие в лесу. При этом нельзя пользоваться данными соседней метеорологической станции, расположенной в поле. Это обстоятельство связано с влиянием леса на осадки. Согласно ряду исследований (Костин, 1949; Калинин, 1950; Дроздов, 1950; Константинов, 1952а, 1952б; Кузнецова, 1957; Дроздов и Григорьева, 1963), лес увеличивает осадки на 5—20% в основном вследствие увеличения макрошероховатости подстилающей поверхности. Чем бóльшая шероховатость, тем бóльший эффект влияния леса на осадки.

При определении стока и влагозапасов почвы лесных массивов необходимо иметь в виду, что вследствие наличия лесной подстилки и повышенной инфильтрационной способности лесных почв имеется тесная связь поверхностных вод с грунтовыми. Поэтому определение влагозапасов почвы необходимо проводить до больших глубин, а измерение суммарного стока с лесного массива необходимо проводить в замыкающем створе, дренирующем грунтовые воды.

Рассмотрим некоторые результаты экспериментального исследования испарения в лесу. Суточный ход испарения имеет выраженный характер (рис. 111). Оно максимально в полуденные часы и минимально (а порой имеет место конденсация) ночью. Такой ход испарения справедлив для отдельных деревьев, транспирации леса и суммарного испарения с лесного массива. Суммарное испарение с леса в сильной мере зависит от уровня грунтовых вод. В табл. 41 для примера представлено сопоставление величин испарения с высотой стояния уровня грунтовых вод в хвойном лесу Валдайского района. С повышением уровня испарение возрастает. Столь тесная связь обусловлена не только прямой зависимостью водопотребления древостоя от близости воды к корневой системе, но и зависимостью уровня грунтовых вод от тех же метеорологических условий, которые непосредственно влияют на величину испарения.

О расходе влаги на испарение с различных по составу лесных насаждений в литературе имеются лишь отрывочные данные. Такие сведения для дуба, осины и ясеня, полученные на базе Теллермановского опытного лесничества, приводятся в работах А. А. Молчанова (1961, 1963). Подобные данные получены и С. Ф. Федоровым для еловых и лиственных насаждений. Эти данные представлены на графике, приведенном на рис. 112,

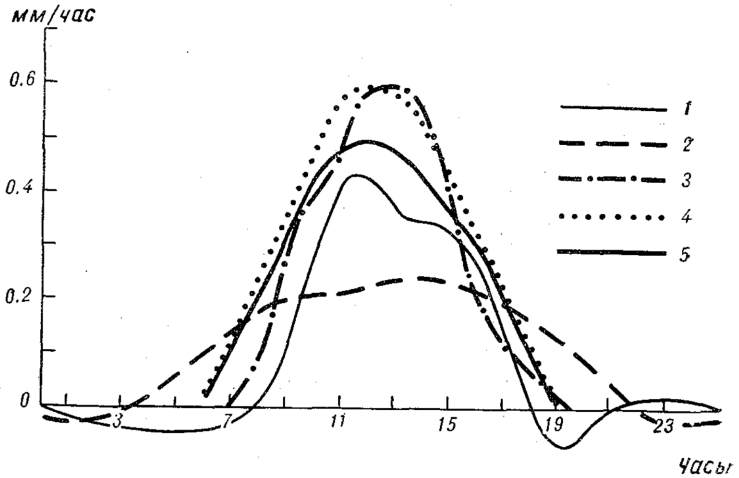


Рис. 111. Суточный ход испарения в лесу.

1 — суммарное испарение с отдельного дерева (береза); *2* — испарение с хвойного леса за 21—25/V 1960 г.; *3* — то же, за 22—23/VII 1961 г.; *4* — осредненное испарение с лиственного леса; *5* — осредненная транспирация лиственного леса.

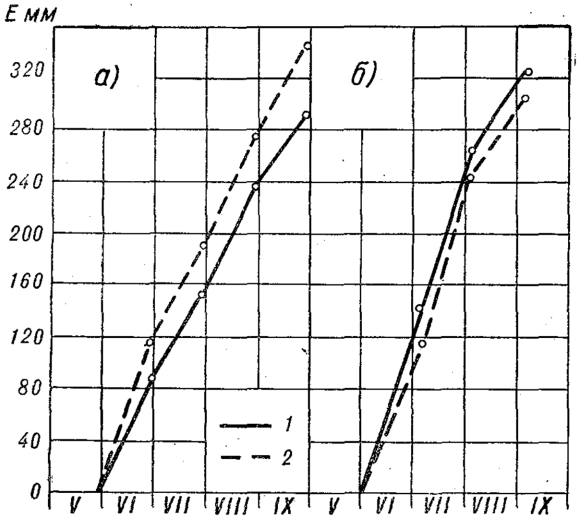


Рис. 112. Интегральные кривые суммарного испарения с различных по составу лесонасаждений в относительно холодные (*а*, 1962 г.) и теплые (*б*, 1960 г.) и периоды вегетации.

1 — хвойные лесонасаждения; *2* — лиственные.

Таблица 41

Связь суммарного испарения со средним уровнем грунтовых вод в хвойном лесу

Год	1955	1956	1957	1958	1959
Уровень, см	69	44	49	101	153
Испарение, мм	415	447	453	422	364
Год	1960	1961	1962	1963	1964
Уровень, см	124	84	56		
Испарение, мм	405	420	425	405	388

из которого следует, что во влажные годы испарение с еловых лесов превосходит испарение с лиственных насаждений. В засушливые годы имеет место обратная картина. Эти и другие данные показывают, что в целом различия в водопотреблении еловых и лиственных лесов невелики. Лишь сосновые леса, как правило, расходуют воду на испарение менее интенсивно, что говорит о их лучшей водорегулирующей роли.

Испарение с леса, естественно, зависит от общих метеорологических условий. Можно принять за количественную характеристику метеорологических условий индекс сухости, представляющий собой, как известно, отношение радиационного баланса к затрате тепла на испарение выпавших осадков, т. е. $\frac{R}{LH}$. Надо при этом помнить (см. § 4.2.1), что этот индекс, или коэффициент, как и большинство подобных коэффициентов, не однозначен, так как в случае больших R и LH и малых значений этих элементов отношение $\frac{R}{LH}$ может оказаться одинаковым, тогда как лесорастительные условия могут быть при этом самыми различными. Однако для сравнительно узкого интервала условий произрастания, например, хвойных лесов это обстоятельство не вносит больших искажений.

Построенная С. Ф. Федоровым зависимость испарения за теплый период года с хвойного леса от коэффициента сухости (рис. 113) показывает наличие оптимальных условий водопотребления лесом в диапазоне около $\frac{R}{LH} = 1 \div 1{,}5$, выше которого водопотребление древостоя сокращается вследствие малых влагозапасов почвы, а ниже сокращается вследствие недостатка тепла. Как и в случае сельскохозяйственных растений (§ 5.1.1, 5.1.2), наибольший прирост растительной массы, согласно исследованиям В. Е. Рудакова (1961) и других, имеет место при максимальном водопотреблении, не ограниченном недостатком ни тепла, ни влаги.

На величину интенсивности испарения с леса большое влияние оказывает размер площади лесного массива. Чем меньше

площадь массива, тем сильнее влияние краевого эффекта, имеющего место на его опушках. В этом случае к опушке леса сметаются твердые осадки, оседают на деревьях горизонтальные осадки: изморозь, гололед, туман и т. д. Таким образом, лес в своем распоряжении имеет больше влаги, чем аналогичные по размерам безлесные участки. То же самое можно сказать и о количестве тепла, поглощенного лесом. Это происходит потому, что альбедо лесной поверхности в среднем ниже альбедо полевых участков; лес, представляющий собой вертикальное препятствие, затеняет часть поверхности поля с теневой стороны; прогретый над полями воздух, двигаясь вдоль поверхности полей,

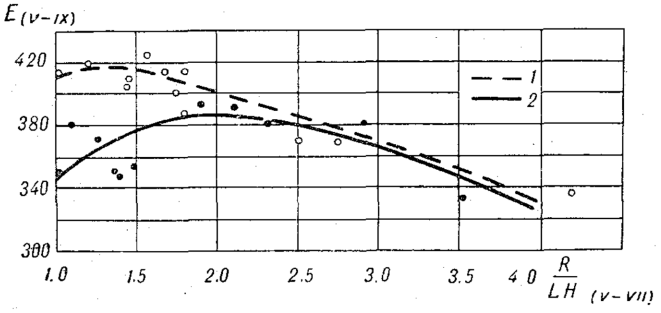


Рис. 113. Зависимость испарения с леса (*1*) и поля (*2*) от индекса сухости $\frac{R}{LH}$ (за май—июль).

отдает вследствие адвекции часть своего тепла при подходе к лесной опушке, а затем вследствие вертикального турбулентного обмена отдает часть тепла самой поверхности лесного массива.

Кроме того, с наветренной стороны лесного массива повышается испаряемость, так как имеет место проникновение внутрь массива (по крайней мере на ее опушке) относительно сухого воздуха из слоев, расположенных над полями на высоте нескольких метров. Таким образом, листовая поверхность деревьев, расположенных на опушке, находится в условиях с бóльшими градиентами влажности (поверхность листьев — воздух), чем это имеет место на окружающих полях. То же самое относится и к скорости ветра. На опушке она существенно больше, чем в соответствующих условиях (внутри травостоя) в поле. Наряду с этим лесной массив ограниченной площади имеет возможность влагообмена не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении.

Все эти обстоятельства не могут не привести к возрастанию интенсивности испарения с уменьшением площади лесного массива. Соответствующие экспериментальные данные вполне под-

тверждают это положение (рис. 114). Эти данные, заимствованные нами из работы Ю. Л. Раунера (1965), легко представить в виде связи относительной интенсивности испарения $\frac{E_S}{E_\infty}$ с размером площади S (близкой по форме к квадрату или кругу) лесного массива. Эта связь, как и в случае орошаемого массива (рис. 100), показывает, что заметное влияние краевого эффекта распространяется вплоть до площади 100—1000 км². Поэтому при производстве практических расчетов его необходимо учитывать.

В заключение приводим табл. 42, заимствованную из работы Ю. Л. Раунера (1965), в которой даются материалы непосредственных определений суммарного испарения с разных типов лесов в различных климатических условиях.

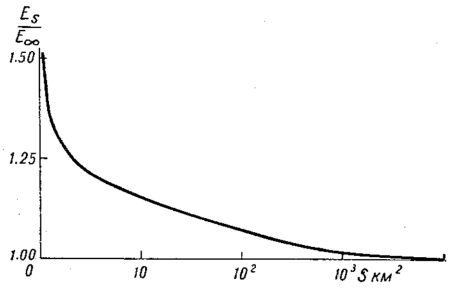


Рис. 114. Зависимость интенсивности испарения с леса от площади лесного массива.

E_S — интенсивность испарения с ограниченного лесного участка площадью S; E_∞ — интенсивность испарения с лесного массива площадью 100×100 км².

Вопросом исследования относительной роли отдельных составляющих в формировании суммарного испарения с леса: транспирации, испарения с почвы и испарения осадков, задержанных кронами деревьев, посвящено значительное количество работ (Бодров, 1952, 1961; Китредж, 1951; Федоров, 1962, 1965 и т. д.). В них приводятся данные о величине этих компонент для отдельных видов леса, разного возраста и полноты, в разное время года (см., например, табл. 43).

Если осреднить эти данные и представить их отдельно для хвойных и лиственных лесов в зрелом возрасте с полнотой 0,6—0,8, то можно приближенно считать, что за год в хвойных лесах на транспирацию расходуется около 45%, на испарение с почвы 30% и на испарение осадков, задержанных кронами деревьев, 25% суммарного испарения. Соответствующие характеристики для лиственных лесов составляют 50, 35 и 15%. Для условий валдайского хвойного леса, по данным С. Ф. Федорова, в среднем многолетнем на транспирацию расходуется 44%, на испарение под пологом леса 29% и на испарение осадков, задержанных кронами, 27% суммарного испарения.

Следует заметить, что величину осадков, испарившихся с крон деревьев, можно большей частью почти целиком отнести к транспирации древостоя. На самом деле, после прекращения осадков кроны деревьев, даже будучи сухими, транспирировали бы весьма

Таблица 42

Материалы по суммарному испарению лесных насаждений

№ пунктов	Местоположение пунктов	Тип леса	Автор	Цикл измерений	Число лет	Суммарное испарение, мм
1	Архангельская область	Сосновый лес разных типов	Молчанов, 1960	год	2	280
2	Вологодская область	Еловый лес разных типов	Бирюков (цит. по Молчанову, 1960)	год	1	360
3	Ленинградская область	Лиственный лес	Рутковский, 1940	год	4	430
4	Новгородская область	Еловый лес	Федоров, 1962	V—IX	7	390
5	Калининская область	Смешанный лес	Васильев, 1950	год	3	380
6	Московская область	Лиственный лес	Раунер, 1965	V—IX	2	450
7	То же	Сосновый лес разных типов	Молчанов, 1960	год	6	430
8	„	Еловый лес	Молчанов, 1960	год	6	480
9	„	Смешанный лес	Васильев, 1954	V—IX	3	540
10	„	Сосновый лес разных типов	Васильева, 1964	V—IX	3	435
11	Орловская область	Смешанный лес	Зонн и Кузьмина, 1960	V—IX	3	500
12	Курская область	Дубовый лес	Большаков, 1961	IV—X	7	600

№ пунктов	Местоположение пунктов	Тип леса	Автор	Цикл измерений	Число лет	Суммарное испарение, мм
13	Курская область	Дубовый лес	Раунер, 1964	V—IX	3	530
14	Сумская область	Лиственный и сосновый лес	Готшалк, 1939; Высоцкий и Фальковский, 1933	год	5	550
15	Воронежская область	Дубовые и сосновые леса разного возраста	Молчанов, 1964	год	8	470
16	Кировоградская область	Дубовый лес	Скородумов, 1964	год	6	520
17	Донецкая область	Лиственный лес	Высоцкий, 1960б; Дулов, 1904	год	2	500
18	Николаевская область	Лиственный лес	Зарудный, 1965	год	2	500
19	Уральская область	Лесополоса (лиственные породы)	Степанец, 1963	V—IX	2	320
20	Донецкая область	Дубовый лес	Михович, Макаренко, 1964	V—X	4	405
21	Луганская область	Лиственный лес и лесополоса (лиственные породы)	Зонн, 1959	год	4	430
22	Херсонская область	Лесополоса (лиственные породы)	Милосердов, 1964	IV—X	3	360
23	Калмыцкая АССР	Посадки дуба	Черников, 1957	IV—X	12	400
24	Уральская область	Посадки вяза	Эрперт, 1962	V—IX	2	300
25	То же	Посадки дуба	Польский, 1963	V—IX	4	300

Таблица 43

Суммарное испарение (E), транспирация ($E_т$), испарение под пологом леса ($E_п$) и испарение задержанной части осадков ($E_з$) за май—сентябрь в различные по увлажненности годы (мм)

Год	Индекс сухости (V—VII)	Осадки, мм	E	$E_т$	$E_п$	$E_з$
1953	1,02	620	419	163	110	146
1957	1,66	496	412	165	112	135
1962	1,00	527	414	131	115	168
Среднее, мм		548	415	153	112	150
%		—	100	37	27	36
1951	2,18	255	368	164	118	86
1959	2,92	223	334	124	120	90
1960	2,33	299	369	166	120	83
Среднее, мм		259	357	151	119	87
%		—	100	43	33	24

интенсивно ввиду высокого увлажнения почвы, так что величина суммарного испарения была бы близка к испаряемости. Если листва смочена осадками, то транспирация, пока не испарится влага от осадков, прекращается. Тем самым примерно столько же экономится воды за счет сокращения транспирации, сколько расходуется ее на испарение задержанной части осадков.

Однако знак равенства между этими величинами все же ставить нельзя, ибо сказанное выше относится лишь к периоду активной вегетации древостоя, да и то с большой оговоркой. Дело в том, что испаряется вода листом в основном через устьицы. Зоны активной транспирации занимают лишь часть кроны дерева, тогда как остальные части листа, сучьев и ствола, покрытые толстой кутикулой, испаряют мало. Поэтому крона деревьев, целиком смоченная осадками, в первый момент испаряет более интенсивно, чем при естественной транспирации. В последнем случае избыток тепла расходуется на нагревание частей кроны, покрытых кутикулой. В дальнейшем это тепло расходуется на нагревание древесной массы, почвы и окружающего воздуха. Разница между испарением со смоченной кроны и ее возможной транспирацией после выпадения осадков оценивалась нами как разность между испаряемостью (смоченная крона) и фактическим испарением с леса при оптимальных влагозапасах почвы (сравнения производились за период от момента окончания дождя до момента полного испарения слоя осадков, задержанных кронами). Она, как и следовало ожидать, за период активной вегетации оказалась несущественной, лежащей в пределах 10% величины задержанной кронами части осадков. По-

этому в летний период (т. е. в период активной вегетации деревьев) с достаточной для практики точностью можно в величину транспирации деревьев включать и осадки, задержанные их кронами.

В холодную часть года деревья, лишенные листвы, задерживают пренебрежимо малую часть осадков (до 2%), поэтому величиной их испарения можно пренебречь. Что же касается хвойных лесов, то в холодную часть года хвоя задерживает жидкие осадки так же, как и летом, а твердые — еще более интенсивно. Эти осадки испаряются при сравнительно низких температурах, когда естественная транспирация деревьев практически отсутствует. Поэтому испарившиеся осадки нельзя включать в величину транспирации. Величина задержанного кронами слоя снега может быть весьма значительной, вследствие этого и годовая величина испарения осадков, задержанных кронами хвойных деревьев, возрастает до 25% по сравнению в 15% для лиственных.

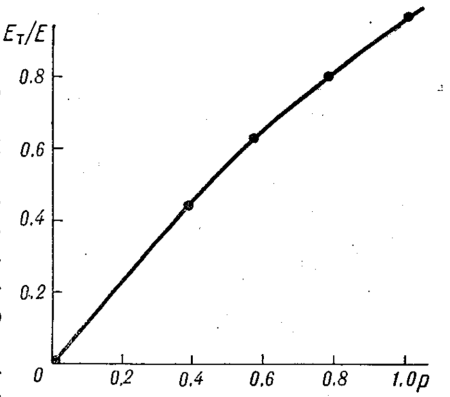


Рис. 115. Зависимость отношения транспирации $E_т$ к суммарному испарению с леса E от полноты лесонасаждений p.

Доля транспирации в общем испарении с леса зависит от полноты лесонасаждений. По данным С. Ф. Федорова и Ю. Л. Раунера, эта зависимость может быть представлена в виде кривой, изображенной на рис. 115, которая показывает, что с ростом полноты лесонасаждений доля транспирации (включая испарение задержанных кронами осадков) возрастает почти до 100%. И действительно, в густом затененном лесу почти полностью отсутствует травяная растительность и подлесок.

Перейдем к рассмотрению вопроса об оценке величин суммарного испарения с поля и леса в сравнительно одинаковых почвенно-климатических условиях. Лес, как мы видим, получает больше осадков и тепла. Поэтому испарение с лесных массивов при прочих равных условиях должно превосходить величину испарения с окружающих полей. Этому способствует и то обстоятельство, что продолжительность периода вегетации лиственного леса существенно больше, чем для поля (рис. 116 *а*). Полученные Ю. Л. Раунером (1965) разности в величинах испарения лиственного леса и поля для ЕТС оказались в устойчивой связи с широтой местности, как характеристики общих климатических условий (рис. 116 *б*). Величина этой разности, естественно, оказалась максимальной для зоны достаточного увлажнения (от 50

до 56° с. ш.), где имеют место наибольшие величины естественного испарения с почвы. О том же говорят данные, приведенные Ю. Л. Раунером, касающиеся распределения по территории величины отношения испарения с лиственного леса к среднему испарению с больших территорий (рис. 116 *б*). Мы видим, что испарение с лиственного леса в зоне достаточного увлажнения может превосходить испарение с окружающей территории до 30%, в зонах избыточного и недостаточного увлажнения это превышение составляет 10—20%.

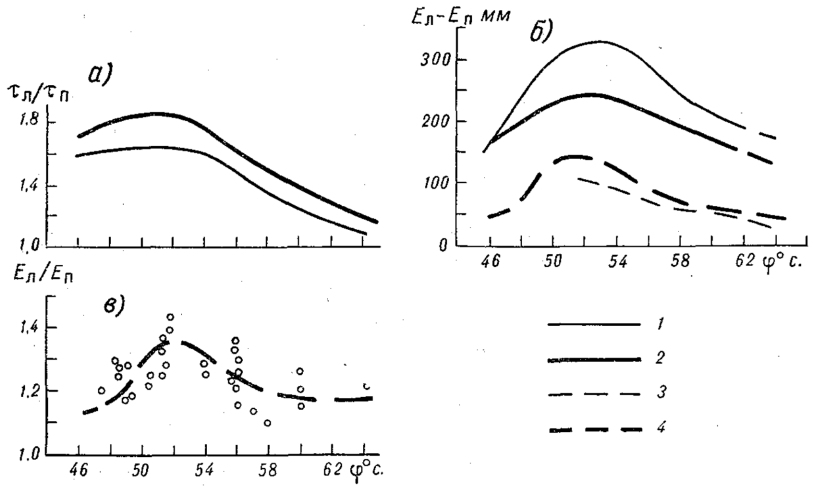


Рис. 116. Зависимость отношения продолжительности периодов вегетации леса $\tau_л$ и поля $\tau_п$ (*а*), разности величин испарения с леса и поля (*б*), отношения испарения с лиственного леса к среднему испарению с окружающей территории (*в*) от широты местности φ.

1 — лес — озимые; *2* — лес — яровые; *3* — лес — болотная растительность; 4 — лес — поверхность суши.

Соотношение между величинами испарения с хвойного леса и с поля в зоне избыточного увлажнения подробно рассмотрено в работе С. Ф. Федорова (1965). В качестве критерия погодных условий им, как и ранее, принят индекс сухости $\frac{R}{LH}$ за период май—сентябрь.

Отношение величины испарения с леса к испарению с поля для хвойных лесов в сильной мере зависит от значения индекса сухости. Чем более увлажненный период, тем более испарение с леса превосходит величину испарения с поля. В засушливые периоды величина испарения с полей может даже превосходить испарение с хвойных лесов зоны избыточного увлажнения. При значении индекса сухости 1,5—2,0 интенсивность испарения с поля приближается к интенсивности испарения с леса.

Таблица 44

Элементы водного баланса (мм) хвойного леса и поля за гидрологический год

Год	Запас влаги в почво-грунтах		Осадки	Испарение	Изменение подземной аккумуляции	Сток
	в начале года	в конце года				
			Лес			
1955	280	240	911	494	8	303
1956	240	294	952	531	—6	253
1957	294	324	980	560	—8	292
1958	324	276	876	510	8	293
1959	276	226	769	480	8	239
1960	226	262	702	473	—4	125
1961	262	283	947	537	—4	263
1962	282	295	942	527	—6	273
1963	295	205	584	489	10	100
1964	205	217	649	476	0	87
			Поле			
1955	285	250	813	459	5	441
1956	250	266	854	511	—12	318
1957	266	310	910	528	—12	418
1958	310	297	850	472	3	422
1959	297	240	858	521	7	391
1960	240	245	673	483	0	251
1961	245	275	970	518	—3	377
1962	275	304	932	492	—6	437
1963	304	200	538	514	8	186
1964	200	185	614	491	0	167

В заключение приводим данные об измеренных величинах составляющих водного баланса хвойного леса и поля в зоне избыточного увлажнения за отдельные годы (табл. 44). Данные получены С. Ф. Федоровым на опытных участках Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории.

5. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИСПАРЕНИЯ С СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ И РЕЖИМА ИСПАРЕНИЯ С БОЛЬШИХ ТЕРРИТОРИЙ

Одной из важнейших задач дальнейшего подъема сельского хозяйства является повышение урожайности зерновых и технических культур путем внедрения высокой агротехники в практику земледелия. При этом большое значение имеет оценка влияния различных приемов агротехники на гидрометеорологические условия произрастания сельскохозяйственных культур. Эта оценка может оказать помощь в количественной характеристике эффективности отдельных агротехнических мероприятий в различных почвенно-климатических условиях, что наряду с экономической оценкой должно служить основой для дифференцированного распространения по территории различных приемов высококультурного земледелия.

К числу наиболее важных гидрометеорологических характеристик взаимосвязи сельскохозяйственных культур с условиями их произрастания относятся величины суммарного испарения с полей и транспирации, поскольку испарение является основной расходной частью водного баланса сельскохозяйственных угодий, а транспирация характеризуется количеством воды, проходящей через клетки растений и несущей в себе минеральные вещества, идущие на их питание и рост. Кроме того, посредством транспирации поверхность растений предохраняется от чрезмерного нагревания ее лучами солнца.

Основное назначение комплекса агротехнических мероприятий в зоне недостаточного увлажнения заключается в увеличении влагозапасов в почве, способных пойти на транспирацию растений, и использовании этих влагозапасов с максимальной продуктивностью. В зоне избыточного увлажнения величина суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур обычно является показателем их потребности в воде при

различных метеорологических условиях. Знание этой потребности позволит более строго подойти к решению вопроса о рациональном размещении сельскохозяйственных культур на полях. Тем самым можно улучшить гидрометеорологические условия произрастания растений, не допуская угнетения их вследствие недостатка или избытка влаги. Изучение процесса испарения и транспирации с сельскохозяйственных культур, а также факторов, обусловливающих этот процесс в различных климатических условиях, является ключом к решению указанных проблем.

5.1. СВЯЗЬ ИСПАРЕНИЯ И ТРАНСПИРАЦИИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР С ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

Исследования процесса испарения и других составляющих водного баланса почв раличных сельскохозяйственных угодий, проводимые на экспериментальных базах Государственного гидрологического института — в Валдайской и Дубовской научно-исследовательских гидрологических лабораториях, на базах Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института — в Лаборатории физики приземного слоя атмосферы (с. Жовтневе Днепропетровской области) и экспедиционной базе орошаемого земледелия на юге Украины (совхоз им. Шевченко Николаевской области), могут оказать существенную помощь в решении перечисленных выше практических задач. Ценность полученных на базах ГГИ экспериментальных данных состоит в том, что они являются первыми результатами систематического исследования (в течение более 15 лет) испарения, транспирации и водного режима почв сельскохозяйственных полей в условиях различного увлажнения. В основе экспериментов лежит вполне совершенная техника измерений, а сами наблюдения отличаются комплексностью постановки и тщательностью выполнения. Результаты наблюдений типичны для большой территории зон недостаточного и избыточного увлажнения ЕТС.

Почвы на экспериментальных площадках в Валдае слабоподзолистые супесчаные, в Дубовке каштановые на лёссовидном суглинке. Почвенная испарительная площадка ВНИГЛ имеет размеры 105×50 м, в ДНИГЛ 350×60 м. Подробное описание площадок, а также места установки приборов и оборудования приводится в работах В. А. Урываева (1953), автора и В. Ф. Пушкарева (1954), К. И. Харченко (1959). Рядом с площадками, на которых расположены основные опытные участки, находятся дополнительные поля, предназначенные для зарядки испарителей почвенными монолитами, наблюдений над влажностью почвы и фенологических наблюдений. На основных и дополнительных полях проводятся такие же агротехнические работы, как и на

окружающих колхозных полях. На площадках введен севооборот, соответствующий данным почвенно-климатическим условиям.

Во ВНИГЛ применялся 7-польный севооборот, типичный для колхозов Новгородской области, со следующим чередованием культур: многолетние травы первого года (смесь клевера с тимофеевкой), многолетние травы второго года, лен, картофель (кукуруза), яровые зерновые, пар чистый, озимые культуры. Агротехнические мероприятия на полях направлены в основном на улучшение плодородия почв. Под посев озимых и яровых вносилась полная норма органических и минеральных удобрений. Кроме того, в период вегетации минеральные удобрения вносились под лен и другие яровые культуры в зависимости от их состояния в каждом отдельном году. Посев обычно производился в наилучшие агротехнические сроки. Система обработки почв и система удобрений были аналогичными для всех участков основных и дополнительных полей.

На полях почвенно-испарительной площадки ДНИГЛ применялся 10-польный севооборот с примерно следующим чередованием культур: чистый пар, озимая пшеница, ячмень, люцерна первого года, люцерна второго года, яровая пшеница, озимая рожь (или яровая пшеница), просо, озимая пшеница, кукуруза.

Для зоны недостаточного увлажнения ведущим комплексом приемов агротехники является создание максимально возможных запасов влаги в почве. Для этого на полях почвенно-испарительной площадки применяют снегозадержание. Все дальнейшие агротехнические мероприятия также направлены на сохранение влаги в почве. Под весеннее боронование обычно вносятся гранулированные удобрения. Органические удобрения вносятся в паровые поля и под посевы кукурузы.

Испарители установлены на основных полях. Доставка испарителей для взвешивания к весовому павильону во ВНИГЛ производится с помощью подъемного автокрана и электрокара, а в ДНИГЛ — посредством тали и подвесной тросовой дороги. Используемые в настоящей работе данные по испарению получены в основном с помощью весовых испарителей. Для измерения испарения с почвы под растительным покровом и суммарного испарения на лугу и целине применяются испарители ГГИ-500 высотой 0,5 м. Перезарядка этих испарителей осуществляется один раз в 10 дней. Взвешивание производится через 5 дней. Суммарное испарение в Валдае измеряется испарителями площадью 0,3 м^2, высотой 0,6 м; в Дубовке для этой цели используются испарители площадью 0,050 и 0,071 м^2, высотой 1,0 м. Зарядка этих испарителей производится один раз в сезон — весной. При плохом состоянии растений в испарителях производится их дополнительная перезарядка. Взвешивание испарителей осуществляется во ВНИГЛ один раз в 10 дней, а в ДНИГЛ один раз в 5 дней.

Транспирация растений определяется как разность между суммарным испарением и испарением с почвы, затененной растениями. При этом во ВНИГЛ последнее измеряется с помощью испарителей со срезанными растениями, которые в большинстве случаев подвешиваются в естественном положении над почвенным монолитом испарителя (§ 1.1.1); в ДНИГЛ такое затенение не применяется.

В качестве эталонных приборов для измерения испарения, а также для изучения его суточного хода на Валдае и в Дубовке применяются гидравлические испарители малой модели. На Валдае, кроме того, для этой цели используется гидравлический испаритель большой модели, имеющий площадь почвенного монолита 5 м^2, а глубину 2 м. Большая точность этого прибора позволяет регистрировать суточный ход испарения с сельскохозяйственных культур, оценить величину ночной конденсации, а также определить связь испарения и транспирации с различными метеорологическими факторами. Там, где позволяют условия эксперимента (особенно площадь исследуемого поля), в обеих лабораториях применяются и другие методы определения испарения: турбулентной диффузии, теплового и водного балансов.

Влажность почвы во ВНИГЛ определяется весовым способом при разрядке и зарядке испарителей до глубины 0,6 м с четырехкратной повторностью. В ДНИГЛ определение влажности почвы производится в конце декады с восьмикратной повторностью до глубины 0,5 м и с четырехкратной повторностью в слое от 0,6 до 1,5 м.

Для оценки репрезентативности гидрометеорологических условий и показаний испарителей на почвенно-испарительных площадках ВНИГЛ и ДНИГЛ параллельно изучалось испарение и гидрометеорологический режим на колхозных полях, расположенных в различных частях Валдайского и Дубовского районов. Для Валдая в 1950 и 1954 гг. это были засеянные овсом колхозные поля Добывалово и Усадья, а в 1956-57 г. — картофельные поля Валдайского горисполкома. С весны 1959 г. подобный комплекс гидрометеорологических наблюдений, включая и испарение, определяемое различными методами, проводится на учебном поле Валдайского сельскохозяйственного техникума.

В 1954 г. суммарное испарение с поля, засеянного овсом, на почвенно-испарительной площадке и на колхозном поле д. Усадье за период с 10/VI по 24/VIII составило соответственно 200 и 187 мм. В 1959 г. суммарное испарение с озимой ржи (и стерни) за июль—сентябрь, измеренное на почвенно-испарительной площадке, составило 114 мм, а на учебном поле 111 мм.

В ДНИГЛ для оценки репрезентативности почвенной испарительной площадки с 1954 г. производились систематические наблюдения по полям колхоза им. А. А. Жданова. В 1955 г.

испарение с яровой пшеницы, измеренное на почвенно-испарительной площадке и колхозном поле, за период с 23/IV по 9/VII составило соответственно 149 и 138 мм. В 1957 г. испарение с озимой пшеницы за период с 22/IV по 11/VI на почвенно-испарительной площадке равнялось 100 мм, для колхозного поля 90 мм. В 1959 г. испарение на паровом поле почвенно-испарительной площадки с 29/V по 21/VIII составило 86 мм, для колхозного поля 73 мм.

Приведенные сравнительные величины испарения на почвенно-испарительных площадках и окружающих колхозных полях показывают достаточную репрезентативность рассматриваемых площадок. Поэтому экспериментальные данные, используемые в настоящей работе, можно считать типичными для большой территории Северо-Запада РСФСР (данные ВНИГЛ) и степной части Советского Союза (данные ДНИГЛ).

Следует особо подчеркнуть преимущества исследования режима испарения и транспирации сельскохозяйственных культур в полевых условиях (как это имеет место во ВНИГЛ, ДНИГЛ и на базах УкрНИГМИ) по сравнению с аналогичными исследованиями, проводимыми некоторыми физиологами растений и агрометеорологами в лабораторных условиях или в вегетационных сосудах (Слезкин, 1938; Кружилин, 1944 и др.).

Метеорологические условия в лабораториях, вегетационных сосудах и вегетационных «домиках» в значительной мере отличаются от подобных условий в поле. Погодные условия, как мы увидим ниже, в сильной мере определяют интенсивность испарения с сельскохозяйственных полей. Поэтому величины испарения, полученные в вегетационных сосудах и других аналогичных условиях, не могут правильно характеризовать режим испарения с сельскохозяйственных культур в естественных условиях. По этому поводу Н. А. Максимов (1941) писал: «Вся эта наблюдаемая в вегетационных сосудах картина не имеет ничего общего с тем, что имеем в естественных условиях...». Характерно в этом отношении также следующее высказывание А. М. Алпатьева (1954): «Преимущество полевых наблюдений и опытов над лабораторными заключается также и в том, что в поле растения ставят в условия, выработанные многолетней практикой земледелия, вследствие чего есть основание полагать, что эти условия в результате долгих лет опыта ближе соответствуют биологическим требованиям растений...»

Валдайский район расположен на северо-западе ЕТС, в средней части Валдайской возвышенности, характризующейся выраженными формами рельефа. Научно-исследовательская гидрологическая лаборатория и ее основные экспериментальные сооружения по наблюдениям за испарением с почвы размещены на западном берегу Валдайского озера, в северной части г. Валдая.

По сочетанию основных климатических факторов район относится к зоне избыточного увлажнения. Ход нормы основных метеорологических элементов в течение года и наиболее важных характеристик метеорологического режима был приведен на рис. 79. Годовое количество осадков на Валдае подвержено большим колебаниям. Его среднее значение несколько превышает 700 мм при испаряемости 500—550 мм. Больше всего осадков выпадает в течение теплого периода года (с апреля по октябрь средняя сумма осадков составляет 480 мм).

Сезонные изменения запасов влаги происходят в основном в верхних 0,5 м почвенного слоя. Максимум запасов наблюдается зимой, когда вследствие промерзания и оттепелей происходит накопление влаги в верхних слоях почвы. Влажность почвы в это время бывает близкой к полной полевой влагоемкости, а иногда в верхних слоях даже несколько превышает последнюю. Весной, после оттаивания почвы, избыток влаги сбрасывается в грунтовые воды или расходуется на пополнение влагозапасов ненасыщенных нижележащих слоев. В мае осадки не возмещают расхода воды на испарение; в этом случае верхние слои почвы подсыхают, что в значительной степени ухудшает условия водообеспеченности посевов яровых культур.

В летний период динамика запасов влаги в основном определяется расходами на транспирацию растений и испарение с почвы. Запасы воды в метровом слое значительно снижаются. Минимум запасов наблюдается в конце лета. В дальнейшем запасы воды в почве начинают пополняться за счет увеличения осадков и снижения испарения. Более подробное описание почвенно-климатических условий Валдайского района приводится в работе автора, К. И. Харченко, М. Р. Бархатовой и В. С. Бурова (1961).

Дубовский район расположен в юго-восточной части Ростовской области, в зоне Сальских степей. Научно-исследовательская гидрологическая лаборатория и ее почвенно-испарительная площадка размещены на южном склоне балки Бузиновки, представляющей собой временный водоток.

Сальские степи относятся к зоне недостаточного увлажнения с резко выраженным континентальным климатом. На приведенном ранее графике (рис. 79) показан ход средних многолетних характеристик температуры воздуха, осадков и других основных метеорологических элементов. Годовая сумма осадков в районе ДНИГЛ составляет примерно 400 мм, из них в теплый период (апрель—октябрь) выпадает около 280 мм. Средняя испаряемость составляет около 1200 мм. Засушливые периоды продолжительностью до 10 дней — довольно частые явления. В особо засушливые годы периоды без осадков могут продолжаться свыше 20 дней. В теплый период преобладает солнечная погода.

Водный режим каштановых почв, типичных для рассматриваемого района, описан в работах А. К. Филипповой (1956) и К. И. Харченко (1956, 1959). Характерной особенностью их режима является слабая увлажненность в течение большей части года. Основное пополнение запасов влаги происходит весной, в период снеготаяния, но и в это время полного промачивания метрового слоя не наблюдается; увлажненность слоя остается обычно меньше полевой влагоемкости. За летний период почва под культурами сильно высыхает, продуктивная влага из метрового слоя расходуется, как правило, полностью.

Условия водоснабжения сельскохозяйственных культур в первые месяцы после схода снежного покрова удовлетворительные; растения обычно обеспечены влагой. Затем водоснабжение ухудшается. Иссушение почвы на паровых полях происходит не так сильно, как под культурами. Но при сухой осени посевы озимых довольно часто попадают в неблагоприятные условия развития, вследствие чего растения в зиму уходят нераскустившимися, а иногда в фазе всходов и даже прорастания зерна.

Лаборатория физики приземного слоя УкрНИГМИ расположена в центральной части опытной площадки экспериментального метеорологического полигона размером 50×75 км, в пределах которой расположено 49 хозяйств зерново-животноводческого и овоще-молочного профиля. Осадки измеряются в 303 пунктах, из них в 225 пунктах — плювиографами. Систематические метеорологические измерения проводятся в трех пунктах (Жовтневе, Кривой Рог и Лошкаревка). Влажность почвы определяется в 30 пунктах регулярно и в 34 эпизодически.

Наиболее подробный комплекс метеорологических исследований осуществляется на полях колхоза им. Дмитрова (с. Жовтневе), где имеется также специальная экспериментальная площадка размером 600×600 м, на которой расположена метеорологическая станция. Со всех сторон экспериментальная площадка окружена колхозными полями, на которых возделывается озимая пшеница, кукуруза, ячмень, бахчевые культуры и т. д. Более подробное описание климатических условий и методики исследований, проводимых на полигоне, дается в монографии автора, Л. И. Сакали, Н. И. Гойсы, Р. Н. Олейника (1966) и в статье В. П. Дмитренко, Л. И. Сакали, Г. Л. Тимошенко (1966).

5.1.1. Анализ факторов, влияющих на процесс испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей

Остановимся на некоторых общих положениях рассматриваемого вопроса.

Испарение с сельскохозяйственных полей, занятых различными культурами, определяется взаимодействием внешних и

внутренних факторов развития растений. При этом под последним понимается не только рост растений как процесс количественного накопления органической массы, но и их качественные изменения в процессе развития.

С возрастом растений, согласно результатам исследований Н. А. Максимова (1941, 1952), В. А. Новикова (1961) и других, меняются коллоидно-химические свойства протоплазмы, в том числе ее проницаемость. Наиболее высокой проницаемостью обладает протоплазма самых молодых клеток. В процессе старения растений проницаемость протоплазмы уменьшается. Тем самым замедляется подвижность воды в растениях, уменьшается водоотдача клеток и снижается интенсивность перехода воды в парообразное состояние в межклетниках, сообщающихся посредством устьиц с атмосферой, т. е. имеет место непосредственное влияние фазы развития растений на величину транспирации.

Темпы развития растений, очередность наступления фаз их развития и количество воды, необходимое растению для нормального развития, обусловлены исторически сложившимися наследственными свойствами данного вида и сорта растений. В них отражается вся совокупность многолетнего воздействия среды на растение, под влиянием которого у последнего выработался определенный ритм развития и режим водопотребления, обусловливающие максимальное соответствие потребности растения в тепле и воде условиям их произрастания. Процесс старения, темпы развития растений и оптимальный режим их водопотребления относятся к внутренним факторам развития растений, к их биологическим свойствам.

Под внешними факторами обычно понимают метеорологические условия и влажность почвы. Виды почв и агротехнический фон не оказывают непосредственного влияния на режим суммарного испарения. Влияние средних многолетних почвенных и агротехнических условий за прошлые годы уже нашло свое концентрированное выражение в ходе биологического водопотребления растения и стало внутренним фактором развития последнего. К внешним факторам можно отнести лишь систематическое отклонение от этих средних многолетних характеристик, заключающееся в постепенном повышении плодородия почвы путем ее оструктуривания, внесения удобрений, правильной обработки и т. д. Все указанные мероприятия улучшают либо режим влажности почвы (влияние которого учитывается слабо), либо режим питания растений. Поэтому отпадает необходимость в дополнительном учете влияния почвы и агротехники на режим испарения.

Вообще полученный вывод недостаточно очевиден; поэтому на нем следует остановиться более подробно, поскольку мнения ученых в этом вопросе разделились. Многие исследователи (Рыжов, 1948; Дарселия, 1949; Севастьянов, 1940; Тимошенко, 1940; Бияшев, 1949; Фагелер, 1938 и др.), основываясь на эксперимен-

тальных данных, утверждают, что с увеличением биологического урожая расход воды на испарение и транспирацию возрастает. Другие [например, Алпатьев, 1954; Веймейер (Veihmeyer), 1927; Стефановский, 1959; Миркин, 1936 и др.] считают, что увеличение урожая вовсе не свидетельствует о заметном увеличении валового расхода воды (суммарного испарения плюс стока) с данного сельскохозяйственного поля.

Такие же выводы следует сделать и из опыта выращивания высоких и рекордных урожаев в колхозах и совхозах, который показывает, что часто рядом расположенные поля дают урожаи, в 1,5—3 раза отличающиеся один от другого. Об этом свидетельствуют и экспериментальные данные ВНИГЛ и ДНИГЛ, где урожай культур на почвенно-испарительной площадке превосходит в среднем урожай окружающих колхозных полей в 2—3 раза и более.

Наиболее полно этот вопрос рассмотрен А. М. Алпатьевым (1954). Анализируя экспериментальные данные, полученные С. Л. Миркиным (1936), Е. Г. Петровым (1949), и свои собственные, А. М. Алпатьев показал, что в естественных условиях могут и должны встречаться случаи, когда с повышением урожая суммарное испарение увеличивается или остается неизменным. Первые результаты соответствуют малым урожаям, вызванным недостаточными влагозапасами почвы. При снижении влажности почвы ниже критической испарение уменьшается. Это происходит вследствие уменьшения обводнения ассимиляционной ткани, полного или частичного закрытия устьиц, что влечет за собой снижение интенсивности фотосинетеза и его продукции. В таких случаях повышение количества питательных веществ, поступающих к клеткам растений, связано с возможностью доставки этих веществ из почвы, т. е. с наличием в почве усвояемой растением воды. Конечно, прирост растительной массы происходит гораздо интенсивнее, чем увеличивается расход воды, особенно при высоком уровне агротехники. Однако связь биологического урожая с водопотреблением здесь прослеживается довольно отчетливо.

При оптимальных влагозапасах в почве биологический урожай практически не зависит от суммарного испарения. Следует заметить, что равенство валового расхода воды с двух полей вовсе не означает и равенства транспирации культур с этих полей. Назначение высокой агротехники именно в том и состоит, чтобы к началу посева сохранить большую влажность почвы, т. е. уберечь воду от непроизводительных расходов: поверхностного стока и испарения. Хорошо оструктуренная почва вполне соответствует этому назначению. Повышенная фильтрационная способность такой почвы сводит до минимума поверхностный сток с полей в период снеготаяния, а затем ее комковатая структура бережно сохраняет накопленную влагу от непроизводительного испарения между стеблями растений.

Повышенное плодородие почв и правильный подбор сортов улучшают условия питания растений, вследствие чего достигается наибольший прирост растительной массы, которая в свою очередь дополнительно сокращает непродуктивное испарение с затененной почвы. На транспирацию в таком случае может расходоваться большее количество воды, в то время как суммарное испарение (транспирация плюс испарение с почвы) остается практически неизменным по сравнению с суммарным испарением с аналогичного поля при низком уровне агротехники. Анализ экспериментальных данных и ориентировочные расчеты (Константинов, 1963; Константинов, Струзер, 1965; Константинов, Сакали, Гойса, Олейник, 1966) показывают, что транспирация растений в одинаковых метеорологических условиях при высоком уровне агротехники может возрасти на 20—100% по сравнению с величиной транспирации при низкой агротехнике.

Вторым фактором, объясняющим возможность получения высоких урожаев при практически неизменных валовых расходах почвенной влаги, является способность сообщества растений с высокоразвитой растительной массой создавать свой фитоклимат, благоприятствующий произрастанию данной культуры (Алпатьев, 1954; Рахманов, 1956; Бриляева, 1952; Сапожникова, 1948 и др.). Редкие растения со слаборазвитой биомассой целиком обдуваются ветром и «пронизываются» солнечными лучами. Поэтому все части такого растения в полной мере испытывают на себе иссушающее действие примыкающих слоев воздуха. Молекулы водяного пара, попавшие в воздух в процессе испарения с почвы или транспирации растений, вследствие интенсивного турбулентного обмена среди редкого травостоя быстро улетучиваются в вышележащие слои воздуха, не повышая заметным образом влажность воздуха вблизи растений.

Совсем по-другому складывается процесс взаимодействия воздушного потока с поверхностью сельскохозяйственного поля, покрытого высоким и густым травостоем. Многоярусная растительная масса создает надежное препятствие против проникновения внутрь травостоя солнечных лучей и ветра. Вследствие этого средние и нижние ярусы растений не испытывают столь сильного иссушающего действия воздушного потока, благодаря чему влажность воздуха в рассматриваемых слоях повышается, а температура понижается. Транспирация растительной массы этих ярусов растений сокращается, а ее продуктивность возрастает. Напомним, что количественно продуктивность транспирации характеризуется транспирационным коэффициентом, представляющим собой отношение общего количества воды, израсходованного растением на транспирацию, к приросту сухой растительной массы наземной части растения.

Таким образом, создание хорошо выраженного фитоклимата высокоразвитой растительной массой способствует уменьшению

испаряемости, что в свою очередь обусловливает уменьшение общей транспирации. При условии хорошей агротехники и надлежащего сортового состава эти факторы способствуют резкому повышению продуктивности транспирации. А. М. Алпатьев (1954) писал, что «мощным фактором регулирования расхода воды на транспирацию и испарение влаги почвой является сообщество растений, создающих свой фитоклимат».

Увеличение расхода воды на транспирацию (при неизменном суммарном испарении) и повышение ее продуктивности, обусловленные улучшением техники земледелия и успехами селекции, в совокупности могут привести к очень высоким урожаям без заметного изменения общего валового расхода воды данным сельскохозяйственным полем. Поэтому почва и условия агротехники относятся к косвенным факторам воздействия среды на водный режим культурных растений.

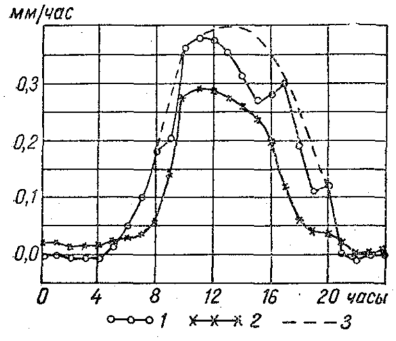


Рис. 117. Суточный ход испарения с луга.

1 — день с переменной облачностью 11/VI 1953 г., *2* — день со сплошной облачностью 8/VI 1953 г.,*3* — при полном отсутствии облачности (условно).

Как мы уже установили, внешними факторами, определяющими водный режим культурных растений, являются метеорологические условия и влажность почвы. Рассмотрим влияние метеорологических условий более подробно на примере суточного и сезонного хода испарения при различных погодных условиях.

Метеорологические условия постоянно искажают нормальный суточный и сезонный ход биологического водопотребления растений, присущего каждому конкретному виду сельскохозяйственной культуры. Насколько сильно влияют метеорологические факторы на испарение с растительности, видно из следующих примеров. Зависимость интенсивности испарения с луга от внешних (погодных) условий представлена на графике суточного хода испарения в пасмурные и солнечные дни (рис. 117). При прочих равных условиях в солнечные дни суммарное испарение с луга примерно в два раза превосходит испарение в пасмурные дни. Когда солнце скрывается за тучи, испарение резко падает, хотя другие условия (скорость ветра, температура и влажность воздуха) остаются практически неизменными.

Суточный ход испарения с сельскохозяйственных угодий в большинстве случаев имеет выраженный характер (Константинов, Пушкарев, 1954; Козлов, 1957, 1959; Константинов, 1960, 1963). На Валдае испарение начинается утром, приблизительно через 0,5—1,0 часа после восхода солнца, и прекращается вече-

ром, примерно за 0,5—1,0 часа до захода солнца. В темное время суток испарение практически равно нулю. Имеющиеся случаи испарения или конденсации не превышают 0,2—0,3 мм за ночь. Максимальная интенсивность испарения со всех угодий наблюдается в период от 12 до 13 час. и составляет в зависимости от времени года 0,15—0,50 мм/час.

Подобные количественные характеристики присущи суточному ходу испарения с леса (§ 4.3.3., а также Федоров, 1957, 1959; Ахромейко, 1950; Иванов, 1956, 1956а и др.).

В период со сплошной облачностью в теплое время года, а также и при испарении со снега вид кривой суточного хода

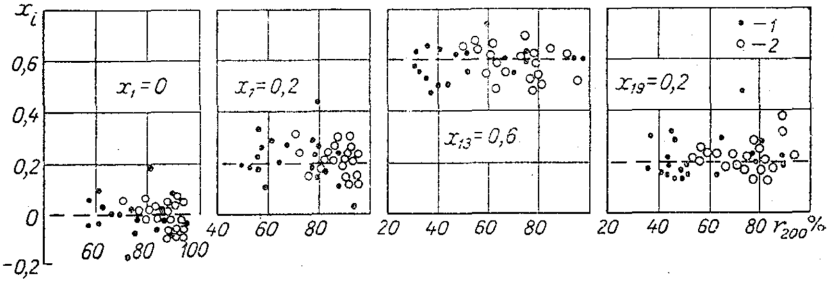


Рис. 118. Зависимость коэффициентов x_i, характеризующих суточный ход испарения с почвы, от влажности почвы и воздуха.
1 — сухой период, *2* — влажный период.

испарения сохраняется, уменьшается лишь ее амплитуда (максимальное отклонение). То же самое наблюдалось и при различных влагозапасах в почве — ход кривой сохраняется, а амплитуда растет с увеличением влагозапасов.

Количественно кривая суточного хода испарения может быть охарактеризована следующими относительными коэффициентами. Наиболее распространенными климатологическими сроками наблюдений на метеорологических станциях являются сроки 1, 7, 13, 19 час.; соответствующие им интервалы времени составляют 22—4, 4—10, 10—16, 16—22 часа. Если принять величину суточного испарения $E_{сут}$ за единицу, то E_i, приходящееся на интервалы времени, характеризуемые данными измерений в 1, 7, 13, 19 час., можно выразить в долях единицы $x_i = \frac{E_i}{E_{сут}} < 1$. Для примера величины x_i по испарению с луга отдельно для засушливого и дождливого периодов представлены на графиках, приведенных на рис. 118. Из этих графиков следует подтверждение высказанного выше мнения о том, что величины коэффициентов x_i не зависят от влажности почвы и воздуха.

Некоторая тенденция к изменению коэффициентов прослеживается в связи с различной продолжительностью светлой части

суток. Чем короче день, тем бóльшая доля испарения приходится на полуденный срок, и наоборот.

Анализ данных упомянутых выше экспериментальных работ, а также дополнительная проработка автором материалов наблюдений на Валдае и в Чуйской долине (Киргизская ССР) дали возможность установить, что испарение, приходящееся на интервалы времени, характеризуемые данными измерений в 1 час,

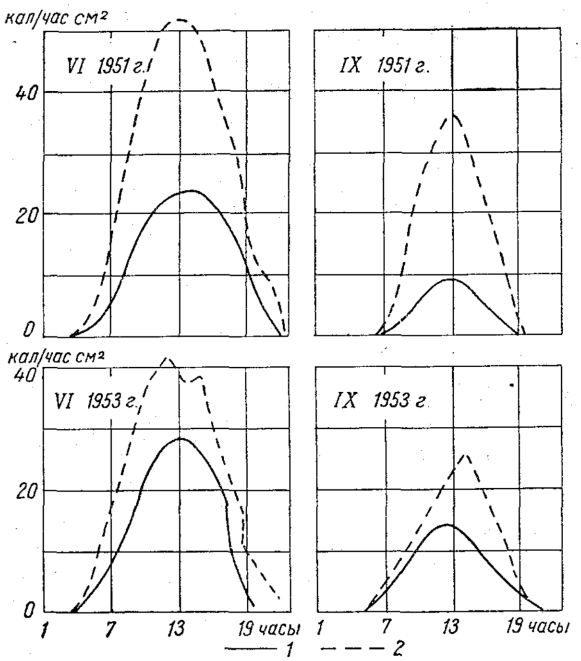


Рис. 119. Средний за месяц суточный ход суммарной радиации и затраты тепла на испарение с луга при различной влажности почвы.

1 — затрата тепла на испарение; *2* — суммарная радиация.

составляет (в долях от единицы) 0,00, в 7 час.— 0,20, в 13 час.— 0,60 и в 19 час. — 0,20.

Определяющим фактором характера суточного хода испарения с поверхности суши является ход суммарной радиации, а величина максимума интенсивности испарения зависит от влажности почвы. На рис. 119 приведен средний за месяц суточный ход суммарной солнечной радиации и затраты тепла на испарение с луга на Валдае в годы с различным увлажнением. (За июнь 1951 г. выпало всего 50 мм осадков, тогда как за июнь 1953 г. осадки составили 120 мм. За те же годы в сентябре выпало 9 и 96 мм осадков.) Из этих графиков видно, что с ростом

количества осадков несколько уменьшается величина суммарной радиации и растет величина испарения.

Наличие регистрации суточного хода испарения во ВНИГЛ позволило установить тесную связь испарения с интенсивностью солнечной радиации за короткие промежутки времени (Козлов, 1957, 1959). Величина радиации изменялась либо путем искусственного затенения испаряющей поверхности, либо за счет появления облачности. Интенсивность испарения за часовые интервалы сокращалась при этом в несколько раз.

В приведенных выше случаях испарение выступает как физический процесс, и его резкое возрастание обусловлено скорее физическими закономерностями, чем физиологическими потребностями растения. Именно к таким случаям относятся слова К. А. Тимирязева (1948): «Едва ли можно признать, что испарение воды растением в тех размерах, в каких оно обыкновенно совершается в природе, соответствовало действительной, прямой потребности растений...»

При возрастании интенсивности солнечной радиации, приходящейся на единицу горизонтальной площади, повышается температура поверхности растения, что вызывает усиленное испарение, поскольку на превращение воды в парообразное состояние затрачивается значительное количество тепла. С энергетической точки зрения процесс испарения растением (транспирация) аналогичен процессу испарения с водной поверхности до тех пределов, пока приток воды из почвы не станет ограничивать интенсивность транспирации.

При неограниченном подводе воды к листьям растений К. А. Тимирязев (1948) считал, что «испарение воды растением вполне подчиняется физическим законам...» и что «...главнейшими факторами должно признать влажность атмосферы, ветер и нагревание солнцем».

Такие же взгляды высказывает и Н. А. Максимов (1941), полагая, что «... транспирация в основе своей представляет процесс физического испарения».

Прямая связь интенсивности испарения с растений с метеорологическими факторами прослеживается не только за отдельные сроки наблюдений, но и за отдельные сутки, месяцы, сезоны. Зависимость величин испарения от условий погоды видна на примере сравнения величин испарения с луга, измеренных с помощью большого гидравлического испарителя за три солнечных дня, три дня с переменной облачностью и три пасмурных дня (табл. 45). Данные этой таблицы показывают, что испарение с луга и с водной поверхности в одинаковой мере зависит от метеорологических условий.

Некоторое различие в величинах испарения между ними может быть объяснено различным количеством поглощенной

солнечной энергии указанными поверхностями и различным теплообменом этих поверхностей с нижележащими слоями.

Таблица 45

Испарение с луга и с водной поверхности при различных типах погоды (ВНИГЛ, 1953 г.)

Тип погоды	Дата	Испарение с луга, мм	Испарение с водной поверхности, мм
Пасмурная	7/VIII	0,0	1,3
	8/VIII	1,4	1,8
	9/VIII	0,4	0,8
	7—9/VIII	1,8	3,9
Переменная облачность	11/VIII	1,8	2,2
	12/VIII	1,2	1,5
	13/VIII	1,7	1,5
	11—13/VIII	4,7	5,2
Солнечная	3/VIII	2,7	1,2
	4/VIII	3,0	3,5
	5/VIII	3,1	2,7
	3—5/VIII	8,8	7,4
Сумма за 9 дней августа		15,3	16,5

Величины испарения за отдельные фазы (см., например, Константинов, Пушкарев, 1954; Харченко, 1956, 1959) для одних и тех же культур из года в год в зависимости от условий погоды сильно меняются (до 100% и более). Следовательно, величина суммарного испарения с различных угодий определяется метеорологическими условиями и влажностью почвы не только за отдельные сутки, но и за большие промежутки времени — отдельные фазы развития растений, в пределах которых процесс испарения качественно не меняется.

Рассмотрим данные измерений суммарного испарения с различных культур за вегетационный период (Константинов, Пушкарев, 1954; Константинов, Харченко, Бархатова и Буров, 1961; Харченко, 1956, 1959; Константинов, 1963). На рис. 120 приведены для примера такие данные по Валдаю за 1951, 1952, 1953, 1957, 1958, 1959 гг. и Дубовке за 1956, 1958 и 1959 гг., разные по степени увлажненности. Годы 1951 и 1959 (ВНИГЛ) и 1959 (ДНИГЛ) — засушливые. Осадки за май—сентябрь соответственно составляли 224, 271 и 129 мм. Годы 1952 и 1958 (ВНИГЛ) и 1956 (ДНИГЛ) — умеренные (осадки 460, 354 и 193 мм), а годы 1953 и 1957 (ВНИГЛ) и 1958 (ДНИГЛ) — влажные (осадки 530, 472 и 220 мм). Из этих графиков видно, что сум-

марное испарение в зоне как недостаточного, так и избыточного увлажнения увеличивается с ростом осадков и достигает максимума в 1953, 1957 и 1958 дождливых годах.

Это же видно и из сопоставления величин суммарного испарения с полей с величинами испарения с водной поверхности (рис. 120). Особенно отчетливо указанный факт прослеживается на материалах наблюдений в Валдае. В 1951 и 1959 засушливых годах испарение с водной поверхности было больше испарения с сельскохозяйственных полей, в 1952 и 1958 гг. — примерно таким же, а в 1953 и 1957 дождливых годах испарение с водной поверхности было несколько меньше суммарного испарения с полей.

Расходы воды на испарение за весь вегетационный период одних и тех же культур меняются в значительных пределах в зависимости от величины осадков и в меньшей степени от количества солнечного тепла, получаемого за рассматриваемый интервал времени. Чем дождливее год, тем обычно больше влажность почвы. Несмотря на то что в дождливые годы количество поступающего солнечного тепла снижается, суммарное испарение с полей увеличивается. Поэтому следует признать, что испарение с сельскохозяйственных полей и луга, даже в условиях избыточного увлажнения, зависит не столько от количества приходящего солнечного тепла, сколько от количества выпавших осадков. Сельскохозяйственные культуры и луг даже в условиях избыточного увлажнения за отдельные периоды испытывают недостаток влаги в почве, что ведет к сокращению испарения. Такие же соотношения имеют место и в зоне недостаточного увлажнения с той лишь разницей, что здесь осадки являются еще более определяющим фактором.

Из приведенных на рис. 120 графиков наглядно видно преимущество определения испаряемости как максимально возможного испарения с луга или других сельскохозяйственных культур при сомкнутом травостое и при оптимальном увлажнении почвы. Если испарение с малых площадей водной поверхности (испаритель ГГИ-3000) может быть больше, равно и меньше испарения с сельскохозяйственных полей, зоны избыточного увлажнения, то оно не всегда может приниматься в качестве характеристики максимально возможного испарения. С этой точки зрения испарение с оптимально увлажненного луга вполне соответствует понятию испаряемости. Оно действительно во все годы (в том числе и сильно увлажненные) остается максимальным. Лишь в 1953 сильно дождливом году величина испарения с клевера вплотную приблизилась к величине испарения с оптимально увлажненного луга.

На рис. 121 для примера приводится сезонный ход испарения с некоторых культур на Валдае в различные по увлажнению годы. Из этого сопоставления видно, что при одинаковых метео-

рологических условиях, т. е. за один и тот же год, сезонный ход испарения с различных культур в условиях одинакового увлажнения имеет больше общего, чем аналогичный ход испарения для одной и той же культуры за различные годы. Следовательно, испарение с рассматриваемых культур зависит от метеорологических условий в большей степени, чем от вида культуры.

Эта же мысль высказывается и А. М. Алпатьевым (1954), который, анализируя данные, приведенные в работе Н. С. Петинова (1950), пишет: «В условиях бесперебойного снабжения растений водой и питательными веществами в процессе транспирации ведущее место принадлежит внешним факторам, значение

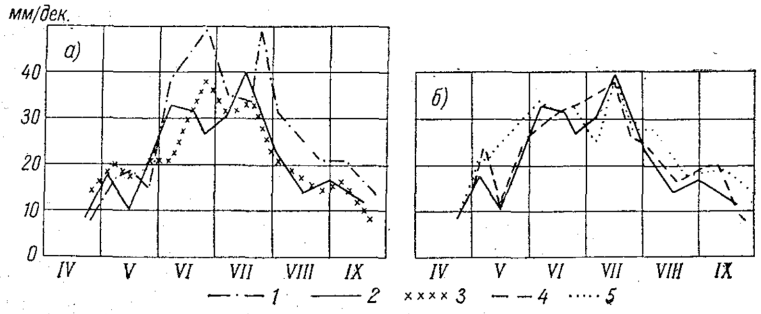


Рис. 121. Примерный сезонный ход испарения с некоторых сельскохозяйственных угодий в Валдае.

а — сезонный ход суммарного испарения с поля, засеянного овсом, за разные годы; *б* — сезонный ход суммарного испарения с овса, льна и луга за 1952 г.; *1* — 1951 г., *2* — 1952 г., *3* — 1953 г., *4* — лен, *5* — луг.

же внутренних факторов занимает подчиненное место». Те же взгляды изложены в еще более ранней работе Н. М. Тулайкова (1915). Как показывает анализ экспериментальных данных, для условий ДНИГЛ это обстоятельство выражено еще более сильно, поскольку величина суммарного испарения здесь в первую очередь определяется влагозапасами почвы, связанными с ходом осадков за вегетационный период.

Особенности различных культур в отношении их специфического влияния на испарение могут быть выяснены путем непосредственного сопоставления измеренных величин испарения с этих культур. На рис. 122 и 123 приведены для примера графики сезонного хода испарения с яровых зерновых культур и с парового поля, построенные на основании экспериментальных данных ВНИГЛ и ДНИГЛ (Константинов, Филатова, 1960; Константинов, 1963). В качестве эталона для сравнения взята величина испарения с естественного луга, который занимает значительную часть территории в условиях как избыточного, так и недостаточного увлажнения. На лугу, целине или залежи расположено большинство метеорологических станций, данные которых,

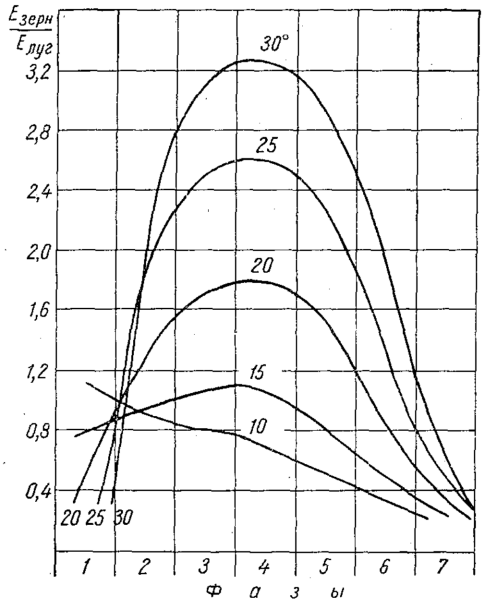


Рис. 122. Сезонный ход отношения величин испарения с яровых зерновых культур к величинам испарения с луга при различной температуре воздуха.

Фазы: 1 — возобновление вегетации (всходы — кущение), 2 — выход в трубку, 3 — колошение, 4 — цветение, 5 — молочная спелость, 6 — восковая спелость, 7 — полная спелость.

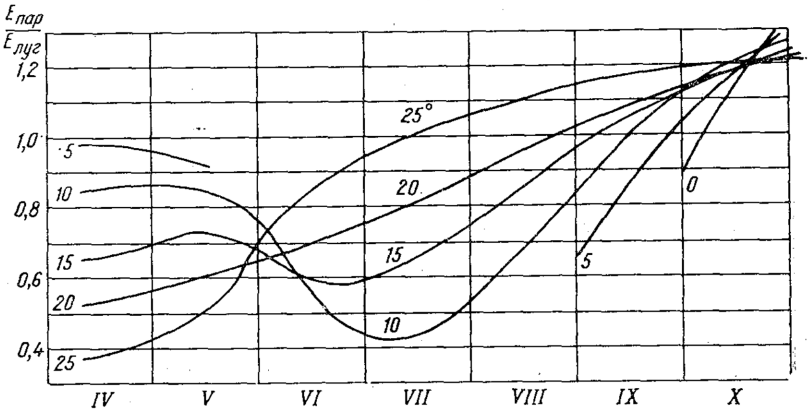


Рис. 123. Сезонный ход отношения величин испарения с парового поля к величинам испарения с луга при различной температуре воздуха.

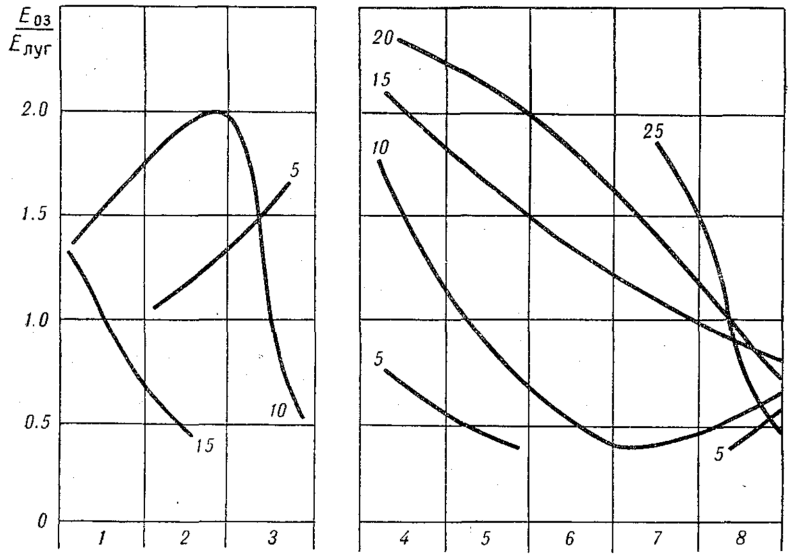


Рис. 124. Сезонный ход отношения величин испарения с озимой пшеницы к величине испарения с луга при различной температуре воздуха.

Фазы: *1* — всходы; *2* — 3-й лист; *3* — кущение; *4* — возобновление вегетации; *5* — выход в трубку; *6* — колошение; *7* — цветение; *8* — молочно-восковая спелость.

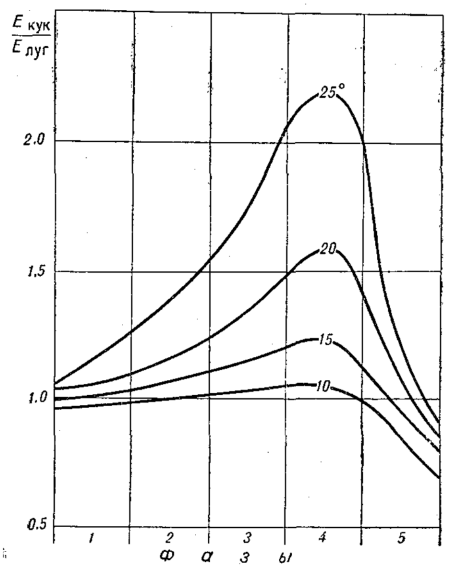


Рис. 125. Сезонный ход отношения величин испарения с кукурузы к величине испарения с луга при различной температуре воздуха.

Фазы: *1* — всходы, *2* — 7-й лист, *3* — выметывание; *4* — цветение; *5* — молочная спелость.

согласно гл. 3.3, представляется возможным привлечь для характеристики испарения с суши в различных почвенно-климатических условиях. Подобные зависимости, построенные по экспериментальным данным, дадут возможность перейти от испарения с поверхности луга к испарению с поверхности других культур.

В работе Р. Н. Олейника (1964) и в монографии автора, Л. И. Сакали, Р. Н. Олейника и Н. И. Гойсы (1966) приводятся графики сезонного хода отношения величин испарения с озимой

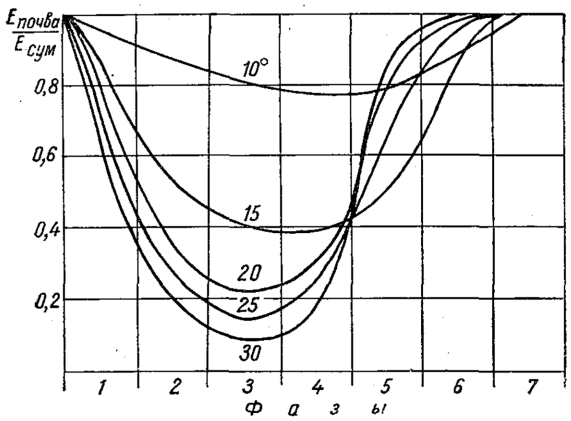


Рис. 126. Зависимость отношения испарения с почвы, затененной растениями, к суммарному испарению с зерновых культур (по фазам их развития) от температуры воздуха.

Фазы: 1 — возобновление вегетации (всходы — кущение, 2 — выход в трубку, 3 — колошение, 4 — цветение, 5 — молочная спелость, 6 — восковая спелость, 7 — полная спелость.

пшеницы (рис. 124) и кукурузы (рис. 125) к величинам испарения с суши, рассчитанного по температуре и влажности воздуха при различных значениях средней суточной температуры межфазных периодов. Использование приведенных выше графиков связи позволяет рассчитывать величины суммарного испарения (водопотребления) различных сельскохозяйственных культур как за прошлые, так и за текущие периоды. Для этого необходимо знание дат наступления фаз развития и средней суточной температуры и абсолютной влажности воздуха, измеренных на метеорологических станциях.

Интересно отметить, что от метеорологических условий зависит не только суммарное испарение с сельскохозяйственных полей, но и его отношение к испарению с почвы, затененной растениями. Графическое изображение такой зависимости приведено на рис. 126. Здесь по материалам экспериментальных исследова-

ний, проведенных на Валдае и в Дубовке, построена зависимость упомянутого отношения для различных яровых зерновых культур. Соотношение между суммарным и непродуктивным испарением может меняться в широких пределах в зависимости от температуры воздуха. Приведенная зависимость имеет достаточно универсальный характер, поскольку при ее построении на график наносились данные, полученные в различных почвенно-климатических условиях. Поэтому рассматриваемый график может быть использован для определения испарения с почвы и транспирации растений в тех случаях, когда имеется только одно суммарное испарение.

Большой интерес для практики сельского хозяйства представляет вопрос о влиянии уровня грунтовых вод на интенсивность испарения с сельскохозяйственных угодий. Такие опыты проводились в течение нескольких лет на Валдае и в Дубовке. Их описание приводится в работах автора, В. Ф. Пушкарева (1954), автора, К. И. Харченко, М. Р. Бархатовой и В. С. Бурова (1961), К. И. Харченко (1956, 1959), автора (1962). Исследования на Валдае показали, что максимальное испарение и оптимальное развитие имеют луговые растения при залегании капиллярной каймы грунтовых вод в месте их произрастания на глубине 10—30 см (табл. 46). При снижении уровня грунтовых вод испарение уменьшается. Если уровень грунтовых вод или капиллярная кайма доходит до поверхности, то испарение с суходольного луга снижается, а сами растения испытывают угнетение вследствие нарушения аэрации почвы. Подобная зависимость величин испарения от уровня грунтовых вод с некоторыми вариациями имеет место и на других угодьях (кроме пропашных культур, таких как картофель и кукуруза).

В ДНИГЛ подобные наблюдения проводились на паровом поле и целине. Здесь были получены аналогичные результаты. Испарение с целины при одинаковом уровне грунтовых вод значительно превышает испарение с парового поля. При снижении уровня испарение уменьшается, причем для парового поля интенсивнее, чем для целины.

Изучение зависимости интенсивности испарения от уровня грунтовых вод дает возможность рационально размещать различные культуры по территории с учетом увлажнения почвы. Последнее при прочих равных условиях зависит от количества осадков и рельефа местности и, следовательно, может быть учтено заранее, поскольку ориентировочная величина осадков за предстоящий вегетационный период может быть получена из данных долгосрочного прогноза.

Характеристики испарения с луга при различном увлажнении, полученные на Валдае, в Дубовке и в других климатических условиях, могут быть использованы для сравнительной оценки испарения с пойменных участков, необходимой при про-

Таблица 46

Зависимость величин испарения от уровня грунтовых вод (ВНИГЛ, 1951—1958 гг.)

Год, испаряющая поверхность	Глубина залегания грунтовых вод, см	V	VI	VII	VIII	IX	V—IX
1951—1952, песок	25	66	63	54	53	32	268
	50	25	24	27	23	18	117
	100	18	19	20	20	18	95
	150	24	23	21	24	21	113
1953—1955, луг	25	106	175	150	127	62	620
	50	118	226	167	113	48	672
	90	120	169	132	129	53	603
	180	93	139	98	88	36	454
1956, лен	25	49	115	158	66	45	433
	50	54	137	168	58	34	451
	90	53	110	146	70	33	412
	180	48	95	110	60	32	345
1957, картофель	25	102	99	118	88	43	450
	50	70	49	101	88	28	336
	90	63	49	89	99	33	333
	180	60	47	125	81	34	347
1958, овес	25	106	132	90	51	26	405
	50	75	124	148	86	24	457
	90	60	121	153	100	20	454
	180	53	104	126	75	32	390

ектировании ряда гидротехнических и агромелиоративных мероприятий. Как мы видели выше, испарение с луга при уровне грунтовых вод, поддерживаемом на глубине 0,5 м, оказалось существенно больше испарения с окружающего травостоя, хотя влажность почвы под последним не опускалась ниже 60% полевой влагоемкости. Поэтому следует признать, что лишь при увлажнении почвы, доходящем до 85—90% полевой влагоемкости и выше, при отсутствии нарушения аэрации испарение с луга достигает максимума. Таким образом, еще раз можно подчеркнуть, что даже в зоне избыточного увлажнения испарение с луга лишь в сравнительно редкие интервалы времени не ограничивается влагозапасами почвы.

Интересно проследить время, в течение которого растения приспосабливаются к новым условиям увлажнения почвы. С этой целью следует несколько подробнее остановиться на данных по величинам испарения с луга, полученным с помощью испарителей с разным уровнем грунтовых вод на Валдае. Почвенные монолиты испарителей были взяты одновременно на суходольном лугу весной 1953 г. В первый год производства опытов испаре-

ние с переувлажненного испарителя (капиллярная кайма грунтовых вод в котором достигала поверхности) было заметно меньше, чем у испарителя с оптимальным увлажнением. Оно было даже меньше, чем испарение у испарителя с уровнем грунтовых вод на глубине 0,9 м. В последующем 1954 г. относительная величина испарения с переувлажненного испарителя значительно повысилась (стала больше, чем у испарителя с глубиной залегания грунтовых вод 0,9 м), и, наконец, в 1955 г. величина испарения с этого испарителя вплотную приблизилась к величине испарения с оптимально увлажненного луга. Видовой состав разнотравья луга за это время также претерпел изменения. К третьему году опытов с переувлажненным почвенным монолитом ботанические виды трав, типичные для суходольных участков луга, постепенно почти полностью исчезли, тогда как сильно разрослись те из влаголюбивых видов, которые с успехом произрастают на заболоченных лугах, поймах и т. д.

Прежде чем приступить к исследованию связи испарения с сельскохозяйственных полей с влажностью почвы, рассмотрим способы определения средних влагозапасов за некоторый промежуток времени, используемые в настоящее время. Этот вопрос имеет самостоятельное значение, поскольку средние влагозапасы почвы учитываются при решении многих гидрологических, агромелиоративных и прогностических вопросов. С влагозапасами почвы связаны все основные составляющие водного баланса суши: испарение и транспирация, поверхностный сток и инфильтрационная способность почв. Особенно важную роль играют влагозапасы почвы в процессе испарения как в отдельные сроки, так и в среднем за различные промежутки времени. В большинстве случаев среднее значение влагозапасов почвы $W_{ср}$ за выбранный промежуток времени определяется как полусумма начальных $W_н$ и конечных $W_к$ влагозапасов, т. е. предполагается, что влагозапасы в течение рассматриваемого промежутка времени изменяются от $W_н$ до $W_к$ линейно.

Такой схематический способ определения средних влагозапасов является неточным вследствие неучета осадков, выпавших за время расчетного периода (декаду, месяц и т. д.). В самом деле, если в начале рассматриваемого интервала времени выпали осадки, которые к концу периода полностью испарились, то они непосредственно не учитываются формулой

$$W_{ср} = \frac{W_н + W_к}{2}, \qquad (192)$$

а среднее значение фактических влагозапасов рассматриваемого периода будет выше средних влагозапасов, определяемых этой формулой. Если же осадки выпали в самом конце периода, то они, не оказав существенного влияния на испарение, сильно повышают величину влагозапасов в конце периода $W_к$, а следова-

тельно, завышают и общую величину рассчитанных влагозапасов по сравнению с фактической.

Значение ошибок, получающихся при неучете осадков, составляет десятки, а порой и сотни процентов, что далеко выходит за пределы точности определения влагозапасов любым из применяющихся ныне способов. Поэтому учет величин осадков при определении средних влагозапасов за любой конкретный промежуток времени необходим.

Обычно осадки, выпавшие в летнее время, не образуют поверхностного стока и не фильтруются за пределы корнеобитаемого слоя почвы. Если часть воды, выпавшей в виде осадков, уходит поверхностным стоком или фильтруется за пределы слоя активного влагообмена, эти величины, как правило, составляют лишь небольшую часть от общей суммы осадков и ими можно пренебречь. При больших значениях стока и фильтрации, когда имеется возможность достаточно надежной их количественной оценки (например, по данным стоковых площадок, гидростворов и других гидрометрических сооружений, а также по величине фильтрации воды сквозь толщу почвенных монолитов в испарителях), сумму осадков следует уменьшить на величину этих составляющих, т. е. иметь дело с фактическими осадками, поглощенными почвой. В весенний и осенний периоды, когда поверхностный сток и фильтрация максимальны, влагозапасы почвы близки к полной или наименьшей полевой влагоемкости, при которых необходимость учета осадков отпадает. Учет осадков при определении средних влагозапасов почвы особенно необходим в теплое время года, когда поверхностный сток и фильтрация почти отсутствуют, а влагозапасы почвы имеют наиболее резкие колебания.

Выведем формулу для расчета средних влагозапасов с учетом выпавших осадков. Для этого воспользуемся графическим построением, приведенным на рис. 127. Обозначим через J промежуток времени (в сутках) между датами определения начальных $W_н$ и конечных $W_к$ влагозапасов, а через i — количество суток, прошедших от начала периода до времени выпадения осадков H. Примем так же, как и при определении средних влагозапасов без учета осадков, что влагозапасы в течение различных сроков внутри рассматриваемого интервала от одной величины W_i к другой меняются линейно. Такое допущение является весьма грубым приближением к действительности, однако при принятии более сложной зависимости влагозапасов от времени (например, по экспоненциальному закону) получаются столь сложные расчетные формулы, использовать которые практически не представляется возможным. Для упрощения вывода формулы обозначим через W_i условное значение влагозапасов почвы к началу выпадения осадков, а через $W'_к$ условное значение

влагозапасов в конце рассматриваемого периода, которое бы наблюдалось при отсутствии осадков.

Из рис. 127 следует, что влагозапасы почвы W_i на i-тый день рассматриваемого периода J могут быть определены из соотношения

$$W_i = \left(1 - \frac{i}{J}\right) W_н + \frac{i}{J} H + \frac{i}{J} W_к. \qquad (193)$$

Определяя средние влагозапасы за интервалы времени i как

$$W_{ср.\,i} = \frac{W_н + W_i}{2}, \qquad (194)$$

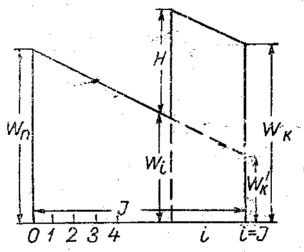


Рис. 127. Схема учета осадков при определении средних влагозапасов в почве.

а за вторую половину периода, т. е. за время $J—i$, как

$$W_{ср.\,J-i} = \frac{W_i + H + W_к}{2}, \qquad (195)$$

после несложных преобразований с учетом (193) получим для определения средних влагозапасов всего рассматриваемого периода J выражение

$$W_{ср} = \frac{W_н + W_к}{2} + \left(\frac{1}{2} - \frac{i}{J}\right) H. \qquad (196)$$

Рассмотрим полученную формулу более подробно. При $H=0$ формула (196) переходит в исходную формулу (192), в которой осадки не учитываются. При $i=0$, т. е. в случае, если осадки выпали непосредственно после определения начальных влагозапасов (в тот же день), формула (196) может быть представлена в виде

$$W_{ср} = \frac{W_н + H + W_к}{2}. \qquad (197)$$

При $i=J$ (осадки выпали в последний день интервала, непосредственно перед определением конечных влагозапасов почвы) формула (196) примет вид

$$W_{ср} = \frac{W_н - H + W_к}{2}. \qquad (198)$$

С учетом сделанных выше замечаний относительно недостатков формулы (192) эта формула сама по себе понятна.

Следовательно, с точки зрения крайних значений i формула (196) вполне приемлема. Осадки, выпавшие в начале рассматриваемого интервала, добавляются к начальным и конечным влагозапасам (197), а в конце интервала вычитаются из них (198). Осадки, выпавшие точно в середине интервала (т. е. при $i=\frac{1}{2}J$), не оказывают заметного влияния на средние влагозапасы. Если за рассматриваемый период осадки выпадают несколько (n) раз, то формула для определения средних влагозапасов приобретает вид

$$W_{ср}=\frac{W_н+W_к}{2}+\sum\left(\frac{1}{2}-\frac{i_n}{J}\right)H_n. \qquad (199)$$

Таким образом, формула (199) позволяет в первом приближении определять влагозапасы в почве за различные интервалы времени (декада, межфазный период, месяц и т. д.) с учетом выпавших осадков. Однако тот факт, что осадки, выпавшие точно в середине выбранного интервала, не оказывают влияния на средние влагозапасы независимо от количества выпавших осадков и длительности выбранного интервала служит причиной некоторой неточности рассматриваемой формулы. Эта причина вызвана сравнительно грубым допущением (о линейности изменения влагозапасов со временем), используемым при выводе формулы (199).

Учет времени j, в течение которого выпавшие осадки полностью испарятся, позволяет уточнить рассматриваемую зависимость, сделать ее пригодной для любой продолжительности выбранного интервала J. При этом следует иметь в виду, что в случае, если выпавшие осадки полностью испаряются еще до определения конечных влагозапасов (т. е. при $j\leqslant J-i$), формулы (196) и (199) остаются справедливыми. Трудности возникают лишь в тех случаях, когда часть выпавших осадков не успевает испариться за выбранный интервал времени (т. е. при $j>J-i$) и обусловливает повышение конечных влагозапасов почвы. В этом случае величина средних влагозапасов может быть определена из соотношения

$$W_{ср}=\frac{W_н+W_к}{2}-\sum\left(\frac{1}{2}-\frac{J-i_n}{j_n}\right)H_n. \qquad (200)$$

Эта формула при отсутствии осадков ($H_n=0$) переходит в формулу (192). При $n=1$ и $i=J$ она переходит в формулу (198), а при $n=1$ и $j=J-i$ — в формулу (197). При $n=1$ и $j>J-i$ по мере роста j величина $W_{ср}$ уменьшается от $W_{ср}=\frac{W_н+H+W_к}{2}$ при $j=J-i$ до $W_{ср}=\frac{W_н+W_к}{2}$ при $j=$

$=2(J-i)$ и далее до $W_{ср}=\dfrac{W_н-\dfrac{1}{3}H+W_к}{2}$ при $j=3(J-i)$,

$W_{ср}=\dfrac{W_н-\dfrac{1}{2}H+W_к}{2}$ при $j=4(J-i)$ и т. д.

Таким образом, истинные средние влагозапасы почвы по сравнению с полученными из соотношения $\dfrac{W_н+W_к}{2}$ могут быть за счет осадков увеличены, оставлены без изменения или даже уменьшены. Последний случай соответствует большому количеству осадков, выпавших в самые последние дни выбранного периода.

Для облегчения практического использования формул (199) и (200) нужно иметь возможность определять время j, за которое выпавшие осадки успевают полностью испариться. Эта величина зависит от количества осадков и метеорологических условий в последующее после выпадения осадков время.

Среднесуточное испарение E_n в дни после выпадения осадков может быть определено по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях (часть 3). Число дней, в течение которых выпавшие осадки полностью испарятся, составит

$$j=\frac{\sum H_n}{\sum E_n}. \qquad (201)$$

С учетом этого замечания формулу (200) можно представить в виде

$$W_{ср}=\frac{W_н-\sum H_n+W_к}{2}+\sum(J-i_n)E_n. \qquad (202)$$

Полученные формулы (200) и (202) дают возможность определить влагозапасы почвы за период J с учетом выпавших за это время осадков.

В заключение рассмотрим на частном примере возможные уточнения средних влагозапасов за некоторый промежуток времени при учете выпавших осадков. Пусть период времени равен одной декаде. Начальные влагозапасы $W_н$ в метровом слое почвы составляли 100 мм, конечные $W_к$ — 80 мм. За декаду выпало 40 мм осадков, при этом все они аккумулировались в верхнем метровом слое почвы.

Без учета осадков средние влагозапасы рассматриваемого слоя почвы, согласно (192), составляют 90 мм. Если же осадки выпали в первый же день рассматриваемой декады, то, согласно формуле (197), средние влагозапасы составляют 110 мм, при выпадении осадков в последний день декады средние влагоза-

пасы, согласно формуле (198), составят только 70 мм. Следовательно, в зависимости от времени выпадения осадков средние влагозапасы метрового слоя почвы могут в данном случае изменяться от 70 до 110 мм вместо постоянных 90 мм, получающихся из расчета существующим до настоящего времени методом. Разница между уточненными и рассчитанными по упрощенной формуле (192) величинами средних влагозапасов составляет более 20%, а между максимальными и минимальными средними влагозапасами 40—50%. При меньших влагозапасах почвы относительная разница еще более возрастает. Такая разница средних влагозапасов вполне может явиться причиной хорошего или угнетенного состояния растений, а поэтому должна учитываться при выполнении практических расчетов средних влагозапасов почвы.

Рассмотрим вопрос о зависимости испарения с сельскохозяйственных полей от вертикального распределения влажности почвы. Суммарное испарение с полей определяется транспирацией растений и испарением с почвы. Как и испарение с парового поля, испарение с почвы непосредственно зависит от распределения влагозапасов в почве. Определяющую роль играют влагозапасы самых верхних слоев почвы, влияние влагозапасов нижележащих слоев относительно мало. С целью учета указанного обстоятельства при построении графиков связи испарения с влагозапасами парового поля последние должны пересчитываться с учетом доли каждого входящего в расчет слоя почвы в формировании общего потока водяного пара с поверхности почвы. Для этого рассматриваемый слой почвы разбивается на отдельные слои Δz_i толщиной 10 см; самый верхний слой в силу его максимального влияния на процесс испарения дополнительно разбивается еще на два подслоя. Коэффициенты c_{n_i}, учитывающие долю каждого из слоев в формировании испарения, принимались пропорциональными коэффициентам корреляции величин испарения с влагозапасами рассматриваемого слоя почвы. Полученные таким образом значения коэффициентов для различных горизонтов почвы приведены в табл. 47.

Таблица 47

Величины коэффициентов $c_п$, характеризующих долю влагозапасов отдельных слоев почвы в формировании потока водяного пара (т. е. испарения) с поверхности парового поля

z см	0—5	5—10	10—20	20—30	30—40	40—50
$c_п$ см	0,78	0,48	0,24	0,09	0,03	0,01

Аналитическое выражение зависимости коэффициентов от глубины z (см) может быть представлено в виде экспоненциальной функции

$$c_п(z) = a^{-bz}, \qquad (203)$$

где $b\left[\frac{1}{\text{см}}\right]$ — размерный коэффициент, a — параметр, зависящий от структуры почвы. Для обычных почв $a=1{,}105$, для хорошо оструктуренных почв $a=1{,}10$, а для распыленных (бесструктурных) почв $a=1{,}11\div1{,}12$.

Для поля, занятого сельскохозяйственной культурой, помимо испарения с почвы, имеет место транспирация растений, связанная с действием корневой системы, с ее сосущей силой. Последняя наряду с биологическими свойствами данной культуры должна зависеть еще от массы корневой системы q_M или числа окончаний волосков корня q_N, приходящихся на единицу объема.

Величина q (q_M или q_N) зависит, кроме глубины, от вида B и сорта S культуры, фазы ее развития Ф, состояния C, метеорологических условий E_0 и активных влагозапасов почвы W, т. е.

$$c_т = f'(q) = f''(B,\ S,\ \Phi,\ C,\ E_0,\ W,\ z). \tag{204}$$

При $B=\text{const}$, $S=\text{const}$, $\Phi=\text{const}$, $C=C_{ср}$, $E_0=\text{const}$

$$c_т = f'''(W,\ z). \tag{205}$$

Для средневзвешенных влагозапасов в этом случае справедливо

$$\overline{W}_т = \int_0^z f'''(W, z)\, W(z)\, dz, \tag{206}$$

или для конечных интервалов глубин

$$\overline{W}_т = \sum f'''(W, z_i)\, W(z_i)\, \Delta z_i. \tag{207}$$

При расчете суммарного водопотребления $E_в$ необходимо учитывать долю транспирации $E_т$ и испарения с почвы $E_п$ в формировании общей величины испарения $E_в$. Выше (в настоящем параграфе), а также в работе автора (1963) дается метод разделения общего испарения с зерновых культур на упомянутые составные части. Согласно этому методу

$$\frac{E_п}{E_в} = f^{IV}(T,\ \Phi); \quad \frac{E_т}{E_в} = 1 - f^{IV}(T,\ \Phi),$$

поэтому

$$\overline{W}_в = \frac{E_п}{E_в} W_п + \frac{E_т}{E_в} W_т =$$

$$= \frac{E_п}{E_в} \int_0^z 1{,}105^{-z} W(z)\, dz + \int_0^z f'''(W,\ z)\, W(z)\, dz, \tag{208}$$

или

$$\overline{W}_{\text{в}} = f^{\text{IV}}(T,\ \Phi) \int_0^z 1{,}105^{-z} W(z)\, dz + \left[i - f^{\text{IV}}(T,\Phi)\right] \times$$

$$\times \int_0^z f'''(W,\ z)\, W(z)\, dz. \qquad (209)$$

Суммированием за конечные интервалы глубин это выражение может быть представлено как

$$\overline{W}_{\text{в}} = \frac{E_{\text{п}}}{E_{\text{в}}} \sum 1{,}105^{-z} W(z_i)\, \Delta z_i + \frac{E_{\text{т}}}{E_{\text{в}}} \sum f'''(W,\ z)\ W(z_i)\, \Delta z_i. \qquad (210)$$

Для практического использования этого выражения необходимо эмпирическим путем получить значение функции $c_{\text{т}} = f'''(W, z)$ для различных культур и их фаз развития.

Если влагозапасы обычных почв изменяются с глубиной по закону $W(z)$, то средневзвешенные или эффективные влагозапасы $\overline{W}_{\text{п}}$, определяющие собой интенсивность испарения с парового поля, могут быть определены как

$$\overline{W}_{\text{п}} = \int_0^z 1{,}105^{z} W(z)\, dz, \qquad (211)$$

или для конечных интервалов глубин

$$\overline{W}_{\text{п}} = \sum 1{,}105^{z_i} W(z_i)\, \Delta z_i. \qquad (212)$$

С учетом значений c_{n_i} был произведен пересчет влагозапасов парового поля. Полученные величины средних влагозапасов применялись для построения кривой зависимости интенсивности испарения с парового поля от влажности почвы. Если при использовании непосредственно измеренных величин испарения и влагозапасов имеется лишь тенденция к росту величины испарения с увеличением влагозапасов, то при приведении испарения к одинаковой испаряемости (§ 4.2.1) эта тенденция переходит в заметную связь. При использовании исправленных величин влагозапасов (с учетом распределения влажности почвы по глубине) связь величин испарения с влагозапасами становится вполне отчетливой в зонах как избыточного, так и недостаточного увлажнения (рис. 128).

Теперь вернемся к вопросу о зависимости суммарного испарения с сельскохозяйственных полей, занятых различными культурами, от влажности почвы. Мы не можем столь просто выяснить долю участия влагозапасов почвы на различных глубинах в формировании общего потока водяного пара с поверхности поля

в атмосферу. Наличие корневой системы сильно усложняет этот вопрос, однако общая тенденция повышения роли влагозапасов верхних слоев в рассмотренном процессе, согласно упомянутым исследованиям В. Г. Андреянова (1960, 1960а), сохраняется.

Изучение этого вопроса применительно к различным культурам и фазам развития растений исключительно трудоемко; оно выходит за рамки настоящей работы. При дальнейшем анализе нами были приняты полученные выше значения коэффициентов c_{n_i}

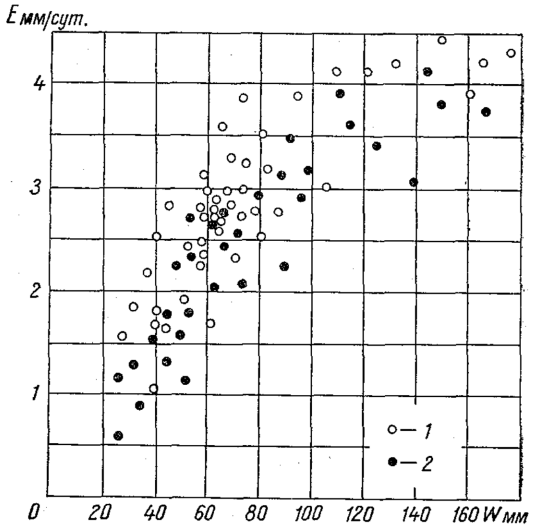


Рис. 128. Зависимость интенсивности испарения с парового поля, приведенного к одинаковой испаряемости, от средневзвешенных влагозапасов слоя почвы мощностью 0,5 м.
1 — ВНИГЛ, *2* — ДНИГЛ.

при расчете влагозапасов почвы до всходов и после уборки культуры, а также при расчете влагозапасов, влияющих на испарение с почвы, затененной растениями. При определении связи между транспирацией и влагозапасами почвы последние определялись без учета распределения влажности по глубине в пределах выбранного слоя почвы. При установлении связи с суммарным испарением влагозапасы определялись как средневзвешенные с учетом доли транспирации и испарения с почвы в величине суммарного испарения.

Принятие одинакового «веса» влагозапасов почвы на разных глубинах в формировании транспирации зерновых культур основывается на сравнительно равномерном распределении корневой системы по всей толще слоя почвы активного влагообмена.

По морфологическому делению корневая система зерновых культур состоит из зародышевых и узловых корней. Первые развиваются из зародыша зерна, вторые — из подземных стеблевых узлов, образующихся в местах начала роста первого и последующих по порядку нижних листьев.

Наиболее полно описывают ход развития корневой системы и назначение ее отдельных звеньев Н. М. Ротмистров (1904) и П. Н. Богданов (1947). Согласно исследованиям последнего, проводившимся в зоне недостаточного увлажнения, сначала из зародыша зерна яровой пшеницы развивается зародышевый корень, а затем первая пара корней. В это время над поверхностью почвы образуется первый лист. Затем развивается вторая пара зародышевых корней, чему соответствует образование второго листа. После этого развиваются два колеоптильных корня; над почвой в это время развивается третий лист.

Почти одновременно с появлением четвертого листа начинают развиваться узловые корни (примерно через 15 дней после всходов). Эти корни развиваются под влиянием выпадающих дождей и в сухие годы работают эпизодически — от дождя до дождя. С деятельностью узловых корней связывается образование вторичных стеблей (кущение) и изменение массы стеблей, с деятельностью зародышевых — кущение и налив зерна.

Зародышевые корни (к которым можно отнести и колеоптильные корни) движутся за водой, т. е. растут в сторону большей влажности почвы. Глубина их распространения определяется глубиной расположения запасов активной воды (до 1,5 м и более). Узловые корни обычно сосредоточиваются в пересохших слоях почвы на глубине 20—30 см.

Зародышевые корни составляют основу корневой системы, питающей яровую пшеницу в засушливые годы и способной обеспечить урожай до 1,5—2,0 г зерна на растение. В случае недоразвития узловых корней во время засухи растения выживают за счет зародышевых корней.

Согласно тем же исследованиям П. Н. Богданова, характер развития корневой системы яровой пшеницы сильно зависит от почвенно-климатических условий. Здесь имеют место два основных типа корневых систем. В зоне достаточного и избыточного увлажнения на подзолистых почвах наблюдается мощное развитие узловых корней и неглубокое залегание зародышевых. В зоне недостаточного увлажнения на каштановых и солонцеватых почвах отмечается слабое развитие узловых корней, работающих лишь периодически, и более мощное развитие зародышевых корней с глубоким их залеганием. На черноземах корневая система сохраняет промежуточное положение; здесь в одинаковой мере развиваются и узловые, и зародышевые корни.

Вследствие однородного залегания корневой системы по всей толще слоя почвы активного влагообмена мы сочли возможным

не учитывать распределение влажности почвы по глубине при исследовании связи транспирации с влагозапасами почвы.

Рассмотрим вопрос о глубине слоя почвы, влагозапасы которого определяют процесс испарения. Согласно табл. 47, а также экспериментальным данным, приведенным в работах автора и В. Ф. Пушкарева (1954), автора, К. И. Харченко, М. Р. Бархатовой и В. С. Бурова (1961) и К. И. Харченко (1956) глубина слоя активного влагообмена почвы паровых полей составляет около 0,5 м во всех почвенно-климатических зонах Советского Союза. Для полей, занятых сельскохозяйственными культурами, необходим в этом вопросе дифференцированный подход. В зоне недостаточного увлажнения, например, для условий ДНИГЛ или ЛФПСА (лаборатория физики приземного слоя) УкрНИГМИ, где корневая система растений распространяется на значительную глубину, мощность слоя почвы активного влагообмена составляет не менее 1,0 м. В зоне избыточного увлажнения, в которой расположена ВНИГЛ, корневая система сельскохозяйственных культур не выходит, как правило, за пределы полуметрового слоя почвы. Поэтому изменение влагозапасов почвы под различными культурами для ВНИГЛ и ДНИГЛ рассчитывалось соответственно для слоя почвы мощностью 0,5 и 1,0 м.

Рассмотрим более конкретно связь интенсивности испарения с сельскохозяйственных угодий с влажностью почвы. При этом поставим себе цель выделить ту особенность, присущую только данной культуре, которая является устойчивым ее свойством, сложившимся в течение многих лет предыдущего развития растений в определенных почвенно-климатических условиях. Эта особенность, связанная с биологическими свойствами растений, обязательно имеется у каждой сельскохозяйственной культуры, так как «каждое живое тело строит себя из условий внешней среды на свой лад, согласно своей наследственности (Лысенко, 1948).

Попытки установления зависимости интенсивности испарения с различных сельскохозяйственных культур от влажности почвы (рис. 129) с использованием для этого данных непосредственных измерений суммарного испарения и средних влагозапасов почвы не увенчались успехом. Нанесенная на график группа точек для любой конкретной фазы развития растений порой не указывала даже тенденцию этой зависимости.

В дальнейшем для уточнения связи испарения с влагозапасами почвы учитывались не все влагозапасы, а лишь их активная часть, усвояемая растениями и равная их общим влагозапасам, уменьшенным на величину влагозапасов увядания. Для каждой фазы развития растений строился график зависимости интенсивности суммарного испарения от активных влагозапасов в почве. Определенность исследуемой связи от этого заметно не повышалась (рис. 130). Сильно сказывалось различие метео-

рологических условий в период наступления одних и тех же фаз в различные годы. Для отыскания неискаженного сезонного хода биологической кривой водопотребления, присущей каждой конкретной культуре, необходимо было измеренные величины испарения привести к одинаковым метеорологическим условиям.

Согласно предыдущему исследованию (§ 4.2.1), наиболее физически обоснованным и практически удобным параметром, характеризующим комплексное влияние метеорологических факторов на величину испарения с сельскохозяйственных полей, яв-

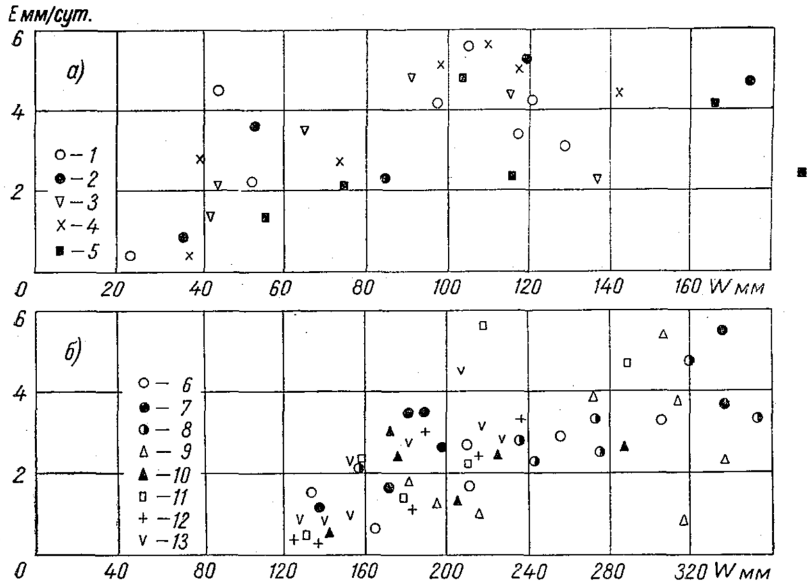


Рис. 129. Примерный вид зависимости суммарного испарения с некоторых сельскохозяйственных полей от общих влагозапасов слоя почвы мощностью 0,5 м для ВНИГЛ и 1,0 м для ДНИГЛ.

а — лен, ВНИГЛ, *б* — яровая пшеница, ДНИГЛ; *1* — всходы: *2* — начало роста стебля; *3* — образование соцветий; *4* — цветение; *5* — зеленая спелость; *6* — всходы; *7* — 3-й лист; *8* — кущение; *9* — выход в трубку; *10* — колошение; *11* — цветение; *12* — молочная спелость; *13* — восковая спелость.

ляется величина испаряемости. Под последней подразумевается величина максимально возможного испарения с поверхности луга или любой сельскохозяйственной культуры с сомкнутым травостоем, почва под которыми оптимально увлажнена.

Как уже указывалось, испарение с почвы при заданной влажности, транспирация растений, а следовательно, и суммарное испарение при неизменных влагозапасах почвы пропорциональны испаряемости.

Для того чтобы исключить влияние на величину испарения метеорологических условий, следует привести измеренные

величины испарения к одинаковой испаряемости. С этой целью определялась средняя величина испаряемости за каждую декаду и фазу развития растений для ВНИГЛ и ДНИГЛ.

Для внесения поправки на отличие испаряемости за каждую конкретную декаду или фазу развития растений величина суммарного испарения за анализируемый период умножалась на отношение средней испаряемости к испаряемости за данную декаду или фазу. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже (§ 5.1.2).

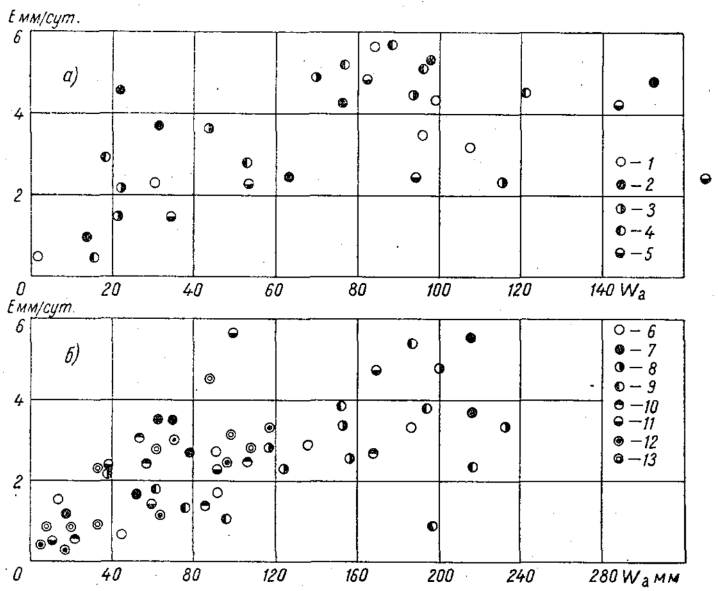


Рис. 130. Примерный вид зависимости суммарного испарения с некоторых сельскохозяйственных полей от активных влагозапасов слоя почвы мощностью 0,5 м для ВНИГЛ и 1,0 м для ДНИГЛ.
а — лен, ВНИГЛ; *б* — яровая пшеница, ДНИГЛ; *1* — всходы; *2* — начало роста стебля, *3* — образование соцветий, *4* — цветение, *5* — зеленая спелость, *6* — всходы, *7* — 3-й лист, *8* — кущение, *9* — выход в трубку, *10* — колошение, *11* — цветение, *12* — молочная спелость, *13* — восковая спелость.

После приведения величин суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур к одинаковой испаряемости полученные величины для каждой фазы развития растений оказались в устойчивой связи с активными влагозапасами почвы (рис. 131, § 5.1.2, в котором исследуется водопотребление различных культур в связи с определением норм и сроков поливов при орошении). Суммарное испарение за разные годы сравнивалось по отдельным фазам развития культур потому, что качественно процесс испарения и транспирации в течение одной фазы оставался постоянным. Величины испарения за разные годы при

этом лучше совпали, чем исходные, не приведенные к одинаковым метеорологическим условиям.

Подробнее вопрос о биологическом водопотреблении различных культур будет рассмотрен ниже (§ 5.1.2).

Остановимся теперь несколько подробнее на зависимости коэффициентов транспирации от различных определяющих факторов. Эта характеристика находит применение во многих научных исследованиях, связанных с сельскохозяйственным производством [см., например, Кисиблэч (Kisseeblach), 1926; Алексеенко, 1936; Шамков, 1937; Ясинский, 1938; Алпатьев, 1954]. Однако ее большая изменчивость — на десятки и сотни процентов (Тулайков, 1915; Алпатьев, 1954) — даже для одной и той же культуры затрудняет широкое применение указанной характеристики для расчетов урожая, валового водопотребления и т. д.

Величина коэффициента транспирации зависит от уровня агротехники: чем выше этот уровень, тем меньше значение коэффициента транспирации. Отмеченное обстоятельство связано с малой продуктивностью транспирации при низком уровне земледелия, при котором вода, проходящая в процессе транспирации сквозь клетки, не содержит в себе достаточного количества питательных веществ, вследствие чего прирост растительной массы растения ограничивается. Как уже отмечалось выше, тот же расход воды на транспирацию при культурном земледелии может привести к урожаям, в несколько раз превосходящим урожаи при отсталой агротехнике.

Второй причиной большой изменчивости коэффициентов транспирации является их зависимость от погодных условий. Даже при неизменных уровнях агротехники, которые поддерживаются на почвенно-испарительных площадках ВНИГЛ и ДНИГЛ, величины коэффициентов транспирации для одних и тех же культур от года к году меняются на десятки и сотни процентов. Так, например, для ВНИГЛ коэффициент транспирации озимой ржи за рассматриваемые годы изменялся на 170% (от 210 до 310), а овса — на 200% (от 230 до 470). Чтобы выяснить степень зависимости величин коэффициентов транспирации от метеорологических условий, их значения привели к средней испаряемости за вегетационный период (считая коэффициент транспирации пропорциональным испаряемости). После таких пересчетов расхождения между крайними значениями коэффициентов транспирации снизились в обоих случаях до 30—40%. Такие расхождения могли быть вызваны различными средними влагозапасами почвы за сравниваемые вегетационные периоды, а также малой точностью определения коэффициента транспирации (ошибки в определении этих коэффициентов обусловлены ошибками измерения суммарного испарения, испарения с почвы, затененной растениями, и прироста веса сухой растительной массы).

Измерения испарения во ВНИГЛ и ДНИГЛ сопровождались фенологическими наблюдениями, в том числе наблюдениями над высотой и густотой травостоя, а также над приростом растительной массы за отдельные фазы развития культур. Полученные данные позволили определить изменение величины коэффициента транспирации различных культур за летний период. На рис. 131 для примера приведен ход коэффициента транспирации овса за вегетационный период 1952 г. Этот ход обусловлен, с одной стороны, качественным изменением строения клеток по мере роста и развития сельскохозяйственных культур, а с другой — тем понятием коэффициента транспирации, которое ему присуще по определению.

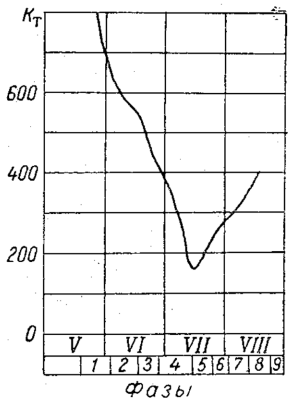


Рис. 131. Сезонный ход коэффициента транспирации овса (ВНИГЛ, 1952 г.).

Фазы: *1* — всходы, *2* — третий лист, *3* — кущение, *4* — выход в трубку, *5* — выметывание, *6* — цветение, *7* — молочная спелость, *8* — восковая спелость, *9* — полная спелость.

В начале вегетационного периода наблюдается интенсивный рост корневой системы. Поэтому коэффициент транспирации, определяемый отношением расхода воды к приросту сухой массы наземной части растений, принимает в начале вегетационного периода большие значения. В середине вегетационного периода, когда развитие корневой системы в основном закончено, происходит бурный рост травостоя, вследствие чего величина коэффициента транспирации уменьшается. В конце вегетационного периода транспирация становится незначительной, а природа растительной массы практически прекращается. В это время имеет место в основном лишь созревание растений, в связи с чем коэффициент транспирации снова несколько возрастает.

5.1.2. Методика определения норм и сроков поливов с учетом биологических свойств культуры и погодных условий

Широко известна та большая роль, которую играет орошаемое земледелие в деле повышения продуктивности сельскохозяйственного производства. Площади орошаемых земель в СССР в ближайшие десятилетия намечено довести до 30 млн. га, из них только на Украине в перспективе эта площадь должна составить более 12 млн. га.

Для обеспечения успешной эксплуатации таких огромных орошаемых массивов необходимо во многом подготовиться уже сейчас. Для этого надо решить вопросы рационального распределения оросительной сети, всемерной механизации процесса орошения и, наконец, вопрос об оптимальном поливном режиме.

Если первые два вопроса выдвинуты в повестку дня лишь в самое последнее время, в связи с огромным объемом мелиоративных работ, то последний решался уже на протяжении многих десятилетий и столетий в прошлом.

Как уже неоднократно отмечалось, несмотря на большое количество работ последнего времени, связанных с исследованием микроклимата, водного режима почв и режима орошения [Костяков, 1951; С. М. Алпатьев, 1952; Будыко, Дроздов и др., 1952; Тимофеев, 1952; Шаров, 1952; Процеров, 1953, 1955; Чудновский, 1953; Дубинский, 1955, 1964, 1964а; Собко, 1956; Белухина, 1957; Штойко, 1957; Петинов, 1959, 1961, 1962, 1964; А. М. Алпатьев, 1961; Кац, 1961, 1963, 1964; Лайхтман, 1961; Волосюк, 1962; Перехрест, 1962; Шумаков, 1962; Яковлев, 1962; Вериго и Разумова, 1963; Иовенко, 1963; Мещанинова, 1963; Алексеевский, 1964; Будаговский, 1964; Горский, Запорожченко, 1964; Скворцов, 1964; Харченко, 1964; Торнтвайт, Мазер (Thorntwaite, Mather), 1955; Пенман (Penman), 1956; Бохнинг (Bochning), 1961; Хершпилд (Hershpield), 1964], существующие методы определения поливного режима (главным образом норм и сроков поливов) носят локальный характер (в пространстве и времени), т. е. применимы в основном для тех условий, для которых они были получены опытным путем. Количественный учет конкретных метеорологических условий или вовсе не производится, или это делается недостаточно обоснованно. Вследствие этого применяемые поливные режимы либо занижают необходимое растению количество воды, снижая тем самым урожаи, либо завышают его, что также приводит к снижению урожая и может явиться причиной заболачивания и вторичного засоления почв.

Наиболее распространенная в настоящее время методика определения норм и сроков поливов (см. действующие Наставления и Указания) исходит из заданной урожайности и коэффициента водопотребления растений. Оросительные нормы определяются как разность между необходимым водопотреблением и наличными водозапасами почвы с учетом выпавших осадков. Количество поливов определяют исходя из влагоемкости почвы, а сроки поливов приурочивают к различным фазам развития растений исходя из предыдущего опыта и интуиции мелиоратора.

Такой способ не обеспечивает создания и поддержания оптимального увлажнения почвы, так как коэффициент водопотребления растений, согласно § 5.1.1, зависит как от уровня агротехники, так и от конкретных погодных условий. Поэтому, несмотря на видимость научного обоснования этого метода, которое касается в основном его формы, содержание методики остается в значительной мере произвольным.

Более обоснованным является метод определения поливного режима, разработанный С. М. Алпатьевым (1963, 1965, 1965а, 1965б). В этом методе оросительные нормы определяются

с учетом коэффициента удельного водопотребления, связанного с биологическими свойствами культуры и с конкретными погодными условиями, характеризуемыми дефицитом влажности воздуха. Такой способ расчета дает возможность более точно, чем предыдущий, учесть биологические особенности водопотребления данной сельскохозяйственной культуры и метеорологические условия. Однако в этом принципиально правильном методе при его практической реализации допущены некоторые неточности, приводящие к серьезным погрешностям, выходящим за пределы допустимых.

Дело в том, что биологические особенности культуры характеризуются зависимостью коэффициента удельного (т. е. приходящегося на единицу сухой растительной массы и единицу дефицита влажности воздуха) водопотребления от количества дней, прошедших с начала весенней вегетации (озимые), всходов (яровые) или посадки (паропропашные культуры). При этом, естественно, не учитываются темпы развития (т. е. продолжительность отдельных межфазных периодов) растений, вернее, они принимаются средними. На самом же деле, согласно ряду исследований (см., например, Лысенко, 1952; Дмитренко, 1964, 1965; Мищенко, 1962; Попова, 1961; Константинов, Пушкарев, 1954), продолжительность отдельных межфазных периодов развития растений в зависимости от конкретных погодных условий изменяется на десятки и сотни процентов (сокращаясь при засушливой и возрастая при сырой погоде). Это обстоятельство, не учитываемое рассматриваемой методикой, сводит почти на нет результаты учета особенностей биологического водопотребления различных культур. Именно поэтому коэффициенты удельного водопотребления, используемые в этой методике, для одного и того же количества дней, прошедших от начала вегетации, изменяются на сотни процентов. Конечно, такая точность определения суммарного водопотребления, а в конечном итоге и влагозапасов в почве недостаточна для практики.

Не меняет существа дела и замена С. М. Алпатьевым в биологической кривой водопотребления количества дней от начала вегетации суммой температуры, поскольку, согласно упомянутым исследованиям, продолжительность межфазных периодов наряду с температурой воздуха в не меньшей мере зависит от влажности почвы и воздуха. Поэтому точность рассматриваемой расчетной методики и в этом случае остается весьма низкой.

Есть и другой существенный недостаток рассматриваемой методики. Он заключается в использовании для характеристики метеорологических условий испарения величины дефицита влажности воздуха. Как показано в § 4.2.1, испарение и испаряемость пропорциональны не просто дефициту влажности воздуха, а дефициту, рассчитанному по температуре испаряющей поверхности. Специальные исследования показывают, что величина испарения

находится с дефицитом влажности воздуха лишь в корреляционной связи, причем величину дефицита влажности необходимо брать не в первой степени, а в степени примерно 0,8. Соответствующие оценки показывают, что неучет этого обстоятельства для сильно засушливых и избыточно увлажненных территорий приводит к ошибкам в +100 и —70%. Даже для условий южной части Украины, для которой эта методика непосредственно рекомендована, неучет отмеченного обстоятельства может привести к ошибкам в увлажненные и сухие межфазные периоды конкретных лет, превосходящим 20%.

Другие недостатки рассматриваемой методики, связанные с трудностью определения начальных (весенних) влагозапасов почвы и с трудностью учета на полях растительной массы, не являются столь существенными. В целом эта методика, несмотря на недостатки, может быть использована в практике орошаемого земледелия до завершения испытания в производственных условиях более совершенной методики, описание которой приводится ниже.

В настоящее время вопрос о поливном режиме может получить рациональную количественную основу вследствие накопления достаточно обширной информации об оптимальном водном режиме сельскохозяйственных культур. Эта информация получена путем обобщения большого количества экспериментальных данных, появившихся в результате измерения суммарного испарения и транспирации сельскохозяйственных культур в различных почвенно-климатических условиях (Алпатьев, 1954; Будаговский, 1960, 1964; Вериго и Разумова, 1963; автор, 1954, 1956, 1961, 1961а, 1962б, 1963; автор и Олейник, 1964; автор, Сакали, Гойса и Олейник, 1966; автор и Пушкарев, 1954, 1959, 1960; автор и Струзер, 1954; автор, Харченко, Бархатова и Буров, 1961; Пушкарев, 1954, 1958, 1961; Пушкарев, Гридасова, 1964; Струзер, 1955; Струзер и Русин, 1956; Харченко, 1956, 1959; Помыткин, 1964; Шашко, 1961, 1961а и др.).

Как уже отмечалось (§ 5.1.1), водопотребление растений определяется внутренними и внешними факторами их развития. Под внутренними факторами понимают биологические свойства растений, оказывающие влияние на режим водопотребления. Эти свойства связаны с видом и сортом растений B, а также фазой их развития и их состоянием.

К числу внешних факторов следует отнести погодные условия $\frac{dE_0}{dt}$ и влагозапасы почвы W. Различные приемы агротехники оказывают лишь косвенное влияние на водный режим культурных растений путем изменения либо влагозапасов в почве, либо погодных (точнее, фитоклиматических) условий, либо, наконец, биологических свойств растений (путем селекции, предпосевной обработки семян и т. д.). Все эти изменения учитываются через

влияние основных факторов: влагозапасов в почве, погоды и биологических свойств растений.

Многофакторная связь интенсивности испарения сельскохозяйственных культур $\frac{dE}{dt}$ с определяющими характеристиками B, $\frac{dE_0}{dt}$ и W чрезвычайно усложняет производство исследований режима водопотребления растений. Поэтому прямые попытки установления количественной зависимости $\frac{dE}{dt}$ с W, т. е. интенсивности суммарного испарения с сельскохозяйственных полей с влагозапасами в почве, не имеют успеха. Нанесенные на графики группы точек $\frac{dE}{dt}$ (мм/сут.) для любой конкретной фазы развития растений порою не указывают даже тенденции этой зависимости (рис. 129 и 130). Для успешного исследования процесса формирования водопотребления растений необходимо уметь раздельно учитывать влияние на этот процесс каждого из перечисленных выше факторов. В общем виде связь интенсивности испарения $\frac{dE}{dt}$ (выражаемой в миллиметрах в единицу времени) с определяющими факторами может быть представлена как

$$\frac{dE}{dt} = f_1\left(\frac{dE_0}{dt},\ W,\ B\right). \tag{213}$$

Прежде всего оценим влияние погодных условий на режим водопотребления растений. Одним из проявлений влияния погоды на условия произрастания растений являются осадки H. Они учитываются обычно через влагозапасы почвы. Другой стороной влияния погодных факторов на режим водопотребления растений является иссушающее действие приземных слоев воздуха. Наиболее физически обоснованным и практически удобным параметром, характеризующим иссушающее влияние погодных условий на величину испарения с сельскохозяйственных полей, является величина испаряемости $\frac{dE_0}{dt}$.

В работах автора (1962, 1963), автора и Р. Н. Олейника (1964), а также в § 4.2.1 дается описание методики расчета величин испаряемости с сельскохозяйственных полей по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Согласно этим исследованиям, за испаряемость можно принимать интенсивность испарения с любой сельскохозяйственной культуры, почва под которой оптимально увлажнена. Это соответствует случаю, когда имеет место неограниченный подвод воды к корневой системе растений, а аэрация почвы не нарушена. Величины водопотребления при одинаковых погодных ус-

ловиях всех видов сельскохозяйственных угодий, включая луг, залежь и целину, при оптимальных влагозапасах в почве и сомкнутом травостое в период активной вегетации практически совпадают. Испарение с почвы, транспирация, а следовательно, и суммарное испарение при неизменных влагозапасах почвы пропорциональны испаряемости.

Таким образом, для конкретных погодных условий, характеризуемых величиной $\frac{dE_0}{dt}$, имеем

$$\frac{dE}{dt} = \frac{dE_0}{dt} f_2(W, B). \tag{214}$$

Для того чтобы исключить влияние на водопотребление различия погоды, т. е. для того чтобы получить величины $\frac{dE}{dt}$ при одинаковых метеорологических условиях, следует привести величины $\frac{dE}{dt}$ к одинаковой интенсивности испаряемости $\frac{dE_0}{dt}$, принятой за среднюю, т. е. к $\frac{d\overline{E}_0}{dt}$. С этой целью задается средняя многолетняя величина испаряемости за каждую декаду либо аналитически, в виде

$$\frac{d\overline{E}_0}{dt} = f_3(t), \tag{215}$$

либо графически. Нами принят за исходный средний сезонный ход испаряемости, характеристика которого приведена в табл. 48. Он получен из экспериментальных данных как средний сезонный ход интенсивности испаряемости для зоны достаточного увлажнения, т. е. для условий, когда $\overline{H} \approx \overline{E}_0$. Для зон избыточного и недостаточного увлажнения вид этой кривой соответственно трансформируется. Точность последующих расчетов фактического водопотребления культур не зависит от способа задания среднего сезонного хода испаряемости.

В табл. 48 величины $\frac{d\overline{E}_0}{dt}$ приводятся в мм/дек. Для определения этой величины за другие промежутки времени следует данные этой таблицы представить в виде кривой (215) и определить величину $\overline{E}_0$ за промежуток времени $\Delta t = t_к - t_н$ как

$$\overline{E}_0 = \int_{t_н}^{t_к} f_3(t)\, dt. \tag{216}$$

или в конечных суммах как

$$\overline{E}_0 = \sum f_3(t_i)\, \Delta t_i, \tag{217}$$

Таблица 48

Сезонный ход средней испаряемости (мм)

Январь			Февраль			Март			Апрель		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
9	9	10	17	13	18	22	28	33	38	42	46

Май			Июнь			Июль			Август		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
48	50	52	52	53	54	54	54	54	53	52	52

Сентябрь			Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
50	47	44	40	35	28	21	16	12	10	9	9

где Δt_i — промежуток времени, равный декаде, пятидневке или фазе развития. Для неполной декады или фазы допускается линейная интерполяция.

После того как мы определили величину средней испаряемости, для внесения поправок на отличие от нее испаряемости за каждую конкретную декаду или фазу развития растений величина суммарного испарения за анализируемый период умножается на отношение средней испаряемости к испаряемости за данную декаду или фазу, т. е.

$$\frac{dE_{\overline{E_0}}}{dt} = \frac{\frac{d\overline{E_0}}{dt}}{\frac{dE_0}{dt}} \frac{dE}{dt}, \qquad (218)$$

где индекс $\overline{E_0}$ означает, что величина $\frac{dE}{dt}$ приведена к одинаковым погодным условиям. Таким образом, величина $\frac{dE_{\overline{E_0}}}{dt}$ является величиной $\frac{dE}{dt}$, приведенной к средним (стандартным) погодным условиям. С нею мы и будем ниже иметь дело.

Величина $\frac{dE_{\overline{E_0}}}{dt}$ зависит от биологических свойств культуры и влагозапасов в почве. Биологические свойства в свою очередь зависят от вида культуры K, сорта S, фазы развития Φ и состояния растений C, т. е.

$$B = f_4(K,\ S,\ \Phi,\ C). \tag{219}$$

При исследовании связи интенсивности водопотребления различных культур $\frac{dE_{\overline{E_0}}}{dt}$ с влагозапасами в почве необходимо брать продуктивные или активные влагозапасы W_a, равные общим влагозапасам, уменьшенным на величину влагозапасов увядания, т. е.

$$W_a = W - W_y.$$

Для приведения связи $\frac{dE_{\overline{E_0}}}{dt}$ с W_a к одинаковым биологическим свойствам необходимо положить $K = \text{const}$, $S = \text{const}$, $\Phi = \text{const}$, $C = C_{ср}$, т. е. строить эти связи для среднего состояния ($C = C_{ср}$) одной и той же культуры, сорта и фазы развития культуры, так как качественно процесс транспирации для данной культуры вследствие стадийного развития растений в течение одной и той же фазы остается постоянным. Таким образом,

$$\frac{dE_{\overline{E_0},B}}{dt} = \frac{\frac{d\overline{E}_0}{dt}}{\frac{dE_0}{dt}} \frac{dE\,(W_a,\ \Phi)}{dt}. \tag{220}$$

Вид этой зависимости, построенной по данным экспериментальных наблюдений, для отдельных фаз развития яровой и озимой пшеницы, а также кукурузы приведен на рис. 132. Из хода кривых этого рисунка видно большое различие величин биологического водопотребления для разных фаз одних и тех же культур при одинаковых погодных условиях и влагозапасах почвы. Наименьшее водопотребление характерно для начальных и конечных фаз развития растений, наибольшее — для фаз с максимальным приростом растительной массы, в период которых обычно формируются репродуктивные органы растений. Скорость нарастания и «плавность» кривой $\left(\text{т. е. } \frac{dE_{\overline{E_0},B}}{dW_a}\right)$ вблизи максимума интенсивности водопотребления для различных фаз различна.

За оптимальные влагозапасы обычно принимается такая влажность почвы, которая обеспечивает максимальное водопотребление культур. Это положение подтверждается многочисленными экспериментальными данными, полученными физиологами

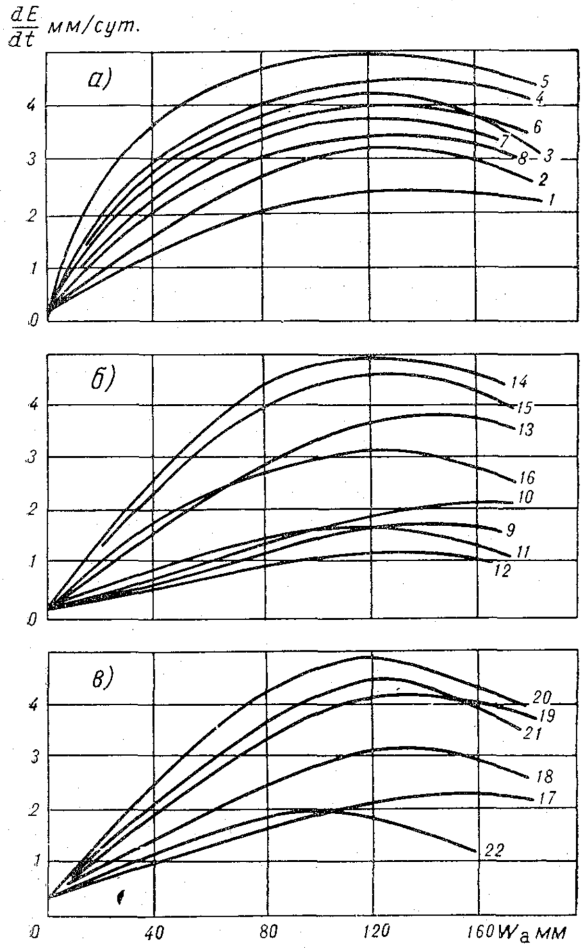


Рис. 132. Изменение суммарного испарения $\frac{dE}{dt}$ (мм/сут.) с некоторых сельскохозяйственных полей, приведенного к одинаковым погодным условиям, в зависимости от фазы развития культуры и активных влагозапасов почвы.

а — яровая пшеница; *б* — озимая пшеница; *в* — кукуруза; *1* — всходы; *2* — 3-й лист; *3* — кущение; *4* — выход в трубку; *5* — колошение; *6* — цветение; *7* — молочная спелость; *8* — восковая спелость; *9* — всходы; *10* — 3-й лист; *11* — кущение, *12* — выход в трубку; *13* — колошение; *14* — цветение; *15* — молочная спелость; *16* — восковая спелость; *17* — всходы; *18* — 7-й лист; *19* — выметывание; *20* — цветение; *21* — молочная спелость; *22* — полная спелость.

растений, агрометеорологами, гидрологами и специалистами смежных дисциплин.

К числу таких данных можно отнести и результаты сопоставления водопотребления с урожаем, полученные Валдайской научно-исследовательской гидрологической лабораторией (Помыткин, 1963), приведенные в табл. 49. В среднем для четырех культур (лен, кукуруза, рожь и овес) при уровнях грунтовых вод 180, 90, 50 и 25 см водопотребление составило 61, 85, 100 и 91%, а соответствующий урожай 77, 93, 100 и 54%. Как и всюду, эти данные подтверждают, что большему водопотреблению соответствует и больший урожай.

Таблица 49

Связь среднего биологического урожая с водопотреблением и влагозапасами почвы, характеризуемыми уровнем грунтовых вод (при высоте капиллярного поднятия 35 см)

Уровень грунтовых вод, см	Биологический урожай, %	Водопотребление, %
25	54	96
50	100	100
90	93	85
180	77	61

Иначе не могло и быть. Вода, проходящая в процессе транспирации через клетки растений, доставляет последнему минеральное питание. Достаточное обводнение клеток способствует нормальному регулированию термического режима растений, что обусловливает оптимальные условия для фотосинтеза, а также защиту растений от иссушающего действия атмосферы и перегрева за счет воздействия прямой солнечной радиации. Только при условии максимального водопотребления, не ограниченного ни недостатком, ни избытком влаги в почве, мы можем ожидать максимальный урожай. Максимальное водопотребление как раз и свидетельствует о том, что влажность почвы оптимальная, а энергетические ресурсы испарения и температура воздуха достаточно высоки, чтобы поддерживать высокую интенсивность образования биомассы.

Из сказанного следует, что оптимальные влагозапасы соответствуют максимальному водопотреблению. Аналитически для каждой фазы это положение может быть представлено выражением, используемым для отыскания экстремума функций,

$$\frac{d}{dW_a}\left(\frac{dE_{\overline{E_0}, B}}{dt}\right) = 0. \qquad (221)$$

Решение этого уравнения относительно W_a даст нам величину $W_{a,\,оп}$. На приведенных графиках (рис. 133) величина $W_{a,\,оп}$

может быть определена как абсцисса точки на кривых $E_{\frac{}{E_0,\ в}}$ (W_a, Ф) с максимальным значением ординаты.

Анализ величин $W_{a,\ оп}$ показывает, что максимальное водопотребление для различных фаз отдельных культур наступает при влагозапасах, меняющихся в пределах 0,70—0,90 от наименьшей влагоемкости. Отсюда следует, что для разных фаз различен и диапазон возможных отклонений влагозапасов от оптимальных, обусловливающих изменение водопотребления культур в тех или иных наперед заданных пределах. Если допустить

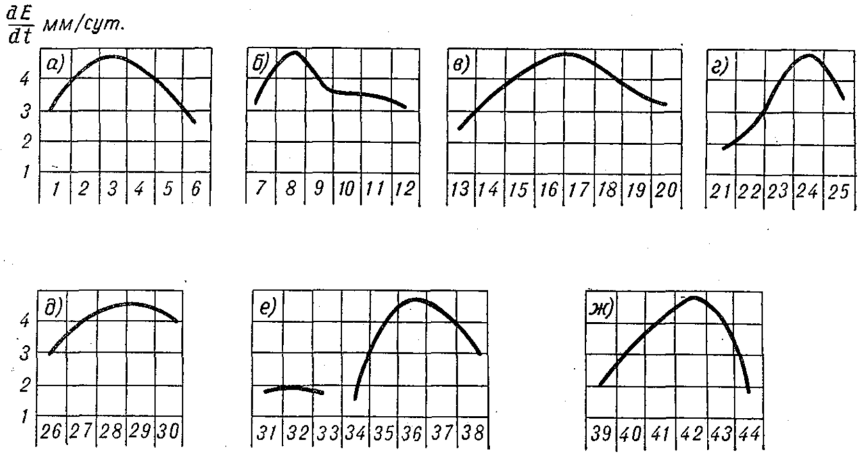


Рис. 133. Биологические кривые водопотребления некоторых сельскохозяйственных культур.

а — лен, *б* — клевер первого года, *в* — яровая пшеница, *г* — просо, *д* — люцерна второго года, *е* — озимая пшеница, *ж* — кукуруза; *1* — всходы; *2* — начало роста стебля; *3* — образование соцветий; *4* — цветение; *5* — зеленая спелость; *6* — желтая спелость; *7* — всходы; *8* — образование боковых побегов; *9* — образование соцветий; *10* — цветение; *11* — межфазный период; *12* — увядание ботвы; *13* — всходы; *14* — 3-й лист; *15* — кущение; *16* — выход в трубку; *17* — колошение; *18* — цветение; *19* — молочная спелость; *20* — восковая спелость; *21* — всходы; *22* — 3-й лист; *23* — кущение; *24* — выход в трубку; *25* — выметывание; *26* — возобновление вегетации; *27* — образование боковых побегов; *28* — стеблевание; *29* — образование соцветий; *30* — отрастание; *31* — всходы; *32* — 3-й лист; *33* — кущение; *34* — выход в трубку; *35* — колошение; *36* — цветение; *37* — молочная спелость; *38* — восковая спелость; *39* — всходы; *40* — 7-й лист; *41* — выметывание султана; *42* — цветение; *43* — молочная спелость; *44* — полная спелость.

уменьшение водопотребления от максимального на 5%, то диапазон изменений оптимальных влагозапасов для различных культур составит $75 < W_{a,\ оп} < 95\%$. Если же допустить снижение водопотребления на 10%, то соответствующий диапазон расширится до $70 < W_{a,\ оп} < 100\%$ наименьшей влагоемкости.

Приведенные диапазоны изменений оптимальных влагозапасов получены как общие для всех фаз развития яровой и озимой пшеницы, а также кукурузы. Для конкретных фаз отдельных культур эти диапазоны существенно сужаются. Следует заме-

тить, что такой способ определения верхней и нижней границ диапазона оптимальных влагозапасов носит механический характер. Он может быть использован лишь на первой стадии внедрения описываемой методики. Для ее более успешного использования в будущем желательно уточнить количественные связи прироста растительной массы в отдельные фазы и конечного урожая культуры с влагозапасами в почве, а затем на основании этих связей за данную фазу устанавливать границы оптимальных влагозапасов. Это может улучшить рассматриваемую методику.

Верхняя граница оптимального диапазона доходит до наименьшей влагоемкости, однако в большинстве рассмотренных нами случаев она ниже $W_{а,\,нш}$ на 2—7%. Нижняя граница диапазона оптимальной влажности почвы находится выше или близка к влажности разрыва капилляров, ниже которой, как известно, скорость подачи воды к корневой системе заметно сокращается. На графике рис. 133 эта граница, однако, не получила резкого выражения, так как данные графиков обобщены для нескольких типов почв, влажность разрыва капилляров которых колеблется в некоторых пределах. Кроме того, влажность разрыва капилляров, как и влажность увядания, несколько зависит от мощности развития корневой системы. С ее ростом соответствующие критические значения влажности почвы снижаются.

Из хода кривых $E_{\overline{E_0,\,в}}(W_а, Ф)$, приведенных на рис. 132, следует, что не только оптимальные влагозапасы, но и диапазон изменения влажности почвы, обеспечивающий поддержание водопотребления в заданных пределах, для разных фаз различен. Следовательно, не может быть единого режима орошения для различных культур и для различных фаз одной и той же культуры.

Из сказанного выше следует, что размер отдельного полива может быть определен как разность влагозапасов верхней и нижней границ оптимального диапазона, т. е.

$$h = W_{а,\,в} - W_{а,\,н}\ [\text{мм или } 10\ м^3/га]. \qquad (222)$$

Для оценки оптимального водопотребления сельскохозяйственных культур всего вегетационного периода, включающего все фазы развития растений, строятся биологические кривые водопотребления культур. При этом для каждой фазы определяется максимальное водопотребление, соответствующее оптимальным влагозапасам в почве. Эти величины наносят на график, по оси ординат которого откладываются величины максимального водопотребления (мм/сут., при $W_а = W_{а,\,оп}$) за каждую фазу, а по оси абсцисс — время вегетационного периода t с последовательным чередованием фаз развития растений. Полученные таким образом биологические кривые водопотребления для некоторых

сельскохозяйственных культур приведены на рис. 133. Их аналитическое выражение может быть представлено в виде

$$\frac{d\bar{E}_{B,\,\max}}{dt} = \frac{dE_{\bar{E}_0 B,\,W_{\text{а, оп}}}(t)}{dt}. \qquad (223)$$

Эти кривые являются устойчивыми внешними характеристиками влияния биологических свойств растений на процесс их водопотребления при оптимальных влагозапасах почвы. Упомянутые свойства сложились у растений на протяжении многих предыдущих лет под влиянием условий произрастания; они одинаково присущи растениям различных климатических зон как избыточного, так и недостаточного увлажнения.

Если известна кривая биологического водопотребления, то может быть определено и фактическое водопотребление данной культуры за любую фазу при оптимальных влагозапасах. Учитывая, что, согласно (220),

$$\frac{dE_B}{dt} = \frac{\frac{dE_0}{dt}}{\frac{d\bar{E}_0}{dt}} \frac{dE_{\bar{E}_0 B}}{dt}, \qquad (224)$$

из (223) получим

$$\frac{dE_{B,\,\max}}{dt} = \frac{\frac{dE_0}{dt}}{\frac{d\bar{E}_0}{dt}} \frac{dE_{\bar{E}_0,\,B,\,W_{\text{оп}}}(t)}{dt}, \qquad (225)$$

откуда

$$E_{B,\,W_{\text{а, оп}}} = \int_{t_{\text{н}}}^{t_{\text{к}}} \frac{\frac{dE_0}{dt}}{\frac{d\bar{E}_0}{dt}} \frac{dE_{\bar{E}_0,\,B,\,W_{\text{оп}}}(t)}{dt}. \qquad (226)$$

В формуле (226) значение функций $\frac{dE_{\bar{E}_0,\,B,\,W_{\text{а,оп}}}(t)}{dt}$ представляется графически (рис. 132); величина знаменателя подынтегрального выражения, согласно (215), нами принята в виде функции, значение которой для каждой декады характеризуется данными табл. 48. Для определения величины $E_{B,\,W_{\text{а, оп}}}$ недостает лишь значения члена $\frac{dE_0}{dt}$, характеризующего фактическое сезонное изменение интенсивности испаряемости в районе орошаемого поля. Согласно сказанному выше, эта величина может быть определена по значению температуры T и влажности воздуха e, измеренным на метеорологических станциях.

В ряде исследований (Будыко, Юдин, Яковлева, 1954; Тимофеев, 1963; автор, 1963; автор и Харченко, 1956 и др.), а также в § 4.2.1 показано, что величина испаряемости с орошаемого

поля зависит от его размера, который будем характеризовать буквой L. Таким образом, величина $\frac{dE_0}{dt}$ есть известная функция T, e, t и L, т. е.

$$\frac{dE_0}{dt} = \frac{dE_0(T, e, t, L)}{dt}. \qquad (227)$$

После этого общее выражение для $E_{B, W_{\text{а, оп}}}$ примет вид

$$E_{B, W_{\text{а, оп}}} = \int_{t_{\text{н}}}^{t_{\text{к}}} \frac{\frac{dE_0(T, e, t, L)}{dt}}{\frac{d\overline{E_0}(t)}{dt}} \frac{dE_{\overline{E_0}, B, W_{\text{а, оп}}}(t)}{dt} dt. \qquad (228)$$

Трудности подбора аналитического выражения для функции $\frac{dE_{\overline{E_0}, B, W_{\text{оп}}}}{dt}$ и особенно для функции $\frac{dE_0(T, e, t, L)}{dt}$ заставляют использовать при определении величины максимального водопотребления культуры B за период $t_{\text{к}} - t_{\text{н}}$ метод суммирования за конечные интервалы времени

$$E_{B, W_{\text{а, оп}}} = \sum \frac{\frac{dE_0(T, e, t_i, L)}{dt}}{\frac{d\overline{E_0}(t_i)}{dt}} \frac{dE_{\overline{E_0}, B, W_{\text{а, оп}}}(t_i)}{dt} \Delta t_i. \qquad (229)$$

По этой формуле может быть рассчитан расход воды на испарение орошаемым полем за любую фазу, несколько фаз или за весь вегетационный период в целом.

Перейдем к методике расчета оросительных норм $\overline{\overline{h}}$, т. е. к расчету среднего многолетнего дополнительного слоя воды за вегетационный период, обеспечивающего оптимальные влагозапасы в почве. Величина максимального водопотребления отдельных культур в различных климатических условиях за вегетационный период $E_{B, W_{\text{а, оп}}}$, как указывалось выше, может быть рассчитана по формулам (228) и (229). Величина фактического водопотребления различными культурами при средних влагозапасах в почве в данных климатических условиях может быть рассчитана с помощью методики, изложенной в § 5.1.1. Она сводится к определению средней интенсивности испарения с поверхности луга $\frac{dE_{\text{л}}(T, e, t)}{dt}$, рассчитанной по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях, и к определению величины коэффициента $K_B(T, t)$, позволяющего

перейти от значения $\frac{dE_{л,\,W_{а,\,ср}}}{dt}$ к величине испарения с культуры $\frac{dE_{B,\,W_{а,\,ср}}}{dt}$, т. е.

$$\frac{dE_{B,\,W_{а,\,ср}}}{dt} = K_B(T,\ t)\,\frac{dE_{л,\,W_{а,\,ср}}}{dt}. \qquad (230)$$

Отсюда

$$E_{B,\,W_{а,\,ср}} = \int_{t_с}^{t_у} K_B(T,\ t)\,\frac{dE_{л,\,W_{а.\,ср}}(T,\ e,\ t)}{dt}\,dt, \qquad (231)$$

где $t_с$ — средний многолетний срок сева, а $t_у$ — срок уборки. Это выражение может быть представлено в виде сумм за отдельные фазы Δt_i

$$E_{B,\,W_{а,\,ср}} = \sum K_B(T,\ t_i)\,\frac{dE_{л,\,W_{а,\,ср}}(T,\ e, t_i)}{dt}\,\Delta t_i, \qquad (232)$$

Зная потребное $E_{B,\,W_{а,\,оп}}$ и фактическое $E_{B,\,W_{а,\,ср}}$ водопотребление, нетрудно определить норму необходимой добавки воды $\bar{h}$ как

$$\bar{h} = E_{B,\,W_{а,\,оп}} - E_{B,\,W_{а,\,ср}}. \qquad (233)$$

В общем виде это выражение может быть представлено как

$$\bar{h} = \int_{t_с}^{t_у} \frac{\frac{dE_0(T,\ e,\ L,\ t)}{dt}}{\frac{dE_0(t)}{dt}}\,\frac{dE_{E_0}(t)}{dt}\,dt - \int_{t_с}^{t_у} K_B(T,\ t)\,\frac{dE_л(T,\ e,\ t)}{dt}\,dt, \qquad (234)$$

а в виде конечных разностей как

$$\bar{h} = \sum \frac{\frac{dE_0(T,\ e,\ L,\ t_i)}{dt}}{\frac{d\bar{E}_0(t_i)}{dt}}\,\frac{dE}{dt}(t_i)\,\Delta t_i - \sum K_B(T,\ t_i)\,\frac{dE_л(T,\ e,\ t_i)}{dt}\,\Delta t_i. \qquad (235)$$

Все члены, входящие в эту формулу, могут быть определены по среднему многолетнему ходу температуры и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях, по ходу биологической кривой водопотребления данной культуры и по размеру орошаемого поля.

Перейдем к изложению методики расчета размеров (норм) и сроков отдельных поливов. Для ее использования необходимо знать величину активных влагозапасов в почве к началу сева $w_{а,\,с}$. Эта величина может быть определена следующими путями:

1) непосредственным измерением влагозапасов почвы данного поля на день посева;

2) путем предварительной (в течение нескольких лет) съемки весенних влагозапасов в почве разных полей (см., например, Смирнова, Долгов, 1965). Разность влагозапасов полей обусловлена в основном различием инфильтрационных свойств почвы и микрорельефа. По этим данным выбирается место или поле, весенние влагозапасы почвы которого близки к средним влагозапасам почвы полей рассматриваемого массива. Устанавливаются коэффициенты, характеризующие связь средних значений влагозапасов почвы отдельных полей с влагозапасами, определенными в данном выбранном пункте или поле. В дальнейшем можно будет определять влагозапасы для всего массива лишь в одном, заранее выбранном пункте или поле, а уже затем с помощью переходных коэффициентов определять влагозапасы других полей данного массива;

3) путем расчета весенних влагозапасов в почве по данным наблюдений сетевых метеорологических станций. В настоящее время завершается построение методики расчета влагозапасов почвы (включая и весенние) по данным измерений осадков, температуры и влажности воздуха на метеорологических станциях.

Ниже будем считать, что величина влагозапасов в почве к моменту сева $w_{а,\,с}$ нам известна. Ее значение должно превосходить величину $w_{а,\,н}$, т. е. величину наименьших влагозапасов оптимального диапазона. В противном случае нужен дополнительный полив, величина которого определяется из условия

$$h = W_{а,\,в} - W_{а,\,с}. \tag{236}$$

За период от посева до всходов влагозапасы почвы изменяются от $w_{а,\,с}$ до $w_{а,\,вс}$

$$W_{а,\,вс} = W_{а,\,с} + H_{общ} - E - S, \tag{237}$$

где $H_{общ} = H + h$, а величина S — суммарный сток. Его значение при поливах должно равняться нулю, так как влагозапасы почвы после полива не должны превышать водоудерживающей способности почв (т. е. наименьшей влагоемкости), а интенсивность полива (мм/мин.) не должна превосходить скорости впитывания воды в почву (Коль, 1952; Иовенко, 1963).

Если же, например, непосредственно после полива выпадут осадки и увлажнят почву свыше ее водоудерживающей способности, то величина суммарного стока может быть определена как разность между фактическими влагозапасами и влагозапасами при наименьшей полевой влагоемкости (с учетом испарившейся

воды за время стока). В целом величина стока с полей за время вегетации настолько мала, что ею почти повсеместно пренебрегают.

Величина E определяется как испарение с парового поля $E_{\text{п}}$. Его значение может быть рассчитано по данным наблюдений на метеорологических станциях двумя способами:

а) если не было ни осеннего, ни весеннего влагозарядковых поливов, а также не было полива в период от посева до всходов, т. е. почва рассматриваемого поля имеет естественное увлажнение, то по данным метеорологических станций рассчитывается величина испарения с луга, которая умножается на коэффициент перехода от $\frac{dE_{\text{л}}}{dt}$ к испарению с парового поля $\frac{dE_{\text{п}}}{dt}$ за тот же период, т. е.

$$\frac{dE_{\text{п},\, W_{\text{ср}}}}{dt} = K_{\text{п}}(T,\ t)\,\frac{dE_{\text{л},\, W_{\text{а, ср}}}}{dt}(T,\ e,\ t) \tag{238}$$

откуда

$$E_{\text{п},\, W_{\text{ср}}} = \int_{t_{\text{с}}}^{t_{\text{вс}}} K_{\text{п}}(T,\ t)\,\frac{dE_{\text{л},\, W_{\text{а, ср}}}(T,\ e,\ t)}{dt}\,dt, \tag{239}$$

или

$$E_{\text{п},\, W_{\text{ср}}} = K_{\text{п}}\left(T,\ \frac{t_{\text{с}} + t_{\text{вс}}}{2}\right)\frac{dE_{\text{л},\, W_{\text{а, ср}}}\left(Te\frac{t_{\text{с}} + t_{\text{вс}}}{2}\right)}{dt}(t_{\text{вс}} - t_{\text{с}}); \tag{240}$$

б) в случае, если на данном поле производились осенне- весенние влагозарядковые поливы или поливы в период посев — всходы, обусловившие резкое отличие от влагозапасов подобного поля при естественном увлажнении, используется методика расчета испарения с поля в зависимости от испаряемости и влагозапасов в почве, изложенная в § 5.1.1 и в ряде работ (Будаговский, 1964; автор, 1963; Харченко, 1959 и др.), т. е.

$$\frac{dE_{\text{п}}}{dt} = \frac{dE_{\text{п}}}{dt}\left(\frac{dE_0}{dt},\ W\right). \tag{241}$$

Начиная с момента всходов, расходы воды на испарение с орошаемых полей определяются с помощью биологических кривых водопотребления, т. е. по формулам (228) и (229). В целях дальнейшего контроля соответствия фактических влагозапасов в почве $W_{\text{а, ф}}$ диапазону изменения оптимальных влагозапасов $W_{\text{а, в}} - W_{\text{а, н}}$ за каждую пятидневку определяется величина избытка продуктивной влаги $\Delta W_{\text{а, оп}}$ из условия

$$\Delta W_{\text{а, оп}} = W_{\text{а, ф}_{i-1}} - W_{\text{а, н}} + H - E_{B,\, W_{\text{а, оп}}} - S. \tag{242}$$

Естественно, что для нормального поливного режима величина $\Delta W_{\text{а, оп}}$ должна быть больше или равна нулю, т. е. $\Delta W_{\text{а, оп}} \geqslant 0$.

Поскольку срок очередного полива необходимо знать заранее (например, с заблаговременностью в 5 дней), то для решения вопроса о назначении срока полива необходимо иметь возможность оценить предполагаемую интенсивность убыли влагозапасов, т. е. интенсивность водопотребления за предстоящую пятидневку. Для упрощения таких оценок можно считать, что расходы воды на испарение в последующую пятидневку будут в течение первой половины года (до наступления фазы максимального водопотребления) не более чем в 1,3 раза больше, а второй половины года — равны расходам воды за предыдущую пятидневку. При этом предполагается, что осадки будут отсутствовать. Допущение с таким «запасом прочности» необходимо для того, чтобы избежать опускания фактических влагозапасов в почве ниже влажности $W_{а,\,н}$.

Из сказанного следует, что очередной полив надо осуществлять тогда, когда $\Delta W_{а,\,оп}$ будет меньше или равна увеличенным в 1,3 или 1,0 раза потерям воды в почве за предыдущую пятидневку $\Delta W_{а,\,оп,i-1}$, т. е. $\Delta W_{а,\,оп,\,i} \geqslant (1{,}3 \div 1{,}0)\,\Delta W_{а,\,оп,\,i-1}$.

Размер полива, равный в общем $W_{а,\,в} - W_{а,\,н}$ для данной фазы i, корректируется перед самым поливом по состоянию погодных условий и осадкам за период с момента назначения срока полива до его осуществления. Уточненный размер полива определяется из очевидного соотношения

$$h = W_{а,\,в,\,i} - W_{а,\,н,\,i} - \Delta W_{а,\,оп,\,i} = W_{а,\,в,\,i} - W_{а,\,н,\,i} + \Delta W_{а,\,оп,\,i-1} + H_i - E_i - S_i, \quad (243)$$

где i — означает номер последней перед поливом пятидневки.

Срок полива таким образом определяется с точностью до 2—3 дней с заблаговременностью до 5 дней. После полива влажность почвы должна достигнуть величины $W_{а,\,в}$ для данной фазы, а значение $\Delta W_{а,\,оп}$ должно равняться величине разности $W_{а,\,в} - W_{а,\,н}$.

После этого расчет величины и срока очередного полива начинается сначала, т. е. по пятидневкам рассчитывается величина избытка оптимальных влагозапасов $\Delta W_{а,\,оп,\,i}$ по формуле (242). Эта величина после расчетов для каждой пятидневки сопоставляется с величиной $(1{,}3 \div 1{,}0)\,\Delta W_{а,\,оп,\,i-1}$ за каждую предыдущую пятидневку и т. д.

Изложенная выше методика позволяет определять нормы и сроки отдельных поливов различных культур, учитывая их биологические свойства и погодные условия. Биологические свойства характеризуются заранее построенной кривой биологического водопотребления, а погодные условия — измеряемыми на метеорологических станциях осадками, температурой и влажностью воздуха. При столь простом способе определения количества потребной воды на орошение для достижения максимальных урожаев представляется возможность автоматического регули-

рования поливов, а следовательно, и водного режима почвы в зависимости от конкретных погодных условий.

Рассмотрим дополнительно некоторые вопросы, связанные с обоснованием и использованием изложенной выше методики.

1. Влагозапасы какого слоя почвы следует принимать в расчет при определении оптимального поливного режима? Мощность этого слоя должна соответствовать мощности слоя активного влагообмена, т. е. зоны, в которой аккумулируются влагозапасы, обусловленные осадками и поливом, и сосредоточивается корневая система. При смыкании уровня грунтовых вод или их капиллярной каймы с корневой системой, а также при большой фильтрационной способности почв, когда фронт просачивания естественных или искусственных осадков достигает уровня грунтовых вод или их капиллярной каймы, обычное понятие о «слое почвы активного влагообмена» теряет смысл. В этом случае толщина слоя активного влагообмена должна охватывать и зону залегания грунтовых вод. Такой случай специально рассматривается в работах С. И. Харченко (1964, 1965).

Согласно исследованиям корневой системы культурных растений, проведенным Н. М. Ротмистровым (1904), П. Н. Богдановым (1947, 1947а), Н. З. Станковым (1964) и другими, обычно мощность слоя активного влагообмена в зоне избыточного увлажнения лежит в пределах 0—50 см для всех основных культур и луга (за исключением, пожалуй, клевера 2-го года, корневая система которого в средний по водности год может достигать 70—100 см). Для зоны недостаточного увлажнения (лесостепь—степь—пустыня) мощность слоя почвы активного влагообмена составляет 0—100 см для всех основных культур, включая зерновые и луг и исключая люцерну и отчасти кукурузу, корневая система которых выходит, как правило, за пределы 100 см.

В зависимости от типа летней погоды (засушливая или увлажненная) корневая система может получить большее или меньшее развитие. При засушливой погоде в зоне недостаточного увлажнения не только корни люцерны и кукурузы, но и зародышевые корни зерновых культур могут достигать глубины 1,5 м и более. В этом случае мощность слоя почвы активного влагообмена также возрастает.

В зоне избыточного увлажнения в засушливый период корневая система большинства культур может выходить за пределы 0,5 м. В связи с этим для переходной зоны, т. е. для зоны достаточного или неустойчивого увлажнения, в зависимости от типа погоды данного лета корневая система может получить мелкое или глубокое развитие, т. е. ограничиваться глубиной 0,5 или 1,0 м.

На орошаемых полях максимальные влагозапасы почвы сосредоточиваются в основном в верхнем горизонте почвы, вследствие чего и корневая система не получает глубокого развития.

Так, согласно ряду исследований, слой почвы активного влагообмена на полях, орошаемых по бороздам, обычно ограничивается верхним 70-сантиметровым горизонтом почвы, а при поливе дождеванием, где просачивание воды происходит не сосредоточенным потоком (как под бороздами), а более равномерно, мощность слоя почвы активного влагообмена составляет примерно 50 см. Само собой разумеется, что эти характеристики относятся к периоду с развитым травостоем. Для ранних стадий и поливах с малыми нормами мощность слоя почвы активного влагообмена может быть еще меньшей.

Из сказанного выше следует, что поливные и оросительные нормы зависят не только от вида культуры и погодных условий, но и способа орошения. В связи с этим в дальнейшем предстоит уточнить характеристики слоя почвы активного влагообмена как для разных культур, так и для разных способов поливов.

2. Как рассчитывать водопотребление разных культур по биологической кривой, если влагозапасы почвы отличны от оптимальных? Здесь имеется в виду случай, когда фактические влагозапасы почвы лежат в пределах оптимального диапазона, т. е. $W_{а,\,н} < W_{а,\,ф} < W_{а,\,в}$, но не равны точно влагозапасам, соответствующим максимальному водопотреблению. При этом водопотребление при верхней $E_в$ и нижней $E_н$ границах оптимального диапазона задано (из условия, что оно, например, на 5 или 10% ниже максимального водопотребления). В пределах этого диапазона путем линейной интерполяции величина $E_ф$ может быть определена из следующих соотношений:

при $W_{а,\,оп} < W_{а,\,ф} < W_{а,\,в}$

$$E_ф = E_{W_{а,\,оп}} - \frac{W_{а,\,ф} - W_{а,\,оп}}{W_{а,\,в} - W_{а,\,оп}} \left(E_{W_{а.\,оп}} - E_{W_{а,\,в}}\right), \qquad (244)$$

при $W_{а,\,н} < W_{а,\,ф} < W_{а,\,оп}$

$$E_ф = E_{W_{а,\,оп}} - \frac{W_{а,\,оп} - W_{а,\,ф}}{W_{а,\,оп} - W_{а,\,н}} \left(E_{W_{а,\,оп}} - E_{W_{а,\,н}}\right). \qquad (245)$$

3. Какой из способов полива наиболее приемлем с точки зрения изложенной выше расчетной схемы? Можно заведомо сказать, что, чем меньше отклонения фактических влагозапасов в почве от оптимальных обеспечиваются тем или иным способом орошения, тем больший эффект от поливов и тем приемлемее данный способ орошения. С этих позиций в первую очередь и следует оценивать достоинства и недостатки каждого из сравниваемых методов орошения.

Рассмотрим поэтому разные способы орошения в связи с возможностью обеспечить и поддержать с их помощью оптимальные влагозапасы в почве в течение всего вегетационного периода. Из трех широко известных в настоящее время способов

орошения: поверхностного, дождевания и подпочвенного — наибольшее распространение получило поверхностное орошение по бороздам или напуском. Оно применяется там, где рельеф благоприятствует самотеку воды и почва обладает ограниченной водопроницаемостью.

Положительной стороной поверхностного орошения является его простота и доступность при низком уровне развития техники, что обусловило его применение начиная с ранних стадий развития мировой культуры орошаемого земледелия, т. е. на протяжении многих тысячелетий. Положительным является и то, что в сравнительно небольшой отрезок времени этим способом можно насытить влагой почву на достаточно большую глубину, что обеспечивает потребность растений в воде на протяжении более или менее длительного периода.

В связи с развитием техники все большее распространение в последние годы получает орошение при помощи дождевальных установок. Искусственное дождевание дает возможность применять орошение в равнинных условиях, где отсутствует необходимый уклон для самотека воды, на неспланированных или плохо спланированных площадях, на почвах сильно дренированных и т. д., т. е. и там, где поверхностное орошение применять нельзя. Этим способом орошения можно непосредственно воздействовать на фитоклимат выращиваемых растений, что может предотвратить губительное действие суховеев или уменьшить их вредное влияние на сельскохозяйственные растения.

К недостаткам орошения дождеванием относят пока высокую стоимость дождевальных установок, их невысокую производительность, а также трудность обеспечения глубокого промачивания почвы, возможную диспергацию почвенных агрегатов, вызывающую порою уплотнение поверхностного слоя почвы и образование при его высыхании почвенной корки.

Подпочвенное орошение хотя и перспективно, но в настоящее время еще мало распространено. Оно применяется главным образом на осушительно-оросительных системах заболоченных земель.

Как мы видели выше, оптимальные влагозапасы лежат в сравнительно узких границах изменения влажности почвы. За пределами этих границ, при меньших влагозапасах, ограничивается водопотребление и урожай культур, а при бóльших — наступает угнетение растений, что также ведет к снижению урожая (вследствие нарушения аэрации почвы). Кроме того, в этом случае повышается уровень грунтовых вод, что может привести к вторичному засолению почв.

С точки зрения возможности поддержания влагозапасов в почве на оптимальном уровне способ орошения по бороздам в почве является менее приемлемым. Это происходит потому, что при орошении по бороздам имеет место весьма неоднородное

влагораспределение в почве. Вследствие медленного движения воды по бороздам происходит интенсивное впитывание воды в почву в начале борозд, и, пока здесь наблюдается интенсивная инфильтрация, т. е. пока влажность почвы не станет близкой к наименьшей или даже полной влагоемкости, до тех пор подачи воды в нижележащие вдоль по борозде участки остается ограниченной. Это значит, что в отдаленные от начала борозд участки поля, а тем более в конце его вода приходит поздно и малыми порциями. Поэтому и степень увлажнения почвы на этих участках низкая. Если при этом имеют место большие уклоны или ограниченные инфильтрационные способности почв, или, наконец, дают при поливе слишком большие порции воды, то она не успевает инфильтроваться в почву и, проходя транзитом, часто сосредоточивается в конечной части поля, переувлажняя его.

Для избежания упомянутой неоднородности увлажнения почв сокращают длину борозд до 50—150 м. Этим самым улучшают однородность распределения влагозапасов в почве по площади, но не добиваются, однако, нужной степени однородности. Так, по данным комплексной экспедиции 1963 г. УкрНИГМИ, УкрНИИГИМ, ХСХИ, ОГМИ и других, при среднедренируемых почвах Херсонской области влагозапасы в метровом слое почвы в начале и конце борозд длиной 100 м различались в два раза и более.

Неоднородность увлажнения почвы вдоль борозд обусловлена не только разными уровнями отметок начала и конца борозд, но и неизбежным возникновением разного рода углублений и перемычек в бороздах. Кроме того, при поливе по бороздам имеет место выраженная поперечная неоднородность влагозапасов в почве, тем бóльшая, чем дальше борозды отстоят друг от друга и чем меньше инфильтрационная способность почв.

Таким образом, при средней и значительной инфильтрационной способности почв, обеспечивающей сравнительно равномерный поперечный профиль влажности почвы, имеет место глубокое просачивание влаги в почву и ее уход за пределы корневой системы на пополнение грунтовых вод, что крайне нежелательно. При малой инфильтрационной способности ухудшается равномерность поперечного смачивания почв. Если при этом увеличить густоту борозд, т. е. число борозд на единицу ширины поля, то снижается полезная площадь поля, занимаемая посевами.

Подводя итог оценке пригодности орошения по бороздам для обеспечения заданного поливного режима, способствующего поддержанию влажности почвы на оптимальном уровне, можно сказать, что этот метод не может достаточно надежно обеспечить на всей площади поля оптимальные условия увлажнения почвы, а следовательно, и максимальный урожай. Наряду с неизбежным переувлажнением почвы имеются участки с недоувлажненной почвой.

Неконтролируемое поступление воды сосредоточенным потоком за пределы корневой системы при поливах по бороздам приводит к повышению уровня грунтовых вод, что является весьма опасным следствием орошения. На протяжении веков и тысячелетий культура орошаемого земледелия, базирующаяся на поливах по бороздам или напуском, оставила человечеству печальные памятники в виде пустынных засоленных почв в некогда цветущих краях. И в наше время имеется немало примеров бросовых засоленных земель, возникших вследствие нерационального использования воды при орошении по принципу «чем больше, тем лучше». Поэтому способ полива по бороздам (а тем более напуском, при котором наблюдается еще бóльшая неоднородность увлажнения почвы), много и с пользой послуживший человечеству в прошлом и не потерявший своей актуальности в настоящее время, не может рассчитывать на все возрастающее применение в будущем. Он должен в какой-то мере уступить место новому способу — дождеванию, соответствующему современному и будущему уровню развития техники.

Дождевание — это тот способ введения воды в почву, к которому «привыкло» и приспособилось большинство растений на протяжении всей истории своего биологического развития. Осадки при этом не только увлажняют почву, но и ослабляют степень засушливости микро- и фитоклимата. Последнее обстоятельство ведет к снижению испаряемости, а следовательно, и к экономному испарению с поля. Правда, при малых размерах орошаемого участка этот эффект недлителен. Вследствие наличия горизонтальной адвекции он исчезает через несколько дней, а иногда и через несколько часов после полива.

Но для больших орошаемых массивов продолжительность благоприятного действия этого эффекта заметно возрастает. Особенно важно смягчение фитоклимата при дождевании в суховейный период. Известны случаи, когда при суховеях растения угнетались или даже гибли при высоких влагозапасах в почве. В этом случае «транспирационный аппарат» растений не обеспечивал необходимого расхода воды на транспирацию, вследствие чего чрезмерно нагревалась поверхность растений; это приводило к необратимым процессам в клетках растений и к их гибели. Даже кратковременные «освежающие» поливы дождеванием могут спасти растения в этом случае.

Основным недостатком орошения дождеванием является нестабильность работы и малая производительность дождевальных установок. Они не могут обеспечить тех сравнительно больших влагозапасов, так как для этого требуется слишком большое время пребывания дождевальных установок на одном поле. В таком случае рентабельность дождевальных установок может снизиться до минимума.

Все эти недостатки относятся к современным дождевальным

установкам; соответствующим уровню техники наших дней. Возможно, что для повышения рентабельности современных дождевальных установок необходимо сочетать их работу с фоновыми осенними, зимними или весенними влагозарядковыми поливами, обеспечивающими глубокое и обильное увлажнение почвы к началу вегетационного периода. В этом случае норма поливов дождевальными установками может быть существенно снижена и тем самым сокращено время пребывания дождевальной установки на одном поле. Однако это лишь временный выход, поскольку влагозарядковые поливы, как и поливы по бороздам, являются источником бесконтрольного поступления воды за пределы корнеобитаемого слоя, что может привести к чрезмерному повышению уровня грунтовых вод.

В будущем необходимо создать дождевальные установки с гораздо большей производительностью. Это — дело техники. Будущие машины должны за отдельный полив обеспечить такие расходы воды, которые соответствовали бы осадкам в 100—200 мм, и в то же время должны будут продвигаться по полю со значительной скоростью. Для обеспечения таких расходов воду, видимо, надо будет брать не из водозаборного канала, а подводить ее по гибкому трубопроводу. Это обстоятельство уменьшит загрязненность воды (а следовательно, и повысит надежность работы распыляющих форсунок) и исключит непроизводительный сброс воды из водозаборных каналов в конце поля.

Одним из недостатков искусственного дождевания является отмеченное выше возможное диспергирование структурных элементов почвы под ударами водяных струй и крупных капель. Это обстоятельство свидетельствует о том, что размеры капель при дождевании нужно уменьшить по крайней мере до размеров капель естественного дождя. Такое требование технически вполне осуществимо.

Как вывод из сказанного, следует отметить, что орошение по бороздам не может обеспечить такое же надежное поддержание оптимальных условий увлажнения почвы, как искусственное дождевание. Однако вследствие простоты его осуществления способ орошения по бороздам, видимо, еще многие годы будет находить применение, хотя относительно и во все уменьшающихся размерах. Поливы с помощью дождевальных установок являются более перспективными, но вследствие ряда технических трудностей этот способ будет внедряться в практику постепенно, по мере усовершенствования качества дождевальных установок.

5.2. РЕЖИМ ИСПАРЕНИЯ С ТЕРРИТОРИИ СССР

В наше время характерно все возрастающее внедрение расчетных методов в сферы деятельности и науки, которые в прошлом считались чисто описательными. К этим сферам относятся

и такие области, как география и сельское хозяйство. Сейчас уже требуется знание количественной характеристики соответствия общеклиматических или конкретных погодных условий оптимальной потребности тех или иных культур в сочетании различных гидрометеорологических факторов, обусловливающих погоду. Иными словами, сейчас необходимо «...твердо знать, чего именно и в какой мере недостает в наличном сочетании естественных ресурсов каждого района, чтобы наименьшей ценой приблизить его к возможному для данного места оптимуму» (Струмилин, Лепинович, 1947).

К числу важнейших факторов, характеризующих условия произрастания растений, относятся в первую очередь их водо- и теплопотребление. Мерой последних является испарение, включающее транспирацию и теплообмен растений с окружающей средой.

Одна из задач агрометеорологов — найти оптимальные условия, характерные для произрастания различных сортов и видов сельскохозяйственных культур, обусловливающие потребный для растений уровень испарения и теплообмена. Другая задача, решаемая скорее метеорологами-климатологами или агроклиматологами, — найти и указать территории, где полностью или частично существуют эти оптимальные условия, количественно характеризуемые тепло- и влагообменом.

До сих пор составлялись разного рода справочники, атласы и карты, характеризующие климатические условия прошлого. При этом обычно считалось, что климатические условия настолько «инертны» и мало изменчивы, что прошлые условия сохраняются и в значительно отдаленном будущем. Однако в наш век — век планомерного и целенаправленного воздействия человека на природные условия — такое допущение не всегда оправдано.

Для того чтобы характеристика природных условий соответствовала не прошлым, а будущим потребностям народного хозяйства вообще и сельского хозяйства в особенности, она должна содержать не только статические характеристики климатических условий, но также и динамические, или энергетические характеристики климата и погоды. При этом под статическими характеристиками мы понимаем обычно характеристики метерологических условий: температуру воздуха и почвы, влажность воздуха, скорость ветра, осадки и т. д. и их различные комбинации. Под динамическими, или энергетическими характеристиками мы понимаем распределение составляющих теплового и водного балансов по территории, их взаимосвязь, климатообразующую и погодообразующую роль. Для этого исследуется механизм превращения солнечной энергии на земной поверхности в затраты тепла на испарение и транспирацию растений, теплопоток в почву и турбулентный теплообмен поверхности почвы с атмосферой.

Точно так же рассматривается и превращение на земной поверхности воды, поступающей в виде осадков.

Известно, что составляющие теплового и водного балансов являются основными климатообразующими факторами и количественными характеристиками условий произрастания растений, тогда как неоднородность распределения составляющих по территории является одной из главных причин возникновения горизонтального переноса в атмосфере, т. е. адвекции. Комплексное изучение составляющих теплового и водного балансов дает возможность не только количественно определять их роль в формировании условий произрастания растения, но и способствует оценке возможных изменений различных характеристик климата в будущем.

Испарение и транспирация являются одними из наиболее важных гидрометеорологических характеристик, так как, с одной стороны, позволяют судить об очень важной отправной функции жизнедеятельности растений — транспирации, а с другой — являются связующим звеном между уравнениями теплового и водного балансов как больших территорий, так и отдельных сельскохозяйственных угодий. Рассмотрим распределение величин испарения по территории Советского Союза.

5.2.1. Опыт практического использования методики расчета испарения с больших территорий

Переходя к характеристике режима испарения на территории СССР, следует заметить, что систематических данных по величинам испарения и транспирации с сельскохозяйственных культур в пределах СССР не имеется. Разрозненные измерения испарения, проводившиеся в течение последних лет, не могут дать достаточно ясного представления о режиме испарения и транспирации с рассматриваемой территории. Точно так же нет достаточного количества данных для расчета испарения методом турбулентной диффузии и методами теплового и водного балансов. Для расчета методом турбулентной диффузии отсутствуют данные градиентных измерений, а для расчета методом теплового баланса, кроме градиентных наблюдений, недостает еще и данных по радиационному балансу и теплообмену в почве.

Для расчетов испарения методом водного баланса за конкретные годы недостаточно данных по динамике влажности почвы и главным образом по влагообмену верхних слоев почвы с нижележащими. Обычно ограничиваются исследованиями средних многолетних величин испарения, поскольку в этом случае можно не учитывать междугодовое изменение влагозапасов почвы.

Распределение средних многолетних величин испарения с территории СССР уже не раз являлось предметом специальных исследований различных ученых. Наибольший вклад в этом

направлении был сделан гидрологами. Первые разработки этого вопроса (Кочерин, 1929; Троицкий, 1948) носили схематичный характер, поскольку в то время еще ощущался острый недостаток в экспериментальных данных.

Более полно и обстоятельно этот вопрос рассмотрен П. С. Кузиным (1938, 1940, 1950), который использовал весь накопившийся экспериментальный материал по испарению с речных водосборов и дополнил его своими проработками и расчетами. В результате им была построена карта норм испарения с территории СССР, получившая достаточно широкую известность.

Однако, как уже отмечалось, в последние годы стали известны недостатки методики измерения осадков, вследствие которых определяемые на сети метеорологических станций осадки оказались заниженными на 20% и более. Поэтому, естественно, и величины испарения, определяемые методом водного баланса, оказались заниженными, причем в разных районах на разную величину. Вследствие этого карта испарения с почвы, построенная П. С. Кузиным, оказалась непригодной для практического использования.

Метеорологами (Будыко, 1963 и др.) была также предпринята попытка построения карты норм испарения как с территории СССР, так и всего мира. Расчеты испарения осуществлялись на основе совместного использования уравнений теплового и водного балансов. Однако вследствие глобальных масштабов карт изолинии испарения на территории СССР проведены очень схематично, что исключает возможность их практического использования для отдельных сравнительно небольших районов Союза. Кроме того, в самой методике расчета испарения были допущены некоторые неточности (Монин, 1963; Будаговский, 1965 и др.), в силу которых приведенные на карте величины испарения являются лишь ориентировочными. И, наконец, используемые в этих расчетах величины радиационного баланса и осадков впоследствии оказались либо завышенными (R), либо сильно заниженными (H). Это обстоятельство еще более снизило точность рассматриваемой методики.

В свете изложенного наиболее достоверной методикой определения испарения должна быть такая методика, которая не использует при расчетах других составляющих теплового или водного баланса, а следовательно, и не включает ошибок определения этих составляющих. Иными словами, расчетная методика должна быть независимой от других составляющих теплового и водного балансов. Такая методика описана в части 3 настоящей монографии. С ее помощью можно рассчитать испарение по заданным значениям температуры и влажности воздуха.

Следует заметить, что разработка этой методики была завершена еще в 1956 г., однако большие систематические расхожде-

ния между рассчитанными с ее помощью величинами испарения и испарением, определенным методом водного баланса, не позволяли внедрить ее в практику. Лишь к 1960 г. стали известны недостатки методики измерения осадков, приводящие к заниженным величинам испарения, определяемым методом водного баланса. С тех пор методика расчета испарения по температуре и влажности воздуха получила права гражданства, причем, чем точнее вводились поправки к величинам осадков, т. е. чем точнее определялась величина испарения методом водного баланса, тем полнее согласовывались между собой величины испарения, определяемые этими независимыми методами.

Есть еще одно преимущество методики расчета испарения по температуре и влажности воздуха. Если одновременно надежно измерять осадки и поверхностный сток, то по «разбалансу» уравнения водного баланса можно определять величину грунтового стока, не дренируемого речной сетью. Эта методика пригодна, естественно, только в случаях, когда величина определяемого грунтового стока выходит за пределы ошибок определения других составляющих водного баланса.

Определение испарения с поверхности почвы территории СССР производилось по графику суточных величин испарения, представленному на рис. 57. Текст настоящего параграфа написан совместно с Н. И. Астаховой.

Для 156 метеорологических станций Советского Союза, расположенных в различных климатических зонах, из Климатических справочников СССР были выписаны многолетние среднемесячные величины температуры и влажности воздуха. Затем в значения температуры и влажности воздуха вводились поправки на их сезонный ход.

По исправленным среднемесячным температуре и влажности воздуха с графика снимались величины испарения с поверхности почвы (луг, целина, залежь) для месяцев теплого периода (сплошные линии). За период от образования до разрушения устойчивого снежного покрова (даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова также брались из Климатологических справочников) среднее месячное испарение определялось по графику для расчета суточного испарения с поверхности снега (рис. 57, пунктирные линии).

Величина годового испарения для каждой из 156 метеорологических станций определялась суммированием величин месячного испарения.

Полученные таким образом годовые величины испарения для контроля сравнивались с годовыми величинами испарения, рассчитанными для этих же станций методом водного баланса: как разность между годовой суммой (исправленных на неточность измерения) осадков и суммарным годовым стоком, определенным по картам изолиний среднего годового стока рек СССР

Среднее месячное и годовое

Станция	I		II		III		IV		V		VI
	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
Кировск (Хибины)	2,5	1,0	3,5	1,4	4,5	1,9	11,0	4,5	34,0	14,0	68,0
Краснощелье	1,0	0,5	1,0	0,5	2,0	1,0	8,5	4,3	28,0	14,2	67,0
Пинега	1,0	0,4	1,0	0,4	4,0	1,4	12,0	4,3	47,0	16,6	80,0
Шенкурск	0,0	0,0	3,5	1,0	5,5	1,6	25,0	7,3	61,0	17,8	80,0
Вытегра	5,0	1,3	5,0	1,3	6,0	1,6	24,0	6,5	65,0	17,4	81,0
Вологда	3,0	0,8	4,5	1,2	6,0	1,6	30,0	7,9	64,0	16,8	84,0
Никольск	2,0	0,5	3,0	0,8	5,5	1,5	24,0	6,6	65,0	17,8	83,0
Троицко-Печорск	1,0	0,3	3,0	1,0	5,0	1,7	13,0	4,5	53,0	18,2	80,0
Усть-Щугор	0,5	0,2	2,5	1,0	5,0	2,0	11,0	4,5	36,0	14,5	76,0
Сыктывкар	3,0	0,9	4,0	1,2	6,0	1,8	24,0	7,3	60,0	18,2	79,0
Усть-Цильма	0,0	0,0	2,0	0,8	4,0	1,6	21,0	8,2	44,0	17,3	73,0
Оксино и Пустозерск	0,0	0,0	—0,5	—0,3	3,5	1,9	4,5	2,5	21,0	11,5	63,0
Петрунь	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5	2,5	5,5	3,0	20,0	11,1	68,0
Шауляй	5,0	1,0	6,0	1,2	24,0	4,9	53,0	10,5	75,0	14,9	85,0
Вильнюс	3,5	0,7	5,5	1,1	30,0	5,8	55,0	10,6	75,0	14,5	82,0
Гурели	3,5	0,9	2,5	0,6	7,0	1,7	22,0	5,5	74,0	18,4	85,0
Олуствере	3,0	0,7	3,0	0,7	8,0	1,8	48,0	10,6	71,0	15,7	85,0
Брест	5,0	0,9	6,0	1,2	41,0	7,2	59,0	10,4	82,0	14,5	90,0
Полоцк	2,0	0,4	4,0	0,9	10,0	2,3	50,0	10,9	73,0	15,9	87,0
Минск	4,0	0,8	4,0	0,8	17,0	3,6	52,0	10,7	75,0	15,5	87,0
Мозырь-Калинковичи	4,5	0,9	5,0	1,0	19,0	3,6	56,0	10,7	76,0	14,6	89,0
Могилев	2,5	0,5	4,0	0,8	10,0	2,1	53,0	11,1	77,0	16,1	86,0
Великие Луки	4,0	0,9	5,0	1,1	10,0	2,2	39,5	8,6	75,0	16,2	87,0
Верхневолжский бейшлот	3,0	0,7	3,0	0,7	6,0	1,4	46,0	11,1	71,0	17,1	86,0
Оршинская дача	2,0	0,5	3,0	0,7	7,0	1,6	48,0	11,2	71,0	16,6	85,0
Москва	2,0	0,5	3,0	0,7	7,0	1,6	49,0	11,3	70,0	16,1	84,0
Кинешма	1,0	0,3	4,0	1,0	7,0	1,8	32,0	8,2	67,0	17,0	83,0
Козьмодемьянск	2,5	0,6	4,5	1,1	5,5	1,3	32,3	7,9	69,0	16,8	82,5
Алатырь	5,0	1,2	4,5	1,0	7,0	1,6	49,0	11,5	69,0	16,1	79,0
Киров	2,0	0,6	2,5	0,7	5,0	1,4	25,0	6,9	67,0	18,3	81,0
Новозыбков	3,0	0,7	4,0	0,9	8,5	1,8	53,0	11,5	74,0	16,1	84,0
Брянск	2,5	0,5	4,0	0,9	10,0	2,2	50,0	10,9	73,5	16,0	86,0
Тула	1,0	0,2	2,5	0,6	5,0	1,1	52,0	11,5	74,0	16,4	86,0
Елатьма	2,0	0,5	4,0	0,9	6,0	1,4	39,0	9,0	70,0	16,2	85,0
Орел	2,5	0,6	4,0	0,9	5,5	1,2	51,0	11,3	72,0	16,0	84,0
Ново-Таволжанка	4,0	0,8	4,5	0,9	18,5	3,6	56,0	10,8	76,0	14,7	84,0
Воронеж	0,5	0,1	1,0	0,2	5,0	1,1	52,5	11,4	74,0	16,0	80,0
Богучар	3,0	0,6	3,0	0,6	16,8	3,4	57,0	11,4	71,0	14,2	72,0
Мичуринск	0,0	0,0	1,5	0,3	4,5	1,0	57,0	12,5	73,0	16,0	82,0
Чердынь	2,0	0,6	2,5	0,8	5,0	1,6	15,5	4,8	62,0	19,2	80,0
Пермь	3,0	0,8	4,0	1,1	6,5	1,8	25,0	6,8	65,0	17,7	82,0
Кизел	3,0	0,9	4,0	1,2	4,5	1,3	23,0	6,9	64,0	19,2	84,0
Карпинск	3,0	0,9	4,0	1,2	5,0	1,5	31,0	9,1	60,0	17,5	81,0
Верхотурье	2,0	0,6	4,5	1,3	5,5	1,6	31,0	8,8	61,0	17,4	81,0

Таблица 50

испарение с поверхности суши

	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год
%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
28,0	47,0	19,3	38,0	15,6	16,0	6,6	13,0	5,4	5,0	2,1	0,5	0,2	243
34,0	46,0	23,4	26,0	13,2	10,0	5,1	10,5	5,3	—3,0	—1,5	0,0	0,0	197
28,1	60,0	21,2	41,0	14,5	17,0	6,0	13,0	4,6	5,0	1,8	2,0	0,7	283
23,5	70,0	20,5	50,0	14,6	24,0	7,0	17,5	5,1	5,5	1,6	0,0	0,0	342
21,7	74,0	19,8	54,0	14,5	27,0	7,3	21,3	5,7	11,0	3,0	—0,3	—0,1	373
22,2	76,0	20,0	54,0	14,2	26,0	6,8	21,0	5,5	10,5	2,7	1,0	0,3	380
22,8	75,0	20,6	53,0	14,5	24,0	6,7	17,5	4,8	9,5	2,7	2,5	0,7	364
27,4	66,0	22,6	43,0	14,7	17,0	5,8	13,0	4,5	—2,0	—0,7	0,0	0,0	292
30,6	60,0	24,2	37,5	15,2	14,0	5,6	5,0	2,0	0,0	0,0	0,5	0,2	248
23,9	70,0	21,2	48,0	14,5	22,0	6,7	14,5	4,4	—0,5	—0,1	0,0	0,0	330
28,6	55,0	21,5	36,0	14,2	12,0	4,7	9,0	3,5	—1,0	—0,4	0,0	0,0	255
34,5	45,0	24,5	27,0	14,8	14,0	7,7	7,0	3,7	—1,0	—0,5	—0,5	—0,3	183
37,8	49,0	27,2	31,0	17,2	7,0	3,9	—0,5	—0,3	—4,0	—2,2	—0,5	—0,3	180
16,8	76,0	15,1	59,0	11,8	39,0	7,8	32,0	6,4	30,0	6,0	18,0	3,6	502
15,9	80,0	15,4	62,0	12,0	42,0	8,1	35,0	6,8	29,0	5,6	18,0	3,4	517
21,2	73,0	18,1	52,0	12,9	30,0	7,5	27,0	6,7	27,0	6,7	—1,0	—0,2	402
18,7	75,0	16,6	56,0	12,4	34,0	7,5	28,0	6,2	28,0	6,2	13,0	2,9	452
15,8	81,0	14,2	67,0	11,8	46,0	8,1	38,0	6,7	32,0	5,6	20,0	3,6	567
18,9	78,0	17,0	61,0	13,3	36,0	7,9	29,5	6,5	27,0	5,9	0,5	0,1	458
17,9	80,0	16,4	61,0	12,3	35,0	7,2	31,0	6,4	28,0	5,8	12,0	2,6	486
17,4	84,0	16,1	67,0	12,8	42,0	8,0	35,0	6,7	30,0	5,7	13,5	2,5	521
18,0	81,0	16,9	63,0	13,2	37,0	7,8	30,0	6,3	27,0	5,6	7,5	1,6	478
19,0	81,0	17,5	60,0	13,0	36,0	7,8	28,0	6,2	26,0	5,6	9,0	1,9	461
20,7	76,0	18,6	56,0	13,5	29,0	7,0	23,0	5,4	16,0	3,8	0,0	0,0	415
19,9	78,0	18,2	57,0	13,3	32,0	7,4	22,5	5,3	22,0	5,2	0,5	0,1	428
19,3	79,0	18,2	60,0	13,8	34,0	7,8	24,0	5,5	22,5	5,1	0,5	0,1	435
21,0	70,0	17,8	60,0	15,2	32,0	8,2	22,0	5,6	14,0	3,6	1,0	0,3	393
20,0	80,0	19,5	63,0	15,3	36,0	8,8	22,0	5,4	13,7	3,3	0,0	0,0	411
18,5	78,0	18,3	61,0	14,3	37,0	8,7	23,0	5,4	14,0	3,3	0,5	0,1	427
22,2	76,0	20,6	56,0	15,3	27,0	7,4	17,0	4,7	5,5	1,6	1,0	0,3	365
18,2	77,0	16,7	62,0	13,5	40,0	8,7	29,5	6,4	13,0	2,9	12,0	2,6	460
18,8	81,0	17,7	62,0	13,5	37,0	7,9	26,0	5,7	26,0	5,7	1,0	0,2	459
19,0	82,0	18,1	60,0	13,1	37,0	8,2	27,5	6,2	25,0	5,6	0,0	0,0	452
19,6	81,0	18,7	64,0	14,8	36,0	8,3	24,0	5,6	22,0	5,0	0,0	0,0	433
18,6	76,0	16,8	60,5	13,4	37,0	8,2	26,4	5,9	25,0	5,6	6,1	1,5	450
16,3	84,0	16,3	71,0	13,7	49,0	9,5	33,0	6,4	28,0	5,5	8,0	1,5	516
17,3	81,0	17,5	65,0	14,1	43,0	9,3	29,0	6,3	25,0	5,4	6,0	1,3	462
14,4	79,0	15,8	69,0	13,8	53,0	10,6	35,0	7,1	28,0	5,6	12,2	2,5	499
18,0	82,0	18,0	63,0	13,8	41,0	9,1	27,5	6,1	23,0	5,1	0,5	0,1	455
24,8	73,0	22,6	50,5	15,6	21,0	6,5	13,0	4,0	—1,5	—0,5	0,0	0,0	323
22,4	77,0	20,9	58,0	15,8	28,0	7,7	17,0	4,6	0,5	0,1	1,0	0,3	367
25,1	71,0	21,2	48,0	14,5	20,0	6,0	13,0	3,9	—1,0	—0,3	0,5	0,1	334
23,8	71,0	20,8	49,5	14,5	22,0	6,5	12,0	3,5	0,5	0,1	2,0	0,6	341
23,0	74,5	21,2	52,0	14,8	24,0	6,9	14,0	4,0	0,0	0,0	1,5	0,4	351

Станция	I		II		III		IV		V		V
	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
Свердловск	4,0	1,1	4,0	1,1	7,0	1,9	31,0	8,7	62,0	17,3	81,0
Уфа	3,0	0,8	4,0	1,0	5,0	1,3	25,5	6,6	67,0	17,3	77,0
Аксеново	3,0	0,8	4,5	1,2	5,0	1,3	24,0	6,3	67,0	17,6	79,0
Шадринск	3,0	0,8	4,5	1,2	5,0	1,3	33,0	8,5	63,0	16,2	80,0
Курган	2,0	0,5	2,5	0,6	4,0	1,0	44,0	11,0	68,0	17,0	79,0
Златоуст	3,0	0,9	4,5	1,3	6,0	1,7	22,5	6,5	66,0	19,0	82,0
Челябинск	4,0	1,0	4,0	1,0	5,5	1,4	43,3	10,7	68,0	16,9	80,0
Верхнеуральск	3,5	0,9	3,5	0,9	5,0	1,3	32,0	8,3	70,0	18,0	82,5
Ужгород	7,0	1,1	10,5	1,7	49,5	7,8	63,0	10,0	86,0	13,6	92,0
Львов	6,0	1,1	8,5	1,6	43,0	7,6	59,0	10,0	80,0	14,1	87,0
Каменец-Подольский	4,5	0,8	6,5	1,1	43,0	7,5	57,0	10,0	77,5	13,5	89,5
Кишинев	7,1	1,2	9,0	1,5	45,0	7,5	60,0	10,0	79,0	13,2	80,0
Кировоград	4,0	0,7	5,0	0,9	42,0	7,6	57,0	10,6	75,0	13,5	80,0
Киев	4,0	0,8	5,0	1,0	21,0	4,1	56,0	11,0	77,0	15,1	82,0
Сумы	2,0	0,4	2,0	0,4	18,0	3,8	55,0	11,2	76,0	15,5	84,0
Полтава	4,0	0,8	3,5	0,7	29,5	5,6	56,0	10,5	76,0	14,2	83,0
Запорожье	6,0	1,1	5,0	0,9	41,0	7,2	59,0	10,4	78,0	13,7	78,0
Луганск	3,5	0,6	4,5	0,8	40,0	7,3	57,0	10,4	76,0	13,9	78,0
Отрада	3,0	0,7	3,0	0,7	3,0	0,7	37,0	9,1	68,0	16,7	80,0
Елабуга	4,0	1,0	4,0	1,0	5,0	1,2	30,0	7,2	70,0	16,8	82,0
Петровск	3,0	0,7	3,0	0,7	3,5	0,8	41,5	9,8	69,0	16,3	80,0
Безенчук	2,5	0,6	2,5	0,6	5,0	1,2	41,0	10,1	67,0	16,6	72,0
Балашов	2,0	0,5	2,0	0,5	2,0	0,5	45,0	10,7	70,0	16,6	79,0
Урбах	2,5	0,6	2,5	0,6	5,0	1,2	45,0	11,0	66,0	16,1	66,0
Богуруслан	3,0	0,7	3,0	0,7	4,0	1,0	36,0	8,9	69,0	16,9	77,0
Оренбург	2,5	0,6	3,0	0,8	3,5	0,9	36,0	9,1	67,0	16,9	69,5
Персияновка	4,0	0,7	3,0	0,5	36,0	6,1	60,0	10,4	83,0	14,1	86,0
Серафимович	3,5	0,7	0,5	0,1	18,0	3,6	54,5	10,9	72,0	14,4	73,0
Котельниково	2,0	0,4	2,0	0,4	32,7	6,1	60,0	11,2	77,0	14,3	74,0
Камышин	4,0	0,9	0,5	0,1	13,0	3,0	52,0	11,9	65,0	14,8	70,0
Тихорецк	5,5	0,8	7,0	1,0	48,0	7,4	65,0	10,0	85,0	13,0	91,0
Березово	1,0	0,4	4,0	1,6	5,0	2,0	7,5	2,9	35,0	13,7	77,0
Тюмень	3,0	0,8	5,0	1,2	12,0	3,0	33,0	8,3	66,0	16,4	84,0
Кондинское	1,0	0,4	3,5	1,3	4,5	1,6	5,5	2,0	48,0	17,2	80,0
Салехард	0,5	0,3	1,5	0,8	5,0	2,7	3,0	1,6	12,5	6,8	64,0
Тобольск	2,5	0,7	4,0	1,1	5,0	1,4	23,0	6,5	61,0	17,2	79,0
Сургут	0,5	0,2	2,5	0,9	4,0	1,4	10,0	3,6	37,3	13,3	81,0
Омск	2,0	0,5	3,5	0,9	3,5	0,9	30,0	8,1	64,0	17,1	80,0
Татарск	3,0	0,8	2,5	0,7	4,0	1,1	30,0	7,9	67,0	17,6	81,0
Новый Васюган (Ягыл-Яг)	2,0	0,6	2,0	0,6	5,0	1,5	20,0	6,1	56,0	17,1	85,0
Купино	2,5	0,7	2,5	0,7	4,5	1,3	20,0	5,6	62,0	17,3	75,0
Средний Васюган (Васюганское)	2,0	0,6	2,0	0,6	5,5	1,7	19,0	6,0	55,0	17,3	81,0
Барабинск	2,0	0,5	2,0	0,5	3,0	0,8	23,5	6,4	65,0	17,7	82,0
Чулым	2,0	0,6	2,5	0,7	4,0	1,1	24,0	6,7	64,0	17,8	81,0
Новосибирск	2,0	0,6	3,0	0,8	2,5	0,7	25,5	7,1	60,0	16,5	80,0
Молчаново	2,0	0,6	3,0	0,9	6,0	1,8	14,0	4,2	57,0	16,8	81,0
Томск	2,0	0,6	3,5	1,0	5,0	1,4	13,5	3,8	60,0	17,1	84,0

	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год
%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
22,6	72,0	20,0	50,0	13,9	26,0	7,3	16,0	4,5	4,0	1,1	2,0	0,5	359
19,9	79,0	20,5	62,0	16,0	36,0	9,3	20,0	5,2	6,0	1,5	2,5	0,6	387
20,8	78,0	20,6	60,5	15,9	31,0	8,2	20,0	5,3	6,0	1,5	2,0	0,5	380
20,6	80,0	20,6	61,0	15,7	33,0	8,5	17,5	4,5	6,0	1,6	2,0	0,5	388
19,8	80,0	20,0	62,0	15,5	33,0	8,3	18,0	4,5	5,5	1,4	2,0	0,4	400
23,7	71,0	20,5	49,0	14,1	23,0	6,7	16,0	4,7	1,0	0,3	2,0	0,6	346
19,8	79,0	19,6	60,0	14,8	33,0	8,2	17,5	4,3	6,7	1,8	2,0	0,5	403
21,2	78,0	20,0	57,0	14,7	29,5	7,7	16,5	4,2	9,0	2,4	1,5	0,4	388
14,5	86,0	13,6	74,0	11,7	56,0	8,8	49,0	7,7	38,0	6,0	23,0	3,5	634
15,3	80,0	14,1	67,0	11,8	50,0	8,8	40,0	7,2	32,0	5,6	15,5	2,8	568
15,5	82,0	14,2	71,0	12,3	52,0	9,0	41,0	7,1	32,0	5,5	20,0	3,5	576
13,3	83,0	13,8	74,0	12,3	61,0	10,0	44,0	7,4	37,0	6,3	20,9	3,5	600
14,5	79,0	14,3	70,0	12,5	52,0	9,4	39,0	7,0	32,0	5,8	18,0	3,2	553
16,1	69,5	13,6	69,5	13,6	50,0	9,9	36,0	7,1	30,0	5,9	9,0	1,8	509
17,2	71,0	14,5	67,5	13,8	46,0	9,4	32,5	6,6	28,0	5,7	8,0	1,5	490
15,5	81,0	15,3	70,0	13,2	51,0	9,5	36,0	6,8	29,5	5,5	12,5	2,4	532
13,7	77,0	13,5	70,0	12,3	57,0	10,0	42,0	7,4	32,0	5,6	23,0	4,2	568
14,3	79,5	14,5	70,0	12,8	51,0	9,4	36,0	6,6	30,5	5,6	20,0	3,8	546
19,6	77,0	18,9	62,0	15,3	36,0	8,9	22,0	5,4	14,0	3,5	2,0	0,5	407
19,6	83,0	19,9	65,0	15,6	37,0	8,9	22,0	5,3	12,0	3,0	2,0	0,5	416
18,7	81,0	19,0	62,0	14,6	37,0	8,7	24,0	5,6	21,0	4,9	1,0	0,2	426
17,8	70,0	17,3	60,0	14,8	40,0	9,9	24,0	5,9	20,0	5,0	1,0	0,2	405
18,7	82,0	19,4	61,0	14,4	37,0	8,8	27,0	6,4	14,0	3,3	1,0	0,2	422
16,1	73,0	17,8	56,0	13,7	45,0	11,0	26,0	6,4	22,0	5,5	0,0	0,0	409
18,9	77,5	19,0	64,5	15,8	37,5	9,2	22,0	5,4	12,0	2,9	2,5	0,6	408
17,6	71,0	17,9	63,0	15,9	41,0	10,5	23,0	5,8	14,0	3,6	1,5	0,4	395
14,7	85,0	14,5	73,0	12,4	57,0	9,6	41,0	7,0	32,0	5,5	27,0	4,5	587
14,6	73,0	14,6	69,5	13,9	52,0	10,4	34,0	6,8	28,0	5,5	22,0	4,5	500
13,6	79,0	14,6	70,0	13,0	56,0	10,4	39,0	7,3	30,5	5,7	15,8	3,0	538
16,0	69,5	15,9	59,5	13,6	45,0	10,3	28,0	6,4	24,0	5,5	7,5	1,6	438
13,9	94,0	14,5	82,0	12,6	65,5	10,0	51,0	7,8	37,0	5,8	21,0	3,2	652
30,2	62,0	24,2	44,0	17,2	17,0	6,8	3,0	1,2	—0,5	—0,2	0,0	0,0	255
20,9	81,0	20,2	60,0	14,9	32,0	8,0	16,0	4,0	6,0	1,6	3,0	0,7	401
28,7	70,0	25,2	44,0	15,8	17,0	6,1	4,0	1,5	0,0	0,0	0,5	0,2	278
35,0	54,0	29,5	32,0	17,5	8,0	4,4	2,0	1,1	0,0	0,0	0,5	0,3	183
22,4	77,5	22,0	55,5	15,7	29,5	8,4	15,0	4,3	—0,5	—0,1	1,5	0,4	353
28,9	72,0	25,7	50,0	17,8	20,0	7,2	4,7	1,7	—2,5	—0,9	0,5	0,2	280
21,4	80,5	21,5	59,0	15,8	30,0	8,0	17,0	4,6	4,0	1,1	0,5	0,1	374
21,4	80,0	21,0	59,5	15,7	31,0	8,1	16,0	4,2	4,0	1,0	2,0	0,5	380
25,9	75,0	22,8	50,5	15,4	22,5	6,9	12,0	3,7	—2,0	—0,6	0,0	0,0	328
20,9	80,5	22,4	60,0	16,6	30,0	8,4	16,0	4,5	4,0	1,1	2,0	0,5	359
25,4	73,0	22,9	51,5	16,2	24,0	7,6	7,0	2,3	—2,0	—0,6	0,0	0,0	318
22,5	80,0	21,9	60,5	16,6	30,5	8,4	15,5	4,4	1,0	0,3	0,0	0,0	365
22,6	80,0	22,2	56,0	15,6	29,0	8,1	15,0	4,2	0,5	0,1	1,0	0,3	359
22,1	80,5	22,1	59,0	16,3	32,0	8,9	16,0	4,4	—0,5	—0,1	2,0	0,6	362
23,9	80,0	23,6	55,5	16,3	27,0	8,0	13,0	3,8	0,0	0,0	0,5	0,1	339
24,0	82,0	23,4	59,0	16,8	27,0	7,7	14,5	4,1	0,0	0,0	0,5	0,1	351

Станция	I		II		III		IV		V		V
	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
Тайга	2,0	0,6	2,0	0,6	4,0	1,2	13,0	3,8	59,0	17,8	81,0
Пышкино-Троицкое	1,0	0,3	2,0	0,6	5,0	1,5	14,0	4,1	58,0	16,9	80,0
Мариинск	2,5	0,7	3,0	0,8	5,5	1,5	25,5	7,2	61,0	17,0	80,0
Змеиногорск	3,0	0,8	3,0	0,8	5,0	1,3	29,0	7,5	66,0	17,0	80,0
Барнаул	2,0	0,5	2,0	0,5	5,0	1,3	31,5	8,5	61,0	16,3	74,0
Бийск	2,0	0,2	3,0	0,7	4,5	1,1	33,4	8,4	67,0	16,6	81,0
Туруханск	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	2,3	10,5	4,8	32,0	14,5	71,0
Верхнеимбатское	0,0	0,0	1,0	0,4	4,0	1,5	16,0	6,1	40,0	15,2	78,0
Ачинск	4,0	1,1	2,0	0,6	4,0	1,1	25,5	7,1	62,0	17,1	88,0
Енисейск	1,0	0,3	—1,0	—0,3	5,0	1,5	18,5	5,6	53,0	16,0	84,5
Рыбное-на-Ангаре	1,0	0,3	1,0	0,3	5,0	1,5	11,0	3,4	54,0	16,7	81,0
Канск	2,5	0,7	2,0	0,6	5,2	1,4	26,0	7,1	61,0	16,6	82,0
Гонда	1,0	0,3	1,0	0,3	7,0	2,3	12,0	3,9	53,0	17,0	83,0
Кежма	1,0	0,3	0,0	0,0	5,0	1,6	17,0	5,3	53,0	16,7	79,0
Минусинск	2,0	0,5	2,0	0,5	2,5	0,6	40,0	10,2	63,0	16,1	80,0
Илимск	0,5	0,2	1,0	0,3	5,0	1,7	18,0	6,0	51,0	17,0	81,0
Омолоевское	0,0	0,0	1,5	0,5	5,2	1,8	12,0	4,1	51,0	17,4	78,0
Киренск	0,2	0,1	1,0	0,3	5,0	1,6	12,0	3,9	56,0	18,2	78,0
Джалинда	1,0	0,3	3,0	0,9	6,0	1,7	26,3	7,6	50,5	14,5	81,0
Черняево	0,5	0,1	3,5	1,0	6,0	1,6	31,0	8,5	50,5	13,8	81,0
Зея (Пикан)	0,0	0,0	1,5	0,4	5,2	1,5	30,5	8,6	60,5	16,9	84,0
Бомнак	0,2	0,1	1,5	0,5	6,0	1,9	18,3	5,7	49,5	15,4	79,0
Оленек	0,1	0,1	0,9	0,5	0,5	0,3	5,0	3,2	22,0	13,2	67,5
Саскылах	0,0	0,0	0,5	0,5	0,2	0,2	3,0	2,7	5,0	4,5	54,5
Жиганск	0,2	0,1	0,7	0,3	1,0	0,5	6,0	2,9	25,5	12,3	80,0
Джарджан	0,1	0,1	0,8	0,4	1,5	0,8	5,5	3,2	20,4	11,2	70,0
Верхоянск	0,4	0,2	0,5	0,3	0,4	0,2	14,0	7,3	30,5	15,8	69,0
Казачье	0,1	0,1	0,9	0,7	0,1	0,1	3,4	2,6	12,0	9,1	61,0
Средне-Колымск	0,1	0,1	0,5	0,3	0,5	0,3	5,2	3,1	19,2	11,6	70,5
Туой-Хая	—1,0	—0,4	0,8	0,3	5,5	2,3	10,0	4,1	42,0	17,3	74,0
Витим	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	1,7	10,0	3,5	48,0	16,4	85,0
Нюя	0,0	0,0	0,5	0,2	5,2	1,8	12,0	4,3	47,0	16,3	78,5
Сунтар	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	1,9	10,0	3,9	44,0	17,0	76,0

	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год
%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
24,4	79,0	23,8	54,0	16,3	24,0	7,2	12,5	3,8	0,5	0,2	1,0	0,3	332
23,4	82,0	24,0	59,0	17,2	26,5	7,8	13,5	3,9	0,0	0,0	1,0	0,3	342
22,4	80,0	22,4	57,0	15,9	27,0	7,5	14,0	3,9	0,0	0,0	2,5	0,6	358
20,7	79,0	20,4	61,0	15,7	34,0	8,8	18,0	4,7	6,5	1,7	2,5	0,6	387
19,8	82,0	22,0	64,0	17,1	32,0	8,6	18,0	4,8	0,5	0,1	2,0	0,5	374
20,2	84,0	20,8	65,5	16,2	36,0	8,9	20,0	5,0	6,1	1,5	1,5	0,4	404
32,0	62,0	28,0	40,0	18,1	7,5	3,5	—4,0	—1,8	—2,0	—0,9	—1,0	—0,5	221
29,9	66,0	25,1	46,0	17,5	15,0	5,8	—3,0	—1,1	—0,5	—0,2	—0,5	—0,2	262
24,4	82,0	22,6	57,0	15,8	24,5	6,8	12,0	3,4	—1,0	—0,3	1,0	0,3	361
25,4	82,0	24,6	55,5	16,8	22,5	6,8	10,5	3,2	0,0	0,0	0,5	0,2	332
25,0	80,0	24,8	57,0	17,7	24,0	7,4	10,0	3,2	—1,0	—0,3	0,0	0,0	323
22,4	82,0	22,4	61,0	16,6	27,0	7,4	12,0	3,3	3,3	0,9	2,0	0,6	366
26,7	80,5	26,0	53,0	17,1	17,5	5,7	4,0	1,3	—2,5	—0,8	0,5	0,2	310
24,9	82,5	26,0	57,0	17,8	20,0	6,3	3,5	1,1	—0,5	—0,2	0,5	0,2	318
20,4	86,0	22,0	64,0	16,3	28,0	7,2	16,0	4,1	6,5	1,8	1,0	0,3	391
27,0	75,0	25,0	50,0	16,6	14,3	4,8	4,0	1,3	0,2	0,1	0,0	0,0	300
26,6	74,5	25,6	50,0	17,0	15,5	5,3	5,7	1,9	0,1	0,0	—0,5	—0,2	293
25,2	79,0	25,7	55,5	18,2	17,3	5,7	4,0	1,4	0,0	0,0	—1,0	—0,3	307
23,4	84,0	24,2	62,0	17,8	25,0	7,2	8,0	2,3	0,2	0,1	0,0	0,0	347
22,1	87,0	23,7	65,0	17,7	29,5	8,2	9,5	2,6	2,3	0,6	0,2	0,1	366
23,6	82,5	23,2	61,0	17,1	24,2	6,8	7,0	2,0	0,1	0,0	—0,5	—0,1	356
24,7	79,0	24,7	59,0	18,3	23,0	7,2	4,4	1,5	0,1	0,0	0,0	0,0	320
40,6	47,0	28,3	20,0	12,0	2,2	1,3	0,0	0,0	0,5	0,3	0,3	0,2	166
49,5	35,0	31,8	10,5	9,6	2,0	1,8	—1,0	—0,9	0,3	0,3	0,0	0,0	110
38,6	64,0	30,9	30,0	14,5	1,0	0,5	—2,0	—1,0	0,3	0,2	0,3	0,2	207
38,5	55,0	30,1	29,0	15,9	1,0	0,5	—2,0	—1,1	0,3	0,2	0,4	0,2	182
35,8	50,0	25,9	25,0	12,9	2,1	1,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,5	0,3	193
46,2	37,0	28,1	17,0	12,7	1,0	0,8	—1,0	—0,8	0,3	0,2	0,2	0,2	132
42,5	47,5	28,6	20,5	12,3	2,0	1,2	—0,5	—0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	166
30,5	65,5	27,2	38,0	15,7	8,0	3,3	—1,0	—0,4	0,2	0,1	0,0	0,0	242
29,0	80,0	27,2	50,5	17,2	13.0	4,5	3,5	1,2	0,0	0,0	—2,0	—0,7	293
27,2	75,0	26,0	50,0	17,3	17,0	5,9	2,8	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	288
29,5	71,0	27,6	44,0	17,0	9,0	3,5	—1,0	—0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	258

Станция	I		II		III		IV		V		V
	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
Нюрба	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	2,0	9,0	3,6	44,0	17,3	75,0
Олекминск . .	—0,2	—0,1	0,0	0,0	5,0	1,8	11,0	3,9	47,0	16,6	78,0
Вилюйск	0,1	0,0	0,0	0,0	5,2	2,3	9,0	3,9	33,3	14,6	59,0
Исить	0,1	0,0	0,0	0,0	5,0	1,8	10,0	3,7	48,0	17,6	65,0
Сангар	0,2	0,1	0,7	0,3	2,0	0,8	8,0	3,4	33,3	14,1	60,0
Якутск	0,4	0,2	0,3	0,1	2,0	0,8	10,0	3,9	45,5	17,8	69,0
Чагда (Учур)	0,0	0,0	1,0	0,3	5,2	1,7	11,4	3,9	47,0	15,8	79,0
Чуранча	0,4	0,2	0,3	0,1	1,0	0,4	8,0	3,1	45,0	17,6	76,0
Зырянка	0,1	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	5,5	2,9	27,0	14,1	72,0
Усть-Средникан (Средникан)	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	5,0	2,6	23,5	12,4	70,0
Марково . . .	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,0	3,7	12,0	7,4	71,0
Благовещенск	1,0	0,2	5,0	1,2	7,5	1,8	35,0	8,4	57,0	13,6	84,0
Шимановск . .	0,2	0,1	2,5	0,7	5,5	1,5	34,0	9,2	55,0	14,9	81,0
Поярково . . .	0,2	0,1	3,5	0,8	5,5	1,3	37,0	8,8	64,0	15,1	86,0
Гош	0,0	0,0	1,0	0,3	5,0	1,4	24,0	6,7	55,0	15,3	85,0
Норск	0,0	0,0	0,2	0,1	5,0	1,4	23,5	6,6	55,0	15,3	84,5
Екатерино-Никольское . . .	3,0	0,7	5,0	1,1	7,5	1,7	39,0	8,6	65,0	14,4	91,0
Облучье	0,2	0,1	3,0	0,8	5,0	1,3	29,6	7,5	64,0	16,2	87,0
Бира	2,5	0,6	5,0	1,1	9,0	2,1	37,5	8,6	64,0	14,7	90,0
Бикин	2,0	0,4	5,0	1,1	8,0	1,8	39,5	8,8	65,0	14,4	90,0
Вяземский . . .	2,0	0,5	5,0	1,1	7,5	1,7	31,7	7,2	65,5	14,9	86,0
Хабаровск . . .	2,0	0,4	5,0	1,1	6,5	1,4	31,4	7,0	66,0	14,6	89,5
Циммермановка	1,5	0,4	5,0	1,3	5,5	1,4	20,0	5,2	58,0	15,1	86,0
Петропавловск	3,0	0,8	3,5	0,9	5,5	1,4	33,0	8,4	69,0	17,4	80,0
Тургай	0,5	0,1	3,0	0,9	5,0	1,4	47,0	13,3	64,0	18,2	51,0
Кустанай . . .	0,0	0,0	2,0	0,5	2,0	0,5	34,5	9,1	67,0	17,7	74,0
Кокчетав . . .	4,0	1,1	4,5	1,2	8,0	2,2	32,5	8,8	63,0	17,0	69,0
Павлодар . . .	3,0	0,8	3,0	0,8	2,5	0,7	38,0	10,1	63,0	16,7	66,0
Уральск	4,0	1,0	3,0	0,8	3,0	0,8	39,5	10,4	69,0	18,1	63,0
Темир	3,0	0,8	3,5	0,9	3,5	0,9	43,0	11,5	65,5	17,5	57,0
Актюбинск . .	2,5	0,7	3,5	1,0	2,5	0,7	43,0	12,7	60,0	17,7	52,0
Семипалатинск	4,0	1,1	4,0	1,1	4,0	1,1	44,0	11,6	64,0	16,9	62,0

	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год
%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм
29,5	70,5	27,8	43,0	16,9	8,0	3,1	—0,5	—0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	254
27,6	77,0	27,2	47,5	16,7	17,0	6,0	0,5	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	283
25,7	70,0	30,5	44,0	19,2	10,0	4,5	—2,0	—0,9	0,2	0,1	0,2	0,1	229
24,1	78,0	28,5	49,0	18,0	16,0	5,9	0,5	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	272
25,3	71,0	30,0	49,0	20,6	14,0	5,8	—2,0	—0,8	0,4	0,2	0,4	0,2	237
27,1	70,0	27,4	48,0	18,8	11,0	4,3	—2,0	—0,8	0,4	0,2	0,4	0,2	255
26,6	81,0	27,3	55,0	18,5	17,0	5,7	0,2	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1	297
29,9	71,5	28,0	45,0	17,6	8,0	3,1	—1,0	—0,4	0,4	0,2	0,4	0,2	255
37,5	57,5	29,9	30,0	15,6	0,0	0,0	—1,0	—0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	192
37,0	55,0	29,1	32,5	17,2	3,0	1,6	—1,0	—0,5	0,3	0,2	0,3	0,2	189
43,8	47,0	29,1	24,0	14,8	2,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	162
20,1	94,5	22,5	74,0	17,7	40,0	9,5	15,0	3,6	5,0	1,2	1,0	0,2	419
21,9	88,0	23,6	66,0	17,8	28,0	7,6	9,5	2,6	0,3	0,1	0,0	0,0	370
20,3	93,0	21,8	72,0	17,0	42,0	9,9	15,0	3,6	5,3	1,2	0,5	0,1	424
23,6	86,0	23,9	64,0	17,7	30,0	8,3	10,2	2,8	0,3	0,1	—0,5	—0,1	360
23,6	86,0	24,0	64,0	17,8	30,0	8,4	10,0	2,8	0,3	0,1	—0,5	—0,1	358
20,0	92,0	20,4	72,5	16,0	47,0	10,4	19,0	4,2	7,5	1,7	3,5	0,8	452
22,0	88,0	22,3	66,0	16,6	36,0	9,2	14,0	3,6	1,0	0,3	0,2	0,1	394
20,7	90,0	20,7	70,5	16,2	42,0	9,7	18,0	4,1	5,5	1,3	1,0	0,2	435
20,0	92,0	20,3	72,0	16,0	46,0	10,4	21,0	4,7	8,5	1,9	1,0	0,2	450
19,6	94,5	21,7	73,0	16,7	42,0	9,6	21,0	4,8	6,8	1,5	3,0	0,7	438
19,8	93,0	20,6	75,0	16,6	51,5	11,5	22,0	4,9	6,6	1,5	2,5	0,6	451
22,3	82,0	21,2	63,0	16,4	41,0	10,7	19,0	4,9	3,0	0,8	1,0	0,3	385
20,2	79,0	20,0	61,0	15,4	32,0	8,2	17,0	4,3	7,5	1,9	4,5	1,1	395
14,5	50,0	14,2	46,0	13,1	35,5	10,1	20,0	5,7	17,5	5,0	12,5	3,5	352
19,6	71,0	18,8	61,0	16,1	38,0	10,0	19,0	5,1	8,5	2,3	1,0	0,3	378
18,6	71,0	19,2	57,0	15,5	33,0	8,9	19,0	5,1	7,0	1,9	2,0	0,5	370
17,5	70,0	18,6	64,0	17,0	35,5	9,5	19,0	5,1	10,0	2,7	2,0	0,5	376
16,6	67,0	17,6	55,0	14,5	36,0	9,5	24,0	6,3	13,5	3,6	3,0	0,8	380
15,4	60,0	16,1	54,0	14,4	40,5	10,8	24,0	6,4	19,5	5,2	0,5	0,1	374
15,4	52,0	15,5	48,0	14,2	34,0	10,1	20,5	6,1	19,0	5,6	1,0	0,3	338
16,3	68,0	17,9	60,0	15,8	39,0	10,3	19,0	5,0	9,0	2,4	2,0	0,5	379

К. П. Воскресенского (1962). Сравнение показало удовлетворительную согласованность этих величин. Так, средняя арифметическая величина годового испарения, полученного из соотношений водного баланса, для указанных 156 станций составляет 369 мм, рассчитанного по графику — 370 мм. Коэффициент корреляции равен 0,68. Сравнительно симметричная кривая распределения разностей этих величин еще раз указывает на отсутствие систематических ошибок при определении величин испарения по графику. Результаты расчета средних многолетних величин (норм) суммарного испарения с поверхности почвы (луг, целина, залежь) и снега по месяцам и за год по станциям Советского Союза приведены в табл. 50.

Следует заметить, что столь хорошее согласование рассчитанных по температуре и влажности воздуха величин испарения с определенным методом водного баланса (исправленного на неточность измерения осадков) имеет место на всей территории Советского Союза, где были достаточно репрезентативные данные метеорологических наблюдений. Однако в некоторых районах репрезентативность показаний метеорологических станций нарушалась. Это прежде всего относится к территории, расположенной непосредственно севернее Кавказских гор (Краснодарский и Ставропольский края, Калмыцкая АССР), а также к пустынным и полупустынным районам Средней Азии.

В первом случае в предгорье имеет место преобладающее западно-восточное направление ветра, вследствие чего воздух, увлажненный над Черным и Азовским морями, проходит транзитом по рассматриваемой территории, ограниченной с юга Кавказским хребтом. Эти воздушные массы не возникли над рассматриваемой территорией и в соответствии с гл. 3.3 по характеристикам их температуры и влажности нельзя подсчитывать испарение с данной территории. Оно получается завышенным.

Рассмотренный пример не является тем случаем возможности учета влияния водоема, который исследован в § 3.3.2, так как вследствие наличия западного переноса и ограничивающего влияния гор в этом районе господствует ветер преимущественно одного направления — западного или реже восточного, со стороны Каспийского моря. Разработка методики введения поправок в значения температуры и влажности воздуха, позволяющих использовать в этом случае рассматриваемую расчетную схему, еще не завершена. Поэтому мы вынуждены были подправить рассчитанные величины испарения для этого района по их значению, определенному методом водного баланса. Конечно, и для этого района, когда отсутствует преобладающее направление ветра (например, при антициклоническом типе погоды) или когда различия в подстилающей поверхности нивелируются (например, зимой), можно пользоваться предполагаемой расчетной методикой.

В пустынных и полупустынных районах Средней Азии дело обстоит еще сложнее. Во-первых, здесь действует тот же эффект, при котором на рассматриваемую территорию вторгаются увлажненные над Черным, Азовским и Каспийским морями воздушные массы. Они, естественно, обусловливают завышение рассчитанных по предлагаемой методике величин испарения, особенно в западной части территории. Во-вторых, и это главное, местоположение метеорологических станций в пустынных и полупустынных районах отличается крайней нерепрезентативностью. Она обусловлена расположением метеорологических станций внутри или вблизи населенных пунктов. Последние, как известно, располагаются либо около рек и водоемов, либо в оазисах, богатых грунтовыми водами. И в тех, и в других случаях данные о температуре и влажности воздуха не характерны для большей части территории собственно пустыни или полупустыни. Их использование приводит к завышению величин рассчитываемого испарения, т. е. расчеты дают испарение таким, какое было бы, если бы вся территория пустынь и полупустынь была покрыта оазисами и населенными пунктами. В этом случае пустыня уже перестала бы быть пустыней, так как водообеспеченность населенных пунктов и оазисов намного превосходит среднюю водообеспеченность окружающей территории.

В описанном случае мы также вынуждены были подправить величины испарения путем приближения их к величинам испарения, определенным методом водного баланса. В остальной части территории СССР (свыше 90%) за основу были приняты величины рассчитанного по T и e испарения, которое, как мы видели выше, вполне согласуется с испарением, определенным методом уточненного водного баланса.

5.2.2. Режим испарения с суши на территории Советского Союза

Анализ годового хода испарения на территории СССР показывает, что максимум испарения наблюдается в июне; на юго-востоке Европейской и юге Азиатской территории Союза максимум приходится на июль (рис. 134, табл. 51). Минимум испарения на севере территории приходится на конец осени — начало зимы (ноябрь—декабрь), при смещении к югу минимум последовательно сдвигается на декабрь—январь и январь—февраль. Причем на одной и той же широте Европейской территории Союза минимум наступает примерно на месяц позже, чем на Азиатской.

Таким образом, годовой ход испарения на всей территории Союза однозначен: с одним максимумом и одним минимумом. Однако доля от годовой суммы испарения, приходящаяся на месяцы с максимумом и минимумом, не одинакова. Как видно из

Таблица 51

Процентное соотношение испарения по месяцам в зональном разрезе

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Европейская территория СССР:												
70—65°	0,3	0,5	2,0	4,5	13,5	32,5	23,2	15,0	5,6	3,5	—0,5	—0,1
65—60°	0,5	0,9	1,8	5,6	17,5	25,7	21,7	14,8	6,4	4,3	0,7	0,1
60—55°	0,7	0,9	1,8	8,8	17,0	20,8	18,8	14,0	7,5	5,4	4,6	0,7
55—50°	0,7	0,8	2,2	10,3	16,0	18,0	17,4	14,0	8,8	6,1	4,6	1,1
50—45°	0,8	0,9	6,5	10,4	13,8	14,5	14,4	12,7	9,7	7,2	5,7	3,4
Азиатская территория СССР:												
до 65°	0,1	0,4	0,7	3,5	10,9	40,0	29,1	14,2	1,5	—0,5	0,1	0,1
65—60°	0,0	0,3	1,5	3,8	15,8	28,7	27,5	17,6	4,8	—0,1	0,0	0,1
60—55°	0,6	0,8	1,6	6,2	17,4	24,2	23,5	17,2	7,2	0,6	0,4	0,3
55—50°	0,5	0,7	1,3	8,5	16,2	20,8	21,4	16,6	8,6	3,8	1,4	0,2

таблицы процентного соотношения испарения по месяцам в зональном разрезе, в июне испарение на севере ($\varphi = 65 \div 70°$) составляет 32,5% годовой суммы на Европейской территории и 40% на Азиатской. В это время на юге (50—55°) Европейской территории Союза в июне испаряется только 18%, в июле 17,4%; на Азиатской территории Союза — в июне 20,8%, в июле 21,4% годовой суммы. В зимние месяцы, на которые чаще всего приходится минимум испарения, в южных районах испаряется по отношению к годовой сумме большее количество влаги, чем в северных. Кривые годового хода суммарного испарения остро вытянутые вверх на севере (рис. 157) к югу постепенно становятся все более пологими. Это указывает на сравнительно более равномерное распределение испарения по сезонам в южных районах СССР.

Подсчитанные годовые суммы испарения по 156 станциям СССР послужили основой для построения карты изолиний суммарного годового испарения с поверхности почвы и снега. Изолинии этой карты (рис. 135) в основном имеют широтное расположение.

Следует отметить, что методика расчета испарения по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях, пригодна для равнинных территорий. Поэтому у нас нет рассчитанных данных испарения в районах горных хребтов. В связи с этим изолинии на нашей карте в горных районах сохраняют примерно широтное направление, хотя в этих районах зональность в распределении температуры нарушается, в связи

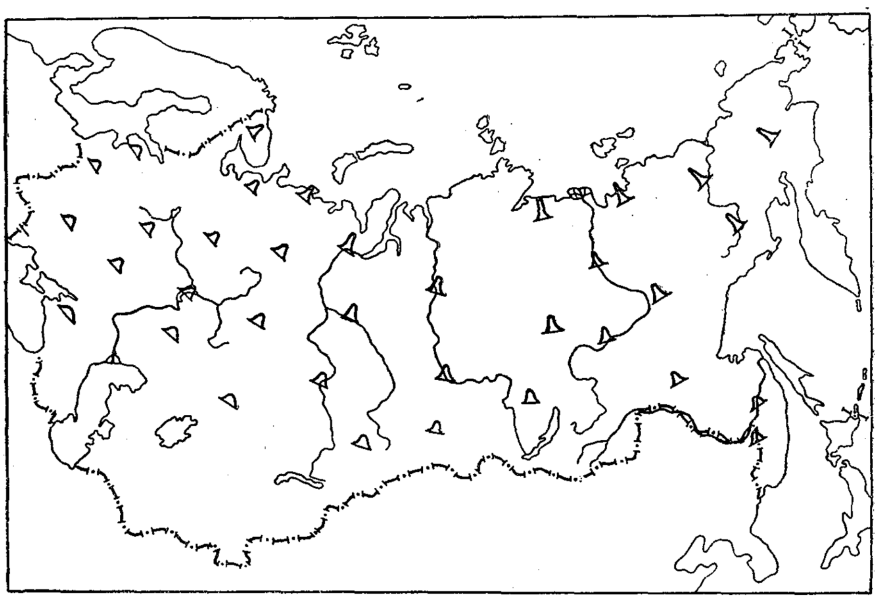


Рис. 134. Сезонный ход испарения в различных частях территории Советского Союза.

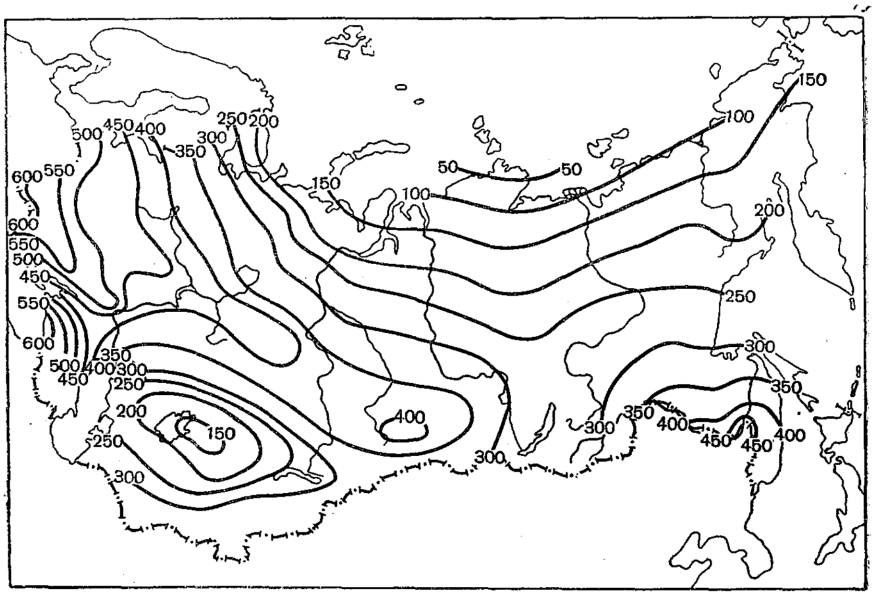


Рис. 135. Средние многолетние величины (нормы) суммарного испарения (мм) за год с поверхности суши территории Советского Союза.

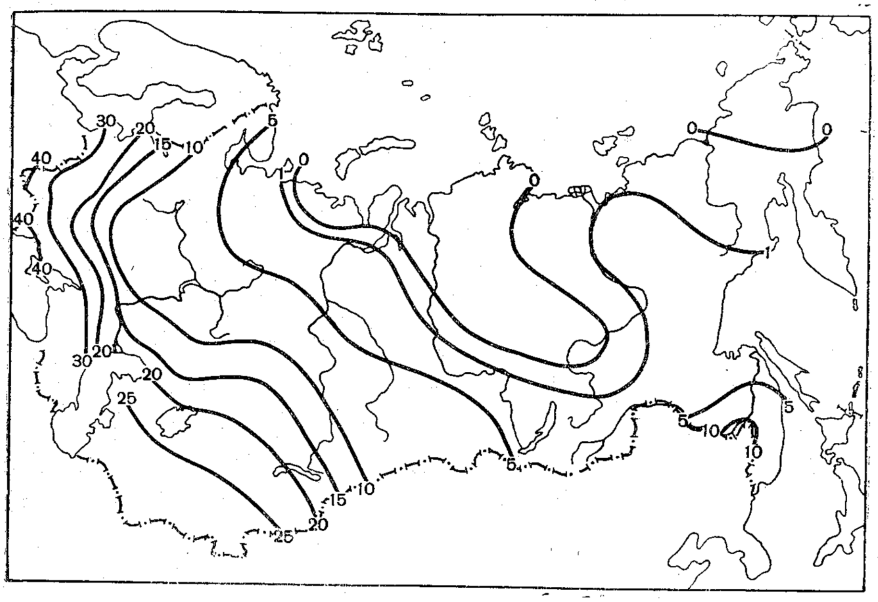


Рис. 136. Средние многолетние величины (нормы) испарения (мм) зимой (декабрь—февраль) с территории Советского Союза.

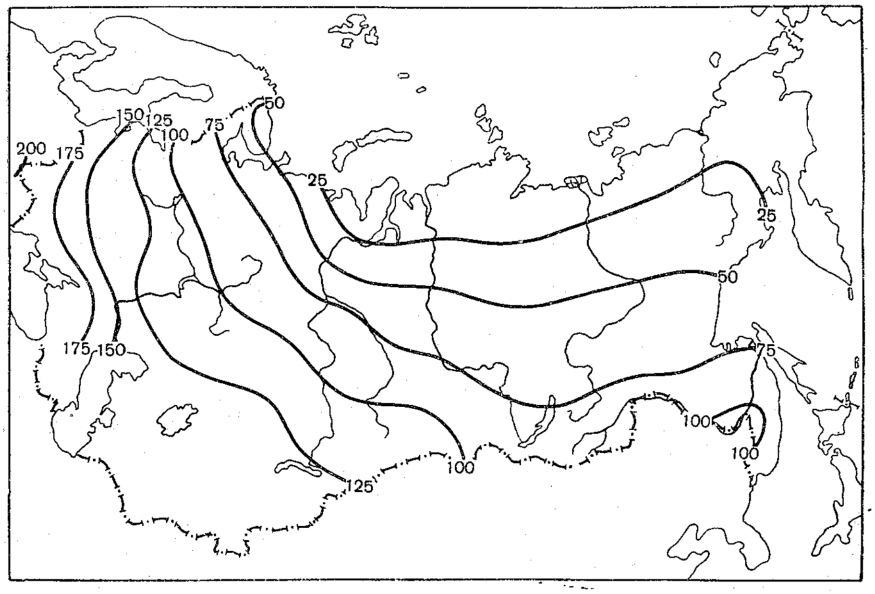


Рис. 137. Средние многолетние величины (нормы) суммарного испарения (мм) весной (март—май) с поверхности суши территории Советского Союза.

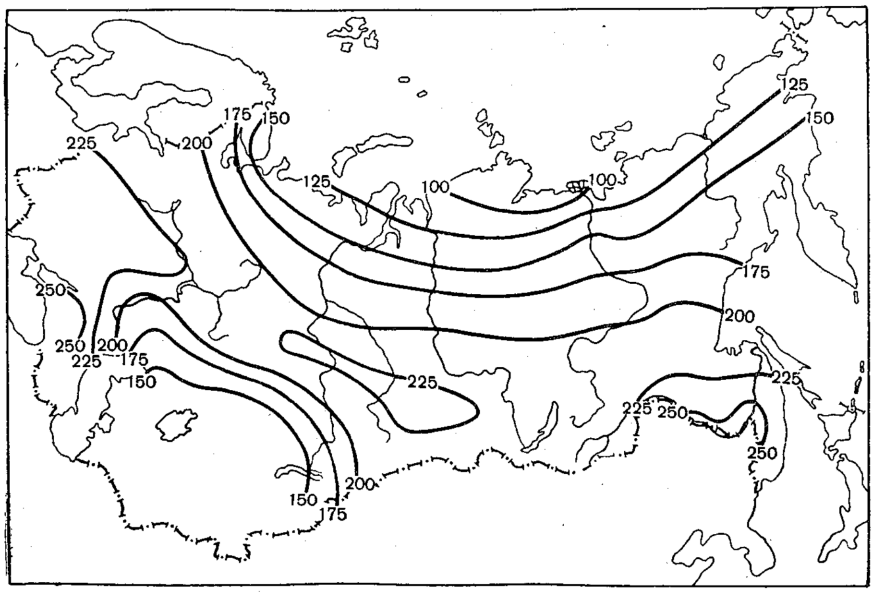


Рис. 138. Средние многолетние величины (нормы) суммарного испарения (мм) летом (июнь—август) с поверхности суши территории Советского Союза.

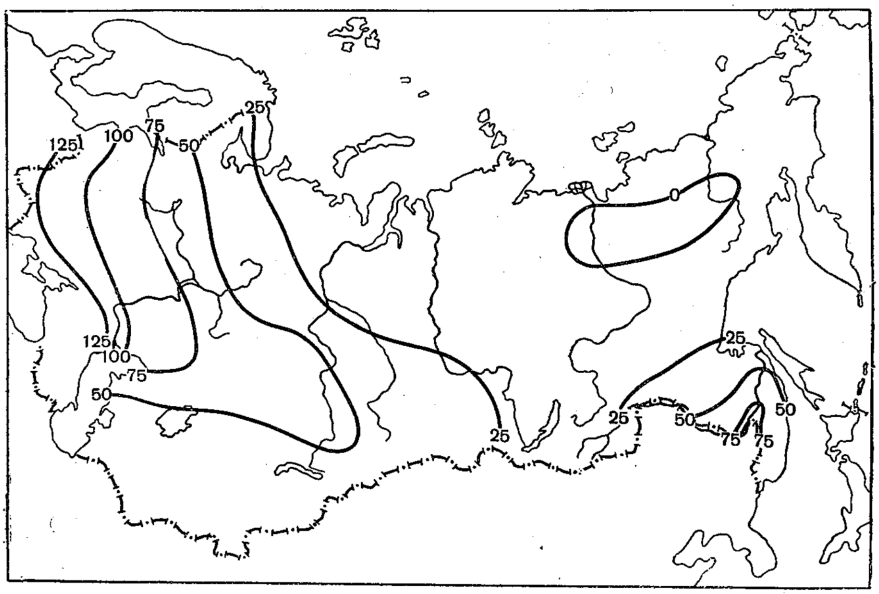


Рис. 139. Средние многолетние величины (нормы) суммарного испарения (мм) осенью (сентябрь—ноябрь) с поверхности суши территории Советского Союза.

с чем должна нарушаться и зональность в расположении изолиний испарения. Из приведенных изолиний карты испарения (рис. 135) видно, что максимум испарения имеет место на юго-западе ЕТС. Так, суммарное испарение на Украине составляет 500—550 мм в год, в Закарпатье доходит до 600 мм. Второй максимум наблюдается в районе Кубанской низменности, где испарение составляет более 500 мм. В Приморском крае и юге Хабаровского края суммарное испарение достигает 400—500 мм в год. До 400 мм в год испаряется на юге Западной Сибири. В южной части Казахстана испаряется в год 150—200 мм влаги.

Распределение испарения в зимние месяцы (декабрь, январь, февраль) по территории СССР представлено на рис. 136. Ход изолиний показывает, что испарение в это время возрастает с севера на юг. В районе побережья Карского моря, Таймырского полуострова и несколько южнее Таймырского полуострова испарение близко к нулю. В центральных районах ЕТС испаряется 8—10 мм, в Прибалтийских республиках и Белоруссии — 15 — 30 мм, на Украине — от 15 до 40 мм. В Казахстане испарение достигает 15—25 мм, в Приморском крае и на юге Хабаровского края — 5—10 мм.

Весной (март—май) испарение с почвы резко возрастает (рис. 137). Изолинии, кроме районов крайнего запада ЕТС, имеют широтное расположение, что указывает на возрастание испарения с севера на юг, причем возрастание довольно интенсивное. Так, если испарение на крайнем севере СССР в эти месяцы составляет 25 мм и меньше, то на юге, например на Украине, испаряется 150—200 мм, в Казахстане — 100—150 мм. В Приморском крае испарение достигает 100 мм.

Максимальное испарение с почвы наблюдается в летний период (июль—август). Конфигурация изолиний испарения (рис. 138) подобна конфигурации изолиний карты годового суммарного испарения. Наибольшее испарение наблюдается на юго-западе ЕТС (в районе Карпат испаряется до 250 мм), на юге Западной Сибири (до 225 мм), в Приморском крае и на юге Хабаровского края (225—250 мм). К северу величины испарения постепенно уменьшаются. Так, в районе Таймырского полуострова испаряется за лето не более 100 мм влаги. В Казахстане величина испарения не превышает 150—175 мм.

Испарение на территории СССР в осенний период (сентябрь—ноябрь) значительно уменьшается (рис. 139). На севере ЕТС испаряется менее 25 мм, на юге (Украина) — до 100—125 мм. В Приморском крае испарение составляет 50—75 мм. Наименьшие величины испарения наблюдаются в Восточной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштат Б. А. 1963. Тепловой баланс основных ландшафтов Средней Азии. Труды ВНМС, т. VII.

Айзенштат Б. А. 1964. Метод расчета некоторых биоклиматических показателей. Метеорология и гидрология, № 12.

Айзенштат Б. А. и Зуев Н. В. 1952. Некоторые черты теплового баланса песчаной пустыни. Труды ГГО, вып. 6 (7).

Айзенштат Б. А., Огнева Т. А. и Борушко И. С. 1953. Влияние орошения на распределение метеорологических элементов в приземном слое. Труды ГГО, вып. 39 (101).

Алексеев А. М., Федотова Л. А. 1962. Влияние водного режима корня на активную подачу им воды. Изд. АН СССР, М.

Алексеевский Е. Е. 1964. Перспективы развития орошаемого земледелия. «Земледелие», № 3.

Алексеенко В. А. 1936. Потребление воды яровой пшеницей при орошении. Вопросы ирригации. Труды ВИЗХ, т. VII.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. 1952. Курс климатологии, ч. I и II. Гидрометеоиздат, Л.

Алисов Б. П., Извеков Б. И. и др. 1940. Курс климатологии. Гидрометеоиздат, Л.

Алпатьев А. М. 1950. Рациональное использование осадков — основа преодоления засухи. Сб. «Агроклиматические условия степи Украинской ССР и пути их улучшения». Изд. АН УССР, Киев.

Алпатьев А. М. 1952. Испаряемость как приближенный показатель потребности сельскохозяйственных культур в воде. Метеорология и гидрология, № 5.

Алпатьев А. М. 1954. Влагооборот культурных растений. Гидрометеоиздат, Л.

Алпатьев А. М. 1955. О показателе засухи. Метеорология и гидрология, № 4.

Алпатьев А. М. 1961. Биоклиматический метод обоснования водного баланса растений и использование его в земледелии. Сб. «Водный режим растений в засушливых районах СССР». Изд. АН СССР, М.

Алпатьев А. М., Перченок Ф. Ф. 1963. Суммарное испарение снежного покрова на Европейской территории СССР. Изв. ВГО, т. 95.

Алпатьев С. М. 1952. Орошение как способ борьбы с засухой в степных и лесостепных районах УССР и задачи исследований в области орошения. Сб. трудов конференции по вопросам водного хозяйства Украины. Киев.

Алпатьев С. М. 1963. Состояние и задачи орошения сельскохозяйственных культур на Украине. «Вестник с.-х. науки», № 12.

Алпатьев С. М. 1965. Поливной режим сельскохозяйственных культур в южной части Украины. Изд. МСХ УССР, Киев.

Алпатьев С. М. 1965а. К вопросу о расчетной обеспеченности дефицита водного баланса при проектировании орошения. Сб. «Водное хозяйство», № 2.

Алпатьев С. М. 1965б. Методика расчета расхода влаги с орошаемых полей и определение сроков и норм полива. Информ. письмо УГМС УССР, № 3/48.

Ананян А. К. и др. 1963. Опыт применения поверхностно-активных веществ отечественного производства для уменьшения испарения с поверхности воды в водоемах. Изв. АН АрмССР, серия техн. наук, т. XVI, № 2—3.

Ананян А. К. и др. 1964. Опыт применения мономолекулярной пленки для уменьшения испарения с поверхности воды. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.

Андреянов В. Г. 1960. Внутригодовое распределение речного стока. Гидрометеоиздат, Л.

Андреянов В. Г. 1960а. Применение уравнений водного и теплового баланса к исследованию и расчету внутригодового режима стока. Труды ГГИ, вып. 73.

Араго Л. Р. 1957. Влияние вертикальных токов на влагообмен. Труды ГГО, вып. 71 (133).

Ариель Н. З., Бютнер Э. К., Константинов А. Р. 1963. Методика и результаты исследований спектральных характеристик турбулентных пульсаций в приземном слое атмосферы. Труды ГГО и УкрНИГМИ, вып. 144/40.

Астахова Н. И., Константинов А. Р. 1966. Опыт разработки методов определения составляющих водного баланса по данным наблюдений метеорологических станций. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.

Атлас составляющих теплового и водного баланса территории полей Украины. 1966. Под ред. Константинова А. Р., Гойсы Н. И. Гидрометеоиздат, Л.

Ахромейко А. И. 1950. Бузулуцкий бор, т. III. Гослесбумиздат.

Бабушкин Л. Н. 1957. О климатической характеристике летней воздушной засухи и суховеев в хлопковой зоне Узбекистана. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР.

Бавина Л. Г. 1966. Водный балас низинных болот в Полесье. Труды ГГИ, вып. 135.

Багров Н. А. 1963. О колебаниях уровня бессточных озер. Метеорология и гидрология, № 6.

Барашкова Е. П. и др. 1961. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, Л.

Баттан Л. Дж. 1965. Человек будет изменять погоду. Гидрометеоиздат, Л.

Бачурина А. А. и Конюхова М. С. 1963. Некоторые результаты расчета суточных величин испарения. Труды ЦИП, вып. 128.

Белобородова Г. Г. 1960. Об агрометеорологическом обосновании поливных режимов сельскохозяйственных культур. «Вестник с.-х. науки», № 2.

Белобородова Г. Г. 1965. Влагообеспеченность яровых колосовых культур на богарных землях юго-востока Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 24.

Белухина Г. В. 1957. Фитоклимат яровой пшеницы в условиях орошения на ЕТС. Труды ЦИП, вып. 53.

Берг Л. С. 1938. Основы климатологии. 2-е изд. Учпедгиз, Л.

Берлянд М. Е. 1956. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л.

Берлянд Т. Г. 1948. Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 10(72).

Берлянд Т. Г. 1949. Радиационный и тепловой баланс поверхности суши внетропических широт северного полушария. Труды ГГО, вып. 18(80).
Берлянд Т. Г. 1961. Распределение суммарной радиации на земном шаре. Гидрометеоиздат, Л.
Берлянд Т. Г., Ефимова Н. А. 1955. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории СССР. Труды ГГО, вып. 50.
Бияшев С. З. 1949. Культура сахарной свеклы в Казахстане. Казахск. объед. гос. изд-во, Алма-Ата.
Бова Н. В. 1965. К вопросу о суховеях на Украине. Труды УкрНИГМИ, вып. 52.
Бовшеверов М. В., Гурвич А. С. и Цванг Л. Р. 1959. Прямые измерения турбулентного потока тепла в приземном слое атмосферы. ДАН СССР, т. 125, № 6.
Бовшеверов М. В. и др. 1962. Приборы для измерений пульсаций температуры и скорости ветра и для статистического анализа результатов измерений. Труды ИФА, вып. 4.
Богданов П. Н. 1947. Корневая система яровых пшениц юго-востока и методы ее изучения. Труды научно-методич. конференции с.-х. оп. учр. юго-востока СССР, Саратов.
Богданов П. Н. 1947а. Корневая система и урожай яровой пшеницы. Научный отчет Ин-та зернового хозяйства юго-востока СССР за 1943—1945 гг., Саратов.
Богданова Э. Г. (Перняк). 1965. Зависимость показаний осадкомера Третьякова от скорости ветра. Труды ГГО, вып. 175.
Бодров В. А. 1952. Лесная мелиорация. Гослесбумиздат, М.
Бодров В. А. 1961. Лесная мелиорация. Сельхозгиз, М.
Большаков А. Ф. 1961. Водный режим мощных черноземов Средне-Русской возвышенности. Изд-во АН СССР, М.
Борушко И. С. 1949. Определение коэффициента турбулентного перемешивания способом Эртеля. Труды ГГО, вып. 16(78).
Борушко И. С. 1950. О подобии профилей метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Труды ГГО, вып. 22(84).
Борушко И. С. 1956. Влияние водоема на температуру и влажность окружающей территории. Труды ГГО, вып. 59(121).
Бочков А. П. 1954. Влияние леса и агромелиоративных мероприятий на водность рек лесостепной зоны Европейской части СССР. Гидрометеоиздат, Л.
Бочков А. П. 1965. О влиянии агротехнических и лесомелиоративных мероприятий на сток рек лесостепных и степных районов. Труды ГГИ, вып. 127.
Бочков А. П. 1965а. Об уточнении расчета средних годовых осадков. Труды ГГИ, вып. 127.
Браславский А. П., Викулина З. А. 1954. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, Л.
Браславский А. П., Шаргина К. Б. 1965. Потери воды на испарение из водохранилищ в засушливой зоне Казахстана. Изд-во «Наука», Алма-Ата.
Брент Д. 1938. Физическая и динамическая метеорология. Пер. с англ. Гидрометеоиздат, Л.—М.
Брилева Н. А. 1952. О влиянии травостоя сельскохозяйственных посевов среди лесных полос на термический режим приземного слоя воздуха. Труды ГГО, вып. 36.
Броунов П. И. 1927. Курс метеорологии. Гостехиздат, М.
Будаговский А. И. 1956. Зависимость испарения от метеорологических условий и влажности почвы. Сб. «Вопросы орошения в низовьях Аму-Дарьи». Изд. АН СССР.
Будаговский А. И. 1957. Зависимость испарения от влажности почвы. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР.

Будаговский А. И. 1957а. Основные закономерности суммарного испарения. Сб. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд. АН СССР.
Будаговский А. И. 1960. Водопотребление растений и его связь с гидроклиматическими факторами. Сб. «Гидроклиматический режим лесостепной и степной зон СССР в засушливые и влажные годы». Изд. АН СССР, М.
Будаговский А. И. 1961. Исследование процесса испарения. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Будаговский А. И. 1963. Испарение воды почвой. Труды ВНМС, т. VII, Гидрометеоиздат, Л.
Будаговский А. И. 1964. Испарение почвенной влаги. Изд-во «Наука», М.
Будаговский А. И. 1965. О расчете испарения с поверхности суши. Изв. АН СССР, серия физики атмосф. и океана, т. I, № 4.
Будаговский А. И., Савина С. С. 1956. Испаряемость с поверхности растительного покрова. Метеорология и гидрология, № 8.
Будыко М. И. 1946. Распределение метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. X, № 4.
Будыко М. И. 1948. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоиздат, Л.
Будыко М. И. 1950. Климатические факторы внешнего физико-географического процесса. Труды ГГО, вып. 19(81).
Будыко М. И. 1951. О влиянии мелиоративных мероприятий на испаряемость. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
Будыко М. И. 1951а. О климатических факторах стока. Проблемы физ. геогр., вып. 19.
Будыко М. И. 1953. Письмо в редакцию. Метеорология и гидрология, № 9.
Будыко М. И. 1955. Об определении испарения с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 1.
Будыко М. И. 1956. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л.
Будыко М. И. 1959. Определение испарения по методу Пенмена. Метеорология и гидрология, № 7.
Будыко М. И. 1961. Термическая зональность Земли. Метеорология и гидрология, № 11.
Будыко М. И. (ред.). 1963. Атлас теплового баланса земного шара. Гидрометеоиздат, Л.
Будыко М. И. 1964. Изменение климата и пути его преобразования. Сб. «Развитие и преобразование географической среды». Изд-во «Наука», М.
Будыко М. И., Гандин Л. С. 1965. К теории испарения при наличии растительного покрова. Труды ГГО, вып. 179.
Будыко М. И. и др. 1952. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Гидрометеоиздат, Л.
Будыко М. И. и Дроздов О. А. 1953. Закономерности влагооборота в атмосфере. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
Будыко М. И., Зубенок Л. И. 1961. Определение испарения с поверхности суши. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
Будыко М. И., Лайхтман Д. Л. и Тимофеев М. П. 1953. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3.
Будыко М. И. и Тимофеев М. П. 1952. О методах определения испарения. Метеорология и гидрология, № 9.
Будыко М. И. и Юдин М. И. 1946. Условия термического равновесия в атмосфере. ДАН СССР, т. 53, № 7.
Будыко М. И. и Юдин М. И. 1951. К постановке экспериментальных исследований по изучению турбулентности в районах полезащитных лесных полос. Метеорология и гидрология, № 5.

Будыко М. И., Юдин М. И. 1960. О колебаниях уровня непроточных озер. Метеорология и гидрология, № 8.
Будыко М. И., Юдин М. И. и Яковлева Н. И. 1954. Испарение с орошаемых участков и испаряемость. Метеорология и гидрология, № 1.
Буйков М. В. и Ткаченко А. В. 1967. Оценка возможности борьбы с суховеями с помощью увлажнения приземного слоя воздуха. Труды УкрНИГМИ, вып. 74.
Булавко А. Г. 1964. Методика расчета испарения с поверхности водоемов Белоруссии. Материалы Межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Буцкий П. А. 1936. Характеристика суховеев Западного Закавказья. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков. Л.
Бучинский И. Е. 1963. Климат Украины в прошлом, настоящем и будущем. Госсельхозиздат УССР, Киев.
Бэтчелор Дж. 1955. Теория однородной турбулентности. Пер. с англ. ИЛ, М.
Бюриг Р. Ф., Калюжная И. И. 1965. Испарение с сельскохозяйственных полей на осушенных болотах Украинской СССР. Труды ГГИ, вып. 126.
Бютнер Э. К. 1963. О вычислении структурных и корреляционных функций по конечному интервалу наблюдений. Труды ГГО и УкрНИГМИ, вып. 144/40.
Бяллович Ю. П. 1940. Новые данные о влиянии полезащитных полос на скорость ветра. Метеорология и гидрология, № 4.
Бяллович Ю. П. 1940а. Размещение полезащитных полос на территории. Научный отчет УкрНИИАЛМ и ЛХ, Харьков.
Бялый А. М. 1938. Источники поступления и расхода почвенной влаги. «Соц. зерновое хозяйство», № 2.
Васильев И. С. 1950. Опыт сравнительной оценки почвенных испарителей Рыкачева и Попова. Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXXI, М.—Л.
Васильев И. С. 1954. К вопросу о водном режиме подзолистых почв. Труды Ин-та леса, т. XXII.
Васильева К. Н. 1964. Физические свойства и водный режим почв Серебряноборского опытного лесничества. В сб. «Стационарные биогеоценотические исследования в подзоне южной тайги». Изд-во «Наука».
Векслер Г. и др. 1959. Метеорология и атомная энергия. Пер. с англ. ИЛ, М.
Великанов М. А. 1949. Динамика русловых потоков. Гидрометеоиздат, Л.
Великанов М. А. 1964. Гидрология суши. Изд. пятое. Гидрометеоиздат, Л.
Вериго С. А. 1948. Динамика запасов почвенной влаги на территории Союза ССР. Труды по с.-х. метеорологии, вып. XXVI.
Вериго С. А. и Разумова Л. А. 1963. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеоиздат, Л.
Викулина З. А. 1959. Расчет испарения с поверхности водохранилищ. Труды III Всесоюз. гидрол. съезда, т. III.
Викулина З. А., Натрус А. А. 1964. Современное состояние и первоочередные задачи по развитию водноиспарительной сети на территории СССР. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Вилькенс А. А. 1967. К вопросу о методике расчета испарения с водной поверхности по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды УкрНИГМИ, вып. 75.
Вилькенс А. А. и Константинов А. Р. 1967. Способ учета влияния площади и глубины водоема на интенсивность испарения. Труды УкрНИГМИ, вып. 75.

Виткевич В. И. 1964. Основы сельскохозяйственной метеорологии. Изд-во «Колос», М.
Витковский Б. И. и др. 1963. Метеорологические условия и тепловой баланс подстилающей поверхности во время работы экспедиции УкрНИГМИ. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.
Вишневский П. Ф. 1965. Влияние агротехнических мероприятий на норму стока рек Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 50.
Воейков А. И. 1940. Кругооборот тепла в оболочке земного шара. Сб. ст. по физ., посвящ. проф. Ф. Ф. Петрушевскому.
Воейков А. И. 1948. Климат земного шара, в особенности России. Изд. АН СССР, Л.—М.
Воейков А. И. 1952. О влиянии лесов на климат. Избр. соч., т. 3. Изд. АН СССР, М.—Л.
Воейков А. И. 1963. Воздействие человека на природу. Изд. АН СССР, М.
Волеваха В. А. 1965. Температурный режим атмосферы в периоды с суховеями на Украине. Труды УкрНИГМИ, вып. 52.
Волеваха В. А. 1965а. Пространственная структура суховеев. Геофиз. и астрон. Информ. бюлл. № 8.
Волобуев В. Р. 1953. Почвы и климат. Изд. АН АзербССР, Баку.
Волосюк З. П. 1962. Агрометеорологическое обоснование сроков и норм полива хлопчатника в условиях орошаемого земледелия Марыйской области Туркменской ССР. Труды Ашхабадской ГМО, вып. 3.
Волошинова Г. Я. 1947. Теплообмен в почве. Труды НИУ ГУГМС, серия 1, вып. 39.
Воронцов П. А. 1955. Методика регистрации горизонтальных и вертикальных пульсаций скорости ветра на приземном аэростате. Труды ГГО, вып. 51(113).
Воронцов П. А. 1955а. Метод уравновешенных шаров-пилотов и шаров с замедленной скоростью подъема. Труды ГГО, вып. 51(113).
Воронцов П. А. 1956. Зависимость структуры воздушного потока от состояния атмосферы. Труды ГГО, вып. 63.
Воронцов П. А. 1957. О трансформации воздуха под действием подстилающей поверхности при суховеях и фенах. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР.
Воронцов П. А. 1959. Некоторые особенности метеорологического режима над водоемами (по аэрологическим исследованиям). Труды III Всесоюз. гидрол. съезда, т. III.
Воронцов П. А. 1960. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л.
Воронцов П. А., Галаджий Н. М., Константинов А. Р. 1963. Исследование распределения некоторых структурных характеристик воздушного потока по вертикали. Труды ГГО и УкрНИГМИ, вып. 144/40.
Воронцов П. А., Герман М. А., Дубов А. С. 1964. Методика и некоторые результаты исследования турбулентного теплообмена в пограничном слое атмосферы с помощью самолета. Труды ГГО, вып. 158.
Воскресенский К. П. 1951. Сток рек и временных водотоков на территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 29(83).
Воскресенский К. П. 1962. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Гидрометеоиздат, Л.
Вуколов М. П. 1961. До питания про методику визначення сроків і норм зрошения. Наукові праці УкрНДіЗЗ, т. II. Видавництво УАСГН, Київ.
Высоцкий Г. Н. 1905. Степи Европейской России. Полная энциклопедия русского сельского хозяйства, т. 9, 19.
Высоцкий Г. Н. 1960. О гидроклиматическом значении лесов для России. Избр. труды. Сельхозгиз, М.
Высоцкий Г. Н. 1960а. О гидроклиматическом и метеорологическом влиянии лесов. Избр. труды. Сельхозгиз.

Высоцкий Г. Н. 1960б. Учение о лесной пертиненции. Избр. труды. Сельхозгиз.
Высоцкий Г. Н., Фальковский П. И. 1933. Режим почвенной влажности грунтовых вод и солей в степных и лесостепных почво-грунтах. «Водные богатства недр земли», сб. VI, секция спец. гидрол.
Гагарина Т. Е. 1966. К вопросу оценки испарения с сельскохозяйственных полей на юге Украины. В сб. «Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование», т. VII. Изд-во «Недра».
Гаевский В. Л. 1951. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО, вып. 26(88).
Гаевский В. Л. 1963. Об измерении температуры поверхности почвы радиационным методом. Труды ВНМС, т. IX.
Гайворонский И. П. 1959. Об исследованиях, проведенных в Центральной аэрологической обсерватории в области искусственных воздействий на облака и туманы. Труды ЦАО, вып. 26.
Галаджий Н. М. 1964. О некоторых структурных характеристиках турбулентных потоков в приземном слое атмосферы. Информ. бюлл. «Метеорология и гидрология», № 7. Изд-во «Наукова думка».
Галаджий Н. М., Константинов А. Р., Белоусов В. В. 1964. Некоторые результаты экспериментального исследования структурных характеристик воздушного потока в приземном слое атмосферы. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.
Гальцов А. П. 1957. Изменение испаряемости как показатель процесса образования суховея. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд-во АН СССР.
Гальцов А. П. 1964. О теоретических основах проблемы преобразования природы. Сб. «Развитие и преобразование географической среды». Изд-во «Наука», М.
Гандин Л. С. 1949. Сравнительный анализ некоторых методов определения коэффициента турбулентного перемешивания. Труды ГГО, вып. 16(78).
Гандин Л. С. 1952. К вопросу о трансформации профиля ветра. Труды ГГО, вып. 33(95).
Гандин Л. С. и др. 1955. Основы динамической метеорологии. Гидометеоиздат, Л.
Гандин Л. С. и Соловейчик Р. Э. 1959. Влияние горизонтального перемешивания в направлении ветра на испарение с ограниченных водоемов. ДАН СССР, т. 126, № 1.
Ганиев К. Г. 1964. Комплексное изучение испарения в Шахристанской котловине. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Гейгер Р. 1960. Климат приземного слоя воздуха. ИЛ, М.
Гельбух Т. М. 1963. Экспериментальное изучение испарения с водной поверхности малых водоемов. Труды ГГИ, вып. 104.
Герасимов И. П. 1945. Мировая почвенная карта и общие законы географии почв. «Почвоведение», № 3—4.
Гинзбург Т. И. 1949. Некоторые физические особенности испарения и турбулентного теплового потока в приземном слое атмосферы. Уч. зап. ЛГУ, серия физ., вып. 7.
Глазова Е. Ф. 1953. Экспериментальное исследование испаряемости в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 39.
Глазова Е. Ф. 1954. Измерение испаряемости по испарителю с постоянным увлажнением. Труды ГГО, вып. 43(105).
Глазова Е. Ф. и Лайхтман Д. Л. 1955. Элементарная теория испарителя и его применение для изучения турбулентности. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.
Гойса Н. И. 1961. Распределение суммарной радиации по территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 26.

Гойса Н. И. 1962. О микроклиматической изменчивости радиационного баланса. Труды УкрНИГМИ, вып. 31.
Гойса Н. И. 1964. Опыт измерения температуры подстилающей поверхности с помощью балансомера АФИ. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.
Гольдштейн С. (ред.). 1948. Современные проблемы гидро- и аэродинамики. Пер. с англ. ОНТИ.
Голубев В. С. 1960. Об учете дождевых осадков различными приборами. Труды ГГИ, вып. 81.
Голубев В. С. 1962. Оценка точности учета жидких осадков осадкомерами Третьякова. Труды ГГИ, вып. 95.
Голубев В. С. 1964. Расчет испарения с водной поверхности с учетом площади водоема. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Голубев В. С. 1964а. К вопросу оценки влияния поверхностноактивных веществ на испарение воды. Труды ГГИ, вып. 92.
Гольцберг И. А. (ред.). 1962. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Гидрометеоиздат, Л.
Гольцман М. И. 1950. Основы методики аэрофизических измерений. ГИТТЛ, М.—Л.
Горский А. И., Запорожченко А. Л. 1964. Кукуруза на поливе. «Земледелие», № 3.
Горшенин Н. М. 1948. Испарение снега в полезащитных лесных полосах и на межполосных пространствах. Метеорология и гидрология, № 4.
Горшенин Н. М. 1949. Полезащитные лесные полосы и борьба с засухой. «Природа», № 2.
Готшалк Ю. Ф. 1938. К вопросу о влиянии леса на влажность почвогрунта и грунтовые воды. «Почвоведение», № 10.
Готшалк Ю. Ф. 1939. Данные о гидрологической роли насаждений в районе Тростянецкой лесной опытной станции. Труды ВНИИЛХ, вып. 8.
Григорьев А. А. 1954. Географическая зональность и некоторые ее закономерности. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 6.
Григорьев А. А. 1964. Теоретические проблемы современной физической географии. Сб. «Развитие и преобразование географической среды». Изд-во «Наука», М.
Гурвич А. С. 1962. Спектры пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и их связи с микроклиматическими условиями. Труды ИФА, № 4.
Гурвич А. С., Цванг Л. Р. 1960. О спектральном составе турбулентного потока тепла. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
Давитая Ф. Ф. 1948. Климатические зоны винограда в СССР. Пищепромиздат, М.
Давитая Ф. Ф. 1959. Исследование засух и суховеев. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
Давитая Ф. Ф. 1964. Прогноз обеспеченности теплом и некоторые проблемы развития природы. Гидрометеоиздат, М.
Давыдов В. К. 1935. Испарение с поверхности оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. II, вып. 2, Л.
Давыдов В. К. 1938. О коэффициентах редукции для плавучих испарителей. Труды ГГИ, вып. 7.
Давыдов В. К. 1944. Испарение с водной поверхности в Европейской части СССР. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 12.
Дарселия М. К. 1949. Красноземные и подзолистые почвы Грузии и их использование под субтропические культуры. Всесоюзн. н.-и. ин-т чая и субтропич. культур.
Дзердзеевский Б. Л. 1955. Метеорологические особенности 1954 г. на целинных и залежных землях Алтайского края и севера Казахстана. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.

Дикон Е. Л. и Суинбек В. С. 1964. Соотношение между переносом количества движения и водяного пара. Пер. с англ. Сб. «Климатология и микроклиматология». Изд-во «Прогресс», М.

Дмитренко В. П. 1964. Использование влажности почвы и долготы дня в начале межфазных периодов для расчета их продолжительности. Труды УкрНИГМИ, вып. 44.

Дмитренко В. П., Кекух А. М. 1965. Метеорологические факторы и урожай зерновых культур. Труды УкрНИГМИ, вып. 49.

Дмитренко В. П., Константинов А. Р. и др. 1966. Экспериментальные исследования связи амбарного урожая с гидрометеорологическими факторами. Труды УкрНИГМИ, вып. 58.

Дмитренко В. П., Сакали Л. И., Тимошенко Г. Л. 1966. Некоторые вопросы организации агрометеорологического обслуживания производственных управлений, колхозов и совхозов, расположенных на территории экспериментального полигона Украинского НИГМИ. Труды УкрНИГМИ, вып. 58.

Дмитриев А. А. 1956. О возможном объяснении некоторых особенностей измеренного над океаном распределения ветра с высотой. Труды МГИ АН СССР, т. VIII.

Дмитриев С. И. 1964. Закономерности испарения влаги почвой при различной увлажненности ее поверхности. Труды ЛГМИ, вып. 16.

Докучаев В. В. 1892. Наши степи прежде и теперь.

Докучаев В. В. 1900. Zones naturelles des sols. Пер. в кн. В. В. Докучаева «Учение о зонах природы». Изд. АН СССР, М., 1948.

Дородницын А. А. 1950. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды ЦИП, вып. 21(48).

Дородницын А. А. и Лойцянский Л. Г. 1945. К теории перехода ламинарного слоя в турбулентный. «Прикл. матем. и механ.», вып. 4.

Дроздов О. А. 1949. Об изменении скорости ветра с высотой в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 15(77).

Дроздов О. А. 1950. К вопросу об изменении осадков в связи с системой полезащитных мероприятий в степных и лесостепных районах Европейской территории СССР. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеоиздат, Л.

Дроздов О. А. 1953. Годовые суммы осадков. Морской атлас, т. II.

Дроздов О. А. и Григорьева А. С. 1963. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеоиздат, Л.

Дубинский Г. П. 1955. Микроклимат Каменского орошаемого массива. Труды УкрНИГМИ, вып. 3.

Дубинский Г. П. 1964. Микроклиматические исследования на орошаемых землях юга Украины. Мат-лы Харьковского отделения Геогр. о-ва СССР. Изд. ХГУ.

Дубинский Г. П. 1964а. Гидрометеорологическая эффективность различных видов орошения сельскохозяйственных полей. Информ. бюлл. № 7 «Метеорология и гидрология» Межведомств. геофиз. комитета при Президиуме АН УССР. Киев.

Дублянский В. Н. 1964. О роли испарения в водном балансе Ай-Петринского горного массива. Информ. бюлл. № 7 «Метеорология и гидрология» Межведомств. геофиз. комитета при Президиуме АН УССР. Киев.

Дублянский В. Н. 1966. О роли испарения в водном балансе горного Крыма. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.

Дубов А. С. 1949. Определение скорости вертикальных порывов ветра при самолетных зондированиях с помощью акселерографа. Труды ГГО, вып. 16(78).

Дубов А. С. 1959. К вопросу определения вертикальных скоростей ветра по данным самолетного акселерографа. Труды ГГО, вып. 81.

Дубов А. С. 1959а. Определение коэффициента турбулентного обмена по ускорению самолета. Труды ГГО, вып. 98.

Дубровин Л. В. 1958. Количественный метод критического контроля градиентных наблюдений за скоростью ветра в приземном слое (от 0 до 2 м). Труды ГГО, вып. 86.
Дугинов В. И. 1958. Результаты применения метода турбулентной диффузии для расчета испарения с сельскохозяйственных полей Каменной степи. Метеорология и гидрология, № 3.
Дулов А. 1904. Несколько данных о продуктивности растительной транспирации. Труды опытных лесничеств.
Дюнин А. К. 1961. Испарение снега. Изд. СО АН СССР. Новосибирск.
Жегневская Г. С. 1954. К вопросу о климатических факторах увлажнения юга Европейской части СССР. Изв. ВГО, т. 86, вып. 6.
Жиганов И. И., Горшенин И. С. 1957. О потерях влаги на испарение с поверхности снежного покрова и почвы за период снеготаяния и стока талых вод. «Почвоведение», № 12.
Заварина И. В. 1952. Суховей 1949 года. Труды ГГО, вып. 36.
Заварина И. В. 1957. Об анализе трансформации холодных воздушных масс, движущихся над ЕТС в теплое время года. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР.
Зайков Б. Д. 1949. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 21(75).
Зайков Б. Д. 1955. Очерки по озероведению, ч. I. Гидрометеоиздат, Л.
Зайков Б. Д. 1960. Очерки по озероведению, ч. II. Гидрометеоиздат, Л.
Зайцев А. С. 1963. Пульсации вертикальной составляющей скорости ветра по шаропилотным данным. Труды ГГО и УкрНИГМИ, вып. 144/40.
Запорожченко А. 1964. Кукуруза на поливных землях юга Украины. Сб. «Кукуруза на орошаемых землях». Изд-во «Колос».
Зеленин И. В. 1964. Опыт определения подземного стока внутригорных впадин северного склона Туркестано-Алтайской горной системы методом водного баланса. Изв. АН Кирг. ССР, серия естеств. и техн. наук, т. VI. вып. 3, Фрунзе.
Зилитинкевич С. С. 1963. Строение приземного слоя атмосферы при нестационарных условиях. Метеорология и гидрология, № 1.
Златев Г. 1963. Номограма и сметчен прибор за изчисляване процента на влагата в почвата при теглования метод. Изв. на института по тютюна — Пловдив, том III, АК на селекостоп, науки в България.
Зонн С. В. 1959. Почвенная влага и лесные насаждения. Изд-во АН СССР.
Зонн С. В. и Кузьмина Е. А. 1960. Влияние хвойных и лиственных пород на физические свойства и водный режим выщелоченных черноземов. Тр. Лабор. лесоведения, т. I.
Зубенок Л. И. 1947. К вопросу об измерении температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 6(68).
Зубенок Л. И. 1949. Измерение альбедо некоторых растительных покровов с самолета. Труды ГГО, вып. 18(88).
Зубенок Л. И. 1954. Об определении испаряемости для засушливых районов СССР. Изв. ВГО, т. 86, вып. 6.
Зубенок Л. И. 1965. Мировые карты испаряемости. Труды ГГО, вып. 179.
Зубенок Л. И. 1965а. Об определении испарения с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 9.
Зубенок Л. И. 1966. Обоснование метода расчета месячных сумм испарения. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Зубенок Л. И., Строкина Л. А. 1963. Испарение с поверхности земного шара. Труды ГГО, вып. 139.
Иванов Б. Г. 1939. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоиздат, Л.
Иванов К. Е. 1957. Основы гидрологии болот лесной зоны. Гидрометеоиздат, Л.

Иванов К. Е. (ред.). 1963. Гидрологические расчеты при осушении болот и заболоченных земель. Гидрометеоиздат, Л.
Иванов К. Е. и Харченко С. И. 1964. Состояние вопроса и задачи регулирования испарения с почвы. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Иванов Л. А. 1953. К истории методики определения транспирации в условиях естественного произрастания. Бот. журн., № 2.
Иванов Л. А. 1956. Снижение транспирации древесных пород при суховее как результат транспирационного сопротивления. В кн. «Акад. В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения».
Иванов Л. А. 1956а. О методе определения транспирации на срезанных побегах. Бот. журн., т. 41, № 2.
Иванов Л. А и др. 1950. О методе быстрого взвешивания для определения транспирации в естественных условиях. Бот. журн., т. 35, № 2.
Иванов Н. Н. 1941. Зоны увлажнения земного шара. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 3.
Иванов Н. Н. 1948. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Зап. ВГО, нов. серия, т. I.
Иванов Н. Н. 1954. Об определении величин испаряемости. Изв. ВГО, т. 86, № 2.
Иванов Н. Н. 1957. Мировая карта испаряемости. Гидрометеоиздат, Л.
Иванов Н. Н. 1958. Атмосферное увлажнение тропических и сопряженных стран земного шара. Изд-во АН СССР, М.
Иванов О. В. 1962. Установка для одновременной регистрации поступления воды в корневую систему растения, транспирации и изменения веса зеленой массы. Сб. трудов АФИ, вып. 9.
Идзон П. Ф. 1956. Испарение с поверхности снега по наблюдениям в Джанибеке. Метеорология и гидрология, № 2.
Извеков Б. И. 1928. К вопросу о теоретической модели Окерблома, выражающей изменение ветра с высотой в зависимости от трения. Геофиз. сб., т. 5, № 2.
Иовенко Н. Г. 1960. Водно-физические свойства и водный режим почв УССР. Гидрометеоиздат, Л.
Иовенко Н. Г. 1963. Водно-физические свойства почвы Каменско-Днепровского орошаемого массива. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.
Иогансон В. Е. 1953. Опыт изучения испаряемости в Прикаспии. Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР, М.
Каганер М. С. 1960. Испарение с водной поверхности Днепровских водохранилищ. Труды УкрНИГМИ, вып. 24.
Каганов М. А. 1963. Использование полупроводниковых термосопротивлений при измерении влажности воздуха. Труды ВНМС, т. IX. Гидрометеоиздат.
Казанский А. Б., Монин А. С. 1958. О турбулентном режиме в приземном слое воздуха при неустойчивой стратификации. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
Казанский А. Б., Монин А. С. 1962. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных измерений. Метеорология и гидрология, № 12.
Калинин Г. П. 1950. Роль леса в распределении осадков. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеоиздат, Л.
Каминский А. А. 1934. Типы засухи равнинных суховеев в СССР. Труды ГГО, т. I, № 3.
Карауше в А. В. 1960. Проблемы динамики естественных водных потоков. Гидрометеоиздат, Л.

Карнацевич И. В., Мезенцев В. С. 1964. К вопросу о внутригодовом распределении суммарного испарения на территории Омской области. Изд. Омского отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 6 (13).
Каулина К. И. 1956. Опыт применения испарителей ГГИ-500 и гидравлического испарителя малой модели на сельскохозяйственных полях Каменной степи. Метеорология и гидрология, № 1.
Каулина К. И. 1960. Сравнение результатов наблюдений над испарением с почвы по трем методам. Метеорология и гидрология, № 7.
Каулина К. И. 1963. Испарение с сельскохозяйственных полей в Каменной степи. Сб. работ по гидрологии, № 3.
Кац Д. М. 1961. Испарение грунтовых вод на орошаемых землях пустынной зоны. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Кац Д. М. 1963. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. Изд-во с.-х. литературы, журналов и плакатов, М.
Кац Д. М. 1964. Лизиметрические исследования в засушливых районах для целей мелиорации. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Качинский Н. А. 1963. Структура почвы. Изд. МГУ.
Качурин Л. Г. 1962. Электрические измерения аэрофизических величин. Изд. ЛГУ.
Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. 1965. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере. Изд. ЛГУ.
Кашин К. И., Погосян Х. П. 1950. О влагообороте в атмосфере. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеоиздат, Л.
Кедроливанский В. Н. и Стернзат М. С. 1953. Метеорологические приборы. Гидрометеоиздат, Л.
Кекух А. М. 1964. Условия выращивания кукурузы в Южной степи в связи с ее водопотреблением и влагообеспеченностью. Труды УкрНИГМИ, вып. 44.
Кекух А. М. и Михайлова Н. И. 1957. Определение суммарного испарения свекловичного поля диффузным методом. Сб. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд. АН СССР, М.
Келлер Л. В. 1925. К установлению системы характеристик атмосферной турбулентности. Изд. ГГО.
Келлер Л. В. 1930. Теория конвекции в турбулентной атмосфере по Тейлору, Ричардсону и Шмидту. Изв. ГГО, № 4.
Кеппен В. К. 1938. Основы климатологии. Учпедгиз, М.
Кириллова Т. В., Несина Л. В. 1963. О расчете составляющих теплового баланса водоемов. Труды ГГО, вып. 95.
Кирюхин Б. В., Красиков П. Н., 1963. Дождь и снег по воле человека. Гидрометеоиздат.
Китредж Дж. 1951. Влияние леса на климат, почвы и водный режим. Пер. с англ. М.
Клинов Ф. Я. 1963. Об автоматических метеорологических изменениях в нижнем 300-метровом слое атмосферы (комплекс высотной башни ИПГ АН СССР). Труды ВНМС, т. VII. Гидрометеоиздат, Л.
Ключникова Л. А. 1957. Номограмма для расчета турбулентных потоков. Труды ГГО, вып. 69.
Козлов М. П. 1957. Суточный ход суммарного испарения с луга и его связь с метеорологическими факторами. Труды ГГИ, вып. 59.
Козлов М. П. 1959. Суточный ход суммарного испарения с луга и его связь с суточным ходом метеорологических элементов. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Кокоулин П. П., Яцентовский Г. Л. 1950. К вопросу о расчете испарения с поверхности водохранилищ. Сб. работ Цимлянской ГМО, вып. 1.

Колісник П. І. 1958. Визначення випаровування методом, в основі якого лежить закон шаруватості конвективного обміну в атмосфері. Вісник Київськ. ун-ту, № 1, сер. геол. та геогр., вып. 1.
Колмогоров А. Н. 1941. Локальная структура турбулентности в несжимаемой жидкости при очень больших числах Рейнольдса. ДАН СССР, т. 30, 299.
Колмогоров А. Н. 1941а. Рассеяние энергии при локально изотропной турбулентности. ДАН СССР, т. 32, 19.
Колосков П. И. 1947. Агроклиматическое районирование Казахстана. Изд-во АН СССР, М.
Коль С. А. 1952. Исследование инфильтрационной способности почв сельскохозяйственных полей и лесных полос в Каменной степи. Труды ГГИ, вып, 34(88).
Колясев Ф. Б. 1948. Рыхление и уплотнение почвы как прием сохранения почвенной влажности. Сб. трудов АФИ, вып. 4.
Колясев Ф. Е. и Мельникова М. К. 1951. Передвижение воды в почве в условиях травопольной системы земледелия. «Гидротехника и мелиорация», № 5.
Кондратьев К. Я. и Логинова З. А. 1956. О прямых методах определения температуры подстилающей поверхности. Вестн. ЛГУ, № 22.
Коноводов Б. П. 1941. Влияние больших озер на распределение дефицита влажности воздуха. Труды ГГИ, вып. 11.
Константинов А. Р. 1947. Измерение вертикальных скоростей ветра. Труды ГГО, вып. 1 (63).
Константинов А. Р. 1949. Турбулентная структура ветра в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 16 (78).
Константинов А. Р. 1950. Влияние лесных полос на структуру и скорость ветра. ДАН СССР, т. XXXIV, № 6.
Константинов А. Р. 1951. Вертикальные скорости ветра в атмосфере и методы их измерений. Информ. сб. № 1. Динамическая и сельскохозяйственная метеорология. Гидрометеоиздат, Л.
Константинов А. Р. 1952. Расчет испарения с сельскохозяйственных полей с учетом влияния лесных полос. Труды ГГИ, вып. 34 (88).
Константинов А. Р. 1952а. К вопросу о влиянии на атмосферные осадки комплекса мероприятий по преобразованию природы. Метеорология и гидрология, № 8.
Константинов А. Р. 1952б. Оценка влияния полезащитных лесонасаждений на атмосферные осадки. Труды ГГИ, вып. 34 (88).
Константинов А. Р. 1953. Поправка к вертикальному градиенту температуры при расчете турбулентного теплообмена подстилающей поверхности с атмосферой. Метеорология и гидрология, № 1.
Константинов А. Р. 1953а. О вертикальном профиле метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 9.
Константинов А. Р. 1954. Сопоставление различных методов определения испарения. Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Константинов А. Р. 1954а. Испарение с сельскохозяйственных угодий. Сб. «Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель». Гидрометеоиздат, Л.
Константинов А. Р. 1955. *Термоанемограф — прибор для исследования* турбулентной структуры ветра. Изд. Ин-та технико-эконом. информ. АН СССР, М.
Константинов А. Р. 1956. Обоснование методики расчета испарения по данным метеорологических станций. Труды ГГИ, вып. 54(108).
Константинов А. Р. 1957. Теория чашечных анемометров и ее приложение к методике измерений скорости ветра и к выбору оптимальной конструкции прибора. Некоторые новые гидрометеорологические и геофизические методы измерений и приборы. ЛО НТО Приборпром, вып. 1, Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р. 1958. О некоторых недостатках руководства по наблюдению над испарением с почвы градиентным методом. Метеорология и гидрология, № 7.

Константинов А. Р. 1958а. Трехлопастный анемограф — прибор для регистрации горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра в приземном слое атмосферы. Труды ГГИ, вып. 70.

Константинов А. Р. 1959. Основы методики расчета испарения с почвы по данным метеорологических станций. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р. 1960. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на сетевых метеорологических станциях. Труды ГГИ, вып. 81.

Константинов А. Р. 1961. Испаряемость — комплексная характеристика метеорологических условий произрастания сельскохозяйственных культур. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.

Константинов А. Р. 1961а. Методика расчета суточного и сезонного хода испарения по сетевым метеорологическим данным. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.

Константинов А. Р. 1961б. Замечания о методике измерения испарения с сельскохозяйственных полей. Труды УкрНИГМИ, вып. 30.

Константинов А. Р. 1961в. Методические указания, № 62 (ГГИ). Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по метеорологическим данным. Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р. 1962. Влияние температурной стратификации на интенсивность испарения, турбулентного теплообмена и потока количества движения. Труды УкрНИГМИ, вып. 31.

Константинов А. Р. 1962а. Основы полуэмпирической теории Прандтля — Кармана с точки зрения структуры турбулентных пульсаций в приземном слое. Труды УкрНИГМИ, вып. 31.

Константинов А. Р. 1962б. О режиме испарения и транспирации с сельскохозяйственных угодий. «Вестник с.-х. науки», № 2.

Константинов А. Р. 1963. Испарение в природе. Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р. 1963а. Методика расчета испарения по данным градиентных измерений. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.

Константинов А. Р. 1963б. Режим испарения с поверхности прудов и водоемов. Труды УкрНИГМИ, вып. 39.

Константинов А. Р. 1963в. Методика определения средних влагозапасов в почве за любой отрезок времени с учетом выпавших осадков. Метеорология и гидрология, № 6.

Константинов А. Р. 1963г. Некоторые характеристики режима испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей. «Вестник с.-х. науки», № 2.

Константинов А. Р. и Астахова Н. И. 1966. Обоснование методики расчета испарения по температуре и влажности воздуха. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Изд. ГГИ, Валдай.

Константинов А. Р. и Воронцов П. А. 1961. Влияние лесных полос на ветер и турбулентный обмен в атмосфере. Труды УкрНИГМИ, вып. 26.

Константинов А. Р., Гойса Н. И. 1963. Методика расчета радиационного баланса и эффективного излучения по температуре и влажности воздуха, измеренными на метеорологических станциях. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.

Константинов А. Р., Гойса Н. И., Кудина А. В., Левенко А. А. 1964. Об учете запаздывания температуры и влажности воздуха в суточном и сезонном ходе на высоте 2 м. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.

Константинов А. Р., Гойса Н. И., Олейник Р. Н. 1964. Связь транспирации со спектральным составом облучения. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.
Константинов А. Р., Гойса Н. И., Олейник Р. Н. 1964а. Связь транспирации луга с характером его облучения. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Константинов А. Р. и Голубев В. С. 1960. О возможности производства градиентных измерений температуры и влажности воздуха с помощью стационарных психрометров в будках. Труды ГГИ, вып. 76.
Константинов А. Р., Голубев В. С. и Покудов В. В. 1960. Исследование характеристик воздушного потока, определяющих изменение испарения с поверхности водоема. Труды ГГИ, вып. 81.
Константинов А. Р., Дмитренко В. П. 1965. О связи урожая с гидрометеорологическими факторами. Труды УкрНИГМИ, вып. 49.
Константинов А. Р., Кисиленко А. А. 1963. Некоторые вопросы усовершенствования методики измерения осадков. Труды УкрНИГМИ, вып. 39.
Константинов А. Р., Кисиленко А. А. 1965. Экспериментальные исследования точности измерения жидких осадков различными приборами. Труды ГГО, вып. 175.
Константинов А. Р., Кисиленко А. А., Пикуш Н. В., Мирмович Л. А., Белоусов В. В., Витковский Б. И. 1964. Экспериментальное исследование методов измерения жидких осадков. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.
Константинов А. Р. и Козлов М. П. 1955. Сопоставление различных методов определения испарения с поля, занятого овсом, и с луга. Труды ГГИ, вып. 51(105).
Константинов А. Р. и Кудина А. В. 1962. Методика расчета суточного хода испарения с поверхности почвы и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды УкрНИГМИ, вып. 31.
Константинов А. Р., Кудина А. В., Олейник Р. Н. 1963. Методика учета влияния моря на температуру и влажность воздуха над сушей. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.
Константинов А. Р., Кудина А. В., Перелет Н. А. и Руденко Л. Г. 1966. Опыт замыкания уравнения теплового баланса подстилающей поверхности по данным наблюдений на метеорологических станциях. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.
Константинов А. Р., Левенко И. Т., Олейник Р. Н., Прокопенко И. И., Стамбирская С. М., Шелудько Н. Г. 1966. Водный режим почв и водопотребление кукурузы в условиях орошения. Труды УкрНИГМИ, вып. 57.
Константинов А. Р., Леонова Л. Д., Рогаченко А. Д., Бибик В. В., Огняник Г. С. 1966. Характеристика турбулентного тепло- и влагообмена орошаемой кукурузы. Труды УкрНИГМИ, вып. 57.
Константинов А. Р. и Маренкова А. Ф. 1952. Структурные методы расчета коэффициента турбулентного перемешивания. Метеорология и гидрология, № 11.
Константинов А. Р. и Молчанов А. Л. 1957. Оценка изменений испарения и водного баланса почв степной и лесостепной зон Европейской территории СССР под влиянием агролесомелиоративных мероприятий. Труды КазНИГМИ, вып. 8.
Константинов А. Р., Олейник Р. Н. 1963. Характеристика испарения с залежи степной части Украины в летнее время. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.
Константинов А. Р. и Олейник Р. Н. 1964. К вопросу об определении испаряемости (максимально возможного испарения) с сельскохозяйственных полей. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.

Константинов А. Р., Попов О. В. и Пушкарев В. Ф. 1961. Оценка методов определения испарения и других составляющих водного баланса сельскохозяйственных полей. Труды УкрНИГМИ, вып. 30.

Константинов А. Р., Прихотько Г. Ф., Свирина В. В., Ткаченко А. В. 1967. Засушливые условия и оценка возможных путей борьбы с ними. Сб. докладов на VIII конференции геофизиков УССР. Изд-во АН УССР. Киев.

Константинов А. Р. и Пушкарев В. Ф. 1954. Характеристика режима испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей в зоне избыточного увлажнения. Труды ГГИ, вып. 46 (100).

Константинов А. Р. и Пушкарев В. Ф. 1959. Об основных направлениях в изучении испарения с поверхности суши. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III.

Константинов А. Р. и Пушкарев В. Ф. 1960. Наблюдения над испарением с поверхности воды и почвы на территории СССР. Некоторые проблемы метеорологии. Сб. статей. II раздел программы ММГ (метеорология), № 1. Изд. АН СССР, М.

Константинов А. Р., Пушкарев В. Ф. и Самохина К. П. 1955. Характеристика режима испарения с сельскохозяйственных полей территории освоения целинных и залежных земель. Труды ГГИ, вып. 48 (102).

Константинов А. Р., Сакали Л. И. 1963. Методика расчета турбулентного теплообмена поверхности почвы с атмосферой по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.

Константинов А. Р., Сакали Л. И. 1964. Климатообразующая роль составляющих теплового и водного баланса подстилающей поверхности. Информ. бюлл. № 7 «Метеорология и гидрология» Междуведомственного геофиз. комитета при Президиуме АН УССР, Киев.

Константинов А. Р. и Сакали Л. И. 1964а. Климатообразующая роль составляющих теплового и водного баланса подстилающей поверхности. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.

Константинов А. Р., Сакали Л. И., Гойса Н. И., Олейник Р. Н. 1966. Тепловой и водный режим Украины. Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р., Сакали Л. И., Перелет Н. А. 1964. Режим теплообмена в почве на территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.

Константинов А. Р. и Свирина В. В. 1967. Гидрометеорологическая оценка засушливых явлений. Труды УкрНИГМИ, вып. 68.

Константинов А. Р. и Струзер Л. Р. 1953. Ошибочная схема турбулентного перемешивания. Метеорология и гидрология, № 7.

Константинов А. Р. и Струзер Л. Р. 1954. Измерение суммарного испарения и транспирации с сельскохозяйственных культур с помощью испарителей. Труды ГГИ, вып. 45 (99).

Константинов А. Р. и Струзер Л. Р. 1965. Влияние лесных полос на урожай. Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р. и Ткаченко А. В. Исследование профиля скорости ветра в нижнм двухметровом слое воздуха. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.

Константинов А. Р. и Федоров С. Ф. 1960. Опыт применения градиентных мачт для определения испарения и теплообмена в лесу. Труды ГГИ, вып. 81.

Константинов А. Р. и Федорова Т. Г. 1959. Результаты исследования распределения метеорологических элементов над водной поверхностью и теплового режима водных масс Валдайского озера. Труды III Всесозн. гидрол. съезда, т. IV. Гидрометеоиздат, Л.

Константинов А. Р. и Федорова Т. Г. 1960. Термический режим Вадайского озера и распределение метеоэлементов над его поверхностью. Труды ГГИ, вып. 76.

Константинов А. Р., Федорова Т. Г. и Голубев В. С. 1960. Влияние различных факторов на показания водных испарителей установленных на суше. Труды ГГИ, вып. 76.
Константинов А. Р., Филатова Т. Н. 1960. Режим испарения с сельскохозяйственных полей степной и лесостепной зон Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 76.
Константинов А. Р., Филиппенко Л. А. 1967. Некоторые вопросы методики расчета норм и сроков полива по метеорологическим данным. Труды УкрНИГМИ, вып. 71.
Константинов А. Р. и Харченко К. И. 1956. Оценки испаряемости в районе Сальских степей. Труды ГГИ, вып. 57 (111).
Константинов А. Р., Харченко К. И., Бархатова М. Р. и Буров В. С. 1961. Исследование режима испарения с сельскохозяйственных полей. Труды ГГИ, вып. 91.
Конторщикова А. С. 1950. Определение величин испарения в естественных условиях методом, основанным на законе ярусности конвективного обмена. Методические указания ЦИП, вып. 9. М.—Л.
Конторщиков А. С. 1954. О расчете испарения с почвы. Метеорология и гидрология, № 4.
Конторщиков А. С. 1965. Усовершенствование методики наблюдений и расчетов испарения с сельскохозяйственных полей на основе теории ярусности конвективного обмена. Труды ЦИП, вып. 145.
Копанев И. Д. 1955. Влияние лесных полезащитных полос на распределение снежного покрова в засушливой зоне Европейской территории СССР. Гидрометеоиздат, Л.
Копыт А. Д. 1965. О методике определения влажности почвы в районах сухостепной зоны Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 24.
Костин С. И. 1949. Влияние леса на климат в условиях Воронежской области. Научные труды Воронежского ЛХИ, т. X.
Костин С. И., Покровская Т. В. 1953. Климатология. Гидрометеоиздат, Л.
Костяков А. Н. 1951. Основы мелиораций. Сельхозгиз, М.
Кочерин Д. И. 1929. Испарение с поверхности бассейнов и коэффициент стока в их изменении по территории Европейской части СССР. Гидротехнический сборник МВТУ, № 2.
Кочин Н. Е., Кибель И. А. и Розе Н. В. 1948. Теоретическая гидромеханика, ч. II, гл. 2. ГИТТЛ, М.—Л.
Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. 1955. Теоретическая гидромеханика, ч. I. ГИТТЛ, М.
Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. 1963. Теоретическая гидромеханика. ГИФМЛ, М.
Кошеленко И. В. 1959. Новый подход к изучению засушливых и некоторых других явлений. Труды УкрНИГМИ, вып. 17.
Красильников В. А. 1945. О распределении звука в турбулентной атмосфере. ДАН СССР, 47, № 7.
Красильников В. А. 1947. О флюктуациях амплитуды звука при его распространении в турбулентной атмосфере. ДАН СССР, 58, № 7.
Красильников В. А. 1953. О флюктуациях фазы ультразвуковых волн при их распространении в приземном слое воздуха. ДАН СССР, 88, № 4.
Кратцер П. А. 1958. Климат города (Пер. с нем.). ИЛ, М.
Крестовский О. И. 1960. Потери воды на испарение с водосборов в период весеннего половодья. Труды ГГИ, вып. 81.
Крестовский О. И. 1964. Исследование закономерностей формирования весеннего половодья в лесной зоне. Труды ГГИ, вып. 109.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. и Россинский К. И. 1947. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. Госэнергоиздат, М.—Л.

Кружилин А. С. 1944. Физиология орошаемых полевых культур. Сельхозгиз, М.
Куделин Б. И. 1960. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд. МГУ, М.
Кузин П. С. 1934. График испарения с поверхности речного бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока. Зап. ГГИ, т. 12.
Кузин П. С. 1938. Об испарении с поверхности почвы. Труды ГГИ, вып. 7.
Кузин П. С. 1940. Карта испарения с поверхности речных бассейнов Союза ССР. Метеорология и гидрология, № 1.
Кузин П. С. 1950. Испарение с суши на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 26 (80).
Кузин П. С. 1960. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Гидрометеоиздат, Л.
Кузнецов В. И. 1954. Исследование влияния тепловой изоляции на показания водных испарителей. Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Кузнецов В. И. 1954а. О переходных коэффициентах наземных испарителей ГГИ-3000. Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Кузнецов В. И. 1954б. Влияние водной растительности на испарение. Труды ГГИ, вып. 46 (100).
Кузнецов В. И. 1959. Об испарении с зарастающих водоемов. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Кузнецов В. И. 1964. Испарение со снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 109.
Кузнецов В. И. 1964а. Расчеты испарения с поверхности открытых и зарастающих водоемов на основе данных экспериментальных исследований. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Кузнецова Л. П. 1957. Роль рельефа и лесов в распределении количества осадков на равнине. Труды ГГО, вып. 72.
Кузьмин П. П. 1941. О вертикальном градиенте скорости ветра, температуры и влажности воздуха над морем. Труды ГГИ, вып. 11.
Кузьмин П. П. 1951. Исследование параметров формул снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 32 (86).
Кузьмин П. П. 1953. О методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 41 (95).
Кузьмин П. П. 1957. Физические свойства снежного покрова. Гидрометеоиздат, Л.
Кулик М. С. 1952. Некоторые показатели оценки засушливых явлений. Метеорология и гидрология, № 9.
Кулик М. С. 1957. Критерии суховеев. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд-во АН СССР, М.
Кунявский М. Я. 1957. О переходном коэффициенте испарителя ГГИ-3000 для Рыбинского водохранилища. Метеорология и гидрология, № 12.
Куперман Ф. М. 1961. Морфо-физиологический эффект действия спектрального состава света на растения в зависимости от продолжительности фотопериода. Научн. докл. высш. школы. Биол. науки, № 4.
Курс метеорологии (физика атмосферы). Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеоиздат, Л. 1951.
Кучеров Н. В. 1956. О точности измерений температуры и влажности. Труды ГГО, вып. 60 (122).
Кучеров Н. В. и Стернзат Н. С. 1958. Приборы для исследования метеорологического режима в приземном слое атмосферы. Сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя атмосферы». Гидрометеоиздат, Л.
Кучерявих Е. Г. 1940. Вплив одно- та двухрядних полезахисних деревных насаджень на зменшення швидкості вітру і випаровування вологи з грунту. Збірник робіт з полезахисного лісорозведення. Харків.
Лайхтман Д. Л. 1944. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.

Лайхтман Д. Л. 1947. О профиле ветра в приземном слое атмосферы при стационарных условиях. Труды НИУ ГУГМС, серия I, вып. 39.
Лайхтман Д. Л. 1947а. Трансформация воздушной массы под влиянием подстилающей поверхности. Метеорология и гидрология, № 1.
Лайхтман Д. Л. 1955. Определение суммарного испарения и теплоотдачи с небольших водоемов. Труды ГГО, вып. 53 (115).
Лайхтман Д. Л. 1959. Суточный и годовой ход испарения с малых водоемов. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Лайхтман Д. Л. 1961. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л.
Лайхтман Д. Л., Русин Н. П. 1957. О метеорологическом критерии суховеев. Труды ГГО, вып. 69.
Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. 1956. О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4.
Лайхтман Д. Л. и Чудновский А. Ф. 1949. Физика приземного слоя атмосферы. ГИТТЛ, М.—Л.
Ландау Л. и Лифшиц Е. 1953. Механика сплошных сред, гл. III, М.
Ландау Л. Д. и Лифшиц Е. М. 1965. Механика. Изд-во «Наука», М.
Лебедев А. Ф. 1936. Почвенные и грунтовые воды. Изд. АН СССР, М.—Л.
Лебедева К. Д., Сивков С. И., Ястребова Т. К. 1965. Результаты исследования термоэлектрических балансомеров Ю. Д. Янишевского, Труды ГГО, вып. 174.
Лебедь А. И. 1958. Влияние орошения на микроклимат и развитие кукурузы. Бюлл. научн.-технич. информации, № 5.
Левенко А. А. 1966. Оценка точности определения турбулентных потоков тепла и влаги по температуре и влажности на высоте 2 м. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.
Левенко А. А. 1966а. Об отклонении измеренных градиентов температуры, влажности и скорости ветра на высоте 1 м от рассчитанных по логарифмическому закону при неравновесных условиях. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.
Левенко А. А. 1966б. Уточненная методика расчета потоков тепла и влаги по температуре и влажности воздуха на высоте 2 м. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.
Левенко А. А. 1966в. Об учете запаздывания в суточном и сезонном ходе температуры и влажности воздуха на высоте 2 м. Труды УкрНИГМИ, вып. 62.
Лекции по сельскохозяйственной метеорологии. Под ред. В. И. Синельщикова и М. С. Кулика. Гидрометеоиздат, Л., 1966.
Леонов М. П., Перелет Г. И. 1967. Искусственные осадки. Гидрометеоиздат, Л.
Лившиц И. М., Шебеко В. Ф., Брагилевская Э. А. 1964. Суммарное испарение на территории Белорусской ССР. В сб. «Регулир. водн. режима торф. почв». Изд-во «Урожай», Минск.
Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. 1962. Прикладная гидрология. Пер. с англ. Гидрометеоиздат, Л.
Линь Бин-Нань. 1958. Испарение с плоской гладкой поверхности при наличии ветра. Изв. Об-ва водн. х-ва КНР. Шуйлисюэбао. J. Hydraul, Eng. Soc. China, № 1.
Лобов М. Ф. 1957. Диагностирование сроков поливов овощных культур по концентрации клеточного сока. Сб. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд-во АН СССР, М.
Логинов Б. В. 1961. Основы полезащитного лесоразведения. Изд. УАСХН, Киев.
Лойцянский Л. Г. 1941. Аэродинамика пограничного слоя. ОГИЗ, Л.
Лойцянский Л. Г. 1957. Механика жидкости и газа. ГИТТЛ, М.
Лойцянский Л. Г. 1962. Ламинарный пограничный слой. ГИФМЛ, М.

Львович М. И. 1950. Вопросы методики проектирования полезащитных лесонасаждений. Сб. «Вопросы методики проектирования полезащитных лесонасаждений». Л.
Львович М. И. 1963. Человек и воды. Преобразование водного баланса и речного стока. Географгиз, М.
Львович М. И. 1964. Водный баланс Земли и природных зон территории СССР. Сб. «Современные проблемы географии». Изд-во «Наука», М.
Льгов Г. К. 1960. Орошение сельскохозяйственных культур в пределах центральной части Северного Кавказа. Нальчик.
Лыков А. В. 1950. Теория суши. Госэнергоиздат, М.—Л.
Лыков А. В. (ред.) 1958. Тепло- и массообмен в процессах испарения. Изд. АН СССР, М.
Лысенко Т. Д. 1948. О положении в биологической науке. Сельхозгиз, М.
Лысенко Т. Д. 1952. Влияние термического фактора на продолжительность фаз развития растений. Стадийное развитие растений. Сельхозгиз, М.
Лысенко Т. Д. 1957. Почвенное питание растений. Сельхозгиз, М.
Лысогоров С. Д., Ломоносов П. И. 1964. Борьба с засухой в Южной степи Украины. «Земледелие», № 3.
Ляпин Е. С. 1948. О турбулентном перемешивании воздуха в атмосфере. Метеорология и гидрология, № 5.
Ляпин Е. С. 1950. О гиперболическом уравнении вертикального турбулентного обмена в атмосфере. Труды ГГО, вып. 19 (18).
Ляхов М. Е. 1953. Микроклиматические наблюдения в районе Черного Яра Астраханской области. Сб. «Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР, М.
Макарова В. С., Кузнецов В. И. 1961. О влиянии мономолекулярных пленок на испарение с водной поверхности. Труды ГГИ, вып. 91.
Макдональд. 1965. Научные проблемы управления погодой. Доклад проблемной комиссии по управлению погодой и климатом при АН США. Гидрометеоиздат.
Макилрой И. С. 1964. Лизиметрическая установка в Аспендале. Сб. «Климатология и микроклиматология» (пер. с англ.). Изд-во «Прогресс», М.
Маккавеев В. М. 1948. Некоторые теоретические задачи динамики открытых потоков. Труды ГГИ, вып. 8 (62).
Максимов Н. А. 1941. Развитие учений о водном режиме и засухоустойчивости растений от Тимирязева до наших дней. Тимирязевские чтения, т. IV. Изд. АН СССР, М.—Л.
Максимов Н. А. 1948. Краткий курс физиологии растений. Сельхозгиз, М.
Максимов Н. А. 1952. Избранные работы по засухоустойчивости и зимостойкости растений, т. I. Изд. АН СССР, М.
Максимов Н. А. 1958. Краткий курс физиологии растений. Сельхозгиз, М.
Максимов С. А. 1963. Погода и сельское хозяйство. Гидрометеоиздат, Л.
Мастинская С. Б. и Мещанинова Н. Б. 1957. Агрометеорологическая эффективность зерновых культур на юго-востоке ЕТС. Труды ЦИП, вып. 53.
Матвеев Л. Т. 1949. К вопросу распределения скорости ветра в пограничном слое атмосферы и определения параметров турбулентного обмена. Метеорология и гидрология, № 3.
Матвеев Л. Т. 1958. Общий курс метеорологии, ч. I. ЛКВВИА им. Можайского, Л.
Матвеев Л. Т. 1958а. Исследование турбулентной структуры воздушного потока в районе оз. Севан с помощью самолета. Труды ГГО, вып. 78.
Матвеев Л. Т. 1958б. Структурные функции вертикальной скорости воздушного потока и новый способ расчета коэффициента турбулентности в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 78.
Матвеев Л. Т. 1965. Основы общей метеорологии (динамика атмосферы). Гидрометеоиздат, Л.

Материалы гляциологических исследований. Ин-т географии АН СССР, М., 1960.
Материалы наблюдений ВНИГЛ, вып. 3. Гидрометеоиздат, Л., 1954.
Материалы экспедиции в Каменную степь. Под ред. О. А. Дроздова. Труды ГГО, вып. 40 (102), 1953.
Мезенцев В. С. 1957. Метод гидроклиматических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. Труды Омского с.-х. ин-та, т. XXVII, Омск.
Мезенцев В. С. 1959. Районирование Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. VII. Гидрометеоиздат, Л.
Мезенцев В. С. 1963. Баланс естественного увлажнения Западно-Сибирской равнины и проблема нижней Оби. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
Мезенцев В. С. 1963а. Определение суммарного испарения за внутригодовые периоды. Труды Омского с.-х. ин-та, т. 51.
Методические указания Управлениям гидрометслужбы, № 31 (ГГИ). Гидрометеоиздат, 1952.
Методические указания № 5 (ГГО). Производство градиентных наблюдений и расчет составляющих теплового баланса. Гидрометеоиздат, Л., 1954.
Методические указания Управлениям гидрометслужбы, № 17. Постановка градиентных наблюдений над температурой и влажностью воздуха и скоростью ветра на озерных станциях. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
Мещанинова Н. Б. 1963. Расчет оросительных норм и эффективности орошения по агрометеорологическим данным (на примере Кулундинской степи). Метеорология и гидрология, № 11.
Миллионщиков М. Д. 1939. Вырождение однородной турбулентности в вязкой несжимаемой жидкости. ДАН СССР, 22, № 5.
Милосердов Н. М. 1964. Влажность почв в лесных полосах и на межполосных полях в сухой степи Украины. «Почвоведение», № 4.
Минский Е. М. 1945. Характеристики вполне развившегося турбулентного движения при больших значениях числа Рейнольдса. ДАН СССР т. XI—IX, № 5.
Минский Е. М. 1952. Турбулентность руслового потока. Гидрометеоиздат, Л.
Миркин С. Л. 1936. Водопотребление яровых зерновых в Северной Америке. Сб. «Ирригация Заволжья», т. I.
Михович А. И. и Макаренко А. Н. 1964. Велико-Анадольский лес и грунтовые воды. Изд-во «Лесная промышленность», М.
Мичурин Б. Н. 1959. Испарение воды почвой. Сб. «Основы агрофизики». Физматгиз, М.
Мищенко З. А. 1962. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Гидрометеоиздат, Л.
Мищенко З. А. 1965. О температуре деятельной поверхности в микроклиматических исследованиях. Труды ГГО, вып. 180.
Мокляк В. І. 1947. Норми випаровування з водної поверхні. Гидрологичні розрахунки для річок УССР, Київ.
Молдау Х., Росс Ю., Тооминг Х., Ундла И. 1963. Географическое распределение фотосинтетически активной радиации (ФАР) на ЕТС. Сб. «Фотосинтез и вопросы продуктивности растений». Изд. АН СССР, М.
Молчанов А. А. 1960. Гидрологическая роль леса. Изд. АН СССР, М.
Молчанов А. А. 1961. Лес и климат. Изд. АН СССР, М.
Молчанов А. А. 1963. Суммарное испарение и транспирация в лесу и на безлесных площадях. Сб. «Лес и воды». Географгиз, М.
Молчанов А. А. 1964. Научные основы ведения хозяйства в дубравах лесостепи. Изд-во «Наука».

Молчанов А. А. (ред.) 1966. Сб. «Влияние избыточного увлажнения почв на продуктивность лесов». Изд-во «Наука», М.
Молчанов А. Л. и Дугинов В. И. 1957. О перераспределении испарения между продуктивным и непродуктивным в условиях полезащитного лесоразведения. Труды КазНИГМИ, вып. 8.
Монин А. С. 1951. Турбулентный режим в приземном слое воздуха. Информ. сб., № 1. Гидрометеоиздат.
Монин А. С. 1952. Будыко М. И. — Испарение в естественных условиях (рец.). Метеорология и гидрология, № 5.
Монин А. С. 1953. О механизме нагревания воздуха в открытой степи. Сб. «Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности». Изд. АН СССР, М.
Монин А. С. 1955. О диффузии с конечной скоростью. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3.
Монин А. С. 1958. Структура атмосферной турбулентности. Теория вероятностей и ее применения, 3, вып. 3.
Монин А. С. 1962. О структуре полей скорости ветра и температуры в приземном слое воздуха. Сб. «Атмосферная турбулентность». Труды ИФА, вып. 4.
Монин А. С. 1962а. Общий обзор по атмосферной турбулентности. Сб. «Атмосферная диффузия и загрязнение воздуха». ИЛ, М.
Монин А. С. 1963. О климатологии теплового баланса. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
Монин А. С. и Обухов А. М. 1954. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 24 (151).
Монин А. С., Яглом А. М. 1965. Статистическая гидромеханика, ч. I. Изд-во «Наука», М.
Морачевский В. Г., Никандров В. Я. 1959. Эффективность частиц CO_2 и дыма для рассеивания низких облаков и туманов. Труды ААНИИ, т. 228, вып. I. Изд-во «Морской транспорт», Л.
Море. Развитие идей и наблюдений, связанных с изучением морей. Пер. с англ. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
Муминов Ф. А. 1963. Тепловой баланс и метеорологический режим картофельного поля. Гидрометеоиздат, Л.
Мхитарян А. М. 1960. К вопросу об определении испарения с поверхности озера Севан. ДАН АрмССР, т. XXX, № 3.
Мхитарян А. М. 1963. Определение испарения с поверхности озера Севан методом теплового баланса. ДАН АрмССР, т. XXXVI, № 5.
Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 7, ч. II. Гидрометеоиздат, Л., 1951.
Небольсин С. И. 1935. Наблюдения над испарением с почвы. Нижневолгопроект, вып. III.
Невский С. П. 1965. Водопотребление растений и метеорологические условия. «Вестник с.-х. науки», № 2.
Нерпин С. В., Розенштох Ю. Л. и Саноян М. Г. 1964. Некоторые вопросы теплового и водного режима почвы. Доклады Всесоюзн. акад. с.-х. наук, вып. 3.
Никандров В. Я. 1959. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеоиздат, Л.
Никулин П. И. 1962. Испарение с поверхности Куйбышевского водохранилища и методика его расчета. Сб. работ Комсомольской ГМО, вып. 11.
Новиков В. А. 1961. Физиология растений. Сельхозгиз, Л.—М.
Новиков С. М. 1963. Расчеты водного режима и водного баланса низинных болот и рямов южной части Западно-Сибирской низменности. Труды ГГИ, вып. 105.
Оболенский В. Н. 1944. Курс метеорологии. Гидрометеоиздат, М.—Св.

Обухов А. М. 1941. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. ДАН СССР, т. 32, № 22.
Обухов А. М. 1941а. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 4—5.
Обухов А. М. 1946. Турбулентность в температурно неоднородной атмосфере. Труды Ин-та теорет. геофиз., № 1.
Обухов А. М. 1949. Пульсация давления в турбулентном потоке. ДАН СССР, т. 66, № 17.
Обухов А. М. 1951. Характеристики микроструктуры ветра в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3.
Обухов А. М. 1954. Вероятностное описание непрерывных полей. Укр. мат. журн., 6, № 1.
Обухов А. М. 1954а. Статистическое описание непрерывных полей. Труды Геофиз. ин-та, № 24, 151.
Обухов А. М. 1958. Закономерности микроструктуры ветра в приземном слое атмосферы. Сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха». Гидрометеоиздат, Л.
Обухов А. М. 1959. О влиянии архимедовых сил на структуру температурного поля в турбулентном потоке. ДАН СССР, 125, № 6.
Обухов А. М. 1960. О структуре температурного поля и поля скоростей в условиях свободной конвекции. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9.
Обухов А. М. 1962. Исследование атмосферной турбулентности. Труды ВНМС, т. I. Гидрометеоиздат, Л.
Обухов А. М. и Яглом А. М. 1951. Микроструктура турбулентного потока. «Прикл. мат. и мех.», 15, № 1.
Огиевский А. В. 1937. Гидрология суши. Гидрометеоиздат, Л.—М.
Огнев Б. И. и Узун А. Т. 1960. Влияние положения уровня жидкости в испарительной установке на скорость испарения. Метеорология и гидрология, № 9.
Огнева Т. А. 1955. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеоиздат, Л.
Огнева Т. А. 1956. Суточная изменчивость испарения и турбулентного обмена с воздухом водоемов. Труды ГГО, вып. 59 (121).
Огнева Т. А. 1957. О распределении метеоэлементов над водоемами. Труды ГГО, вып. 59 (121).
Огнева Т. А. 1965. О погрешностях определения затрат тепла на испарение и турбулентного потока по данным наблюдений на сети станций. Труды ГГО, вып. 174.
Огнева Т. А. 1965а. О суточном ходе испарения с поверхности суши. Труды ГГО, вып. 174.
Огнева Т. А. 1966. Расчет испарения за конкретные периоды времени методом теплового баланса. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Огнева Т. А., Мхитарян А. М. и Галфарян А. А. 1959. Характеристика турбулентного обмена приводного слоя озера Севан. Изв. АН АрмССР, серия техн. наук, т. 12, № 1.
Олейник Р. Н. 1964. Режим испарения с озимой пшеницы на территории Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 44.
Олейник Р. Н., Сакали Л. И. 1961. Опыт расчета суммарного испарения для территории Украины и Молдавии. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Олейник Р. Н., Сакали Л. И. 1962. Суммарное испарение на территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 31.
Ольдекоп Э. М. 1911. Об испарении с поверхности речных бассейнов. Труды Юрьевской обсерватории.
Ольдекоп Э. М. 1917. О недостатке насыщения и способах вычисления его. Ташкент.

Онуфриенко Л. Г. 1955. Карта относительной лесистости территории Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 4.
О современных методах определения испарения с сельскохозяйственных полей. (К итогам дискуссии в «Вестнике с.-х. науки»). «Вестник с.-х. науки», № 1, 1963.
Панферова Л. В. 1953. К вопросу о подобии профилей метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 39 (101).
Панфилов Я. Д. 1948. Полезащитные лесные полосы. Облгиз, Саратов.
Пахчанян Г. Г. 1964. Испаряемость и ее изменение с высотой местности. ДАН АрмССР, т. 38, № 1.
Перепелкина А. В. 1957. Некоторые результаты исследования турбулентных пульсаций температуры и вертикальной составляющей скорости ветра. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
Перехрест С. М. 1962. Орошение земель Юга Украины. Изд. АН УССР, Киев.
Петинов Н. С. 1950. Осуществление идей Тимирязева и Докучаева—Вильямса в орошаемом земледелии СССР. Проблемы ботаники, I, АН СССР.
Петинов Н. С. 1959. Физиология орошаемой пшеницы. Изд. АН СССР.
Петинов Н. С. 1961. Физиологические основы в орошаемом земледелии. Сб. «Водный режим растений в засушливых районах СССР». Изд. АН СССР, М.
Петинов Н. С. 1962. Физиология орошаемых сельскохозяйственных растений. Изд. АН СССР, М.
Петинов Н. С. 1964. Биологическое обоснование повышения продуктивности растений в орошаемом земледелии. Ж. общей биологии, т. 25.
Петинов Н. С. 1965. Физиологические основы рационального режима орошения и минерального питания главнейших сельскохозяйственных культур. Сб. «Орошаемое земледелие в Европейской части СССР». Изд-во «Колос», М.
Петров Е. Г. 1949. Орошение в овощеводстве. Сельхозгиз, М.
Пикуш Н. В. 1964. Гидравлический почвенный испаритель с тяжелой жидкостью. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Пиотрович В. В. 1958. Образование и стаивание льда на озерах-водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения. Гидрометеоиздат, М.
Плешкова Т. Т. 1955. Альбедо растительного покрова. Труды ГГО, вып. 46 (108).
Погосян Х. П. 1952. В кн. Будыко М. И. и др. «Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР». Гидрометеоиздат, Л.
Познышев О. С. 1934. Прибор для исследования испарения снега. «Соц. зерновое хозяйство», № 5.
Познышев О. С. 1937. Два года работы испарительного бассейна Нижневолгопроекта в Ершове. Журн. геофиз., т. VII, вып. 5.
Познышев О. С. 1937а. Редукционные коэффициенты испарителей. Метеорология и гидрология, № 9.
Познышев О. С. 1937б. Испарение и его связь с метеорологическими факторами. Труды Комиссии по ирригации, № 10.
Познышев О. С. 1940. Зависимость испарения с поверхности почвы от степени ее увлажнения. Метеорология и гидрология, № 11.
Польский М. Н. 1963. Изучение влагопотребления и влагообеспеченности культур дуба в первые годы жизни. Сб. «Почвенно-гидрологические исследования в лесу и лесных культурах». Изд. АН СССР, М.
Поляков Б. В. 1946. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеоиздат, Л.

Поляков Б. В. 1947. Изменение влажности почв и прогноз их просыхания. Труды ЦИП, вып. 4 (31).
Помыткин Б. А. 1964. Некоторые сведения о режиме испарения сельскохозяйственных культур, полученные с помощью компенсационных испарителей-лизиметров на опытных площадках ВНИГЛ. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Пономарев Е. 1963. Орошение и урожай кукурузы. «Сельское хоз-во Казахстана», № 11.
Попов В. П. 1929. Почвенные испарители и лизиметры. Труды Млеевск. опытной станции, вып. 20.
Попов В. П. 1933. Методика и материалы по изучению динамики почвенной влаги. Изд. Научно-исслед. ин-та южного плодового и ягодного хоз-ва. Киев.
Попов В. П. 1948. Баланс влаги в почве и показатели степени сухости климата УССР. Наукові записи КДУ, т. VII, вып. I.
Попов О. В. 1951. О просачивании воды в почво-грунтах при дождях малой интенсивности. Труды ГГИ, вып. 32 (86).
Попов О. В. 1952. Совещание по вопросам методики наблюдений над испарением с почвы. Метеорология и гидрология, № 7.
Попов О. В. 1956. Применение гидравлического почвенного испарителя в зоне недостаточного увлажнения. Труды ГГИ, вып. 57 (111).
Попов С. Г. 1947. Измерение воздушных потоков. Гостехиздат, М.
Поповская О. М., Качаева О. Л. 1965. Микроклиматические особенности картофельного поля в Подмосковье. Труды ЦИП, вып. 140.
Прандтль Л. 1939. Механика вязкой жидкости. Статья в книге Дюрэнд «Аэродинамика», т. III. Пер. с англ. Оборонгиз, М.
Прандтль Л. 1949. Гидроаэромеханика. Пер. с англ. ИЛ, М.
Прандтль Л., Титьенс О. 1935. Гидро- и аэромеханика, т. II. Пер. с нем. ИЛ, М.
Пристли С. Х. Б. 1964. Прямой теплообмен между почвой и воздухом. Пер. с англ. Сб. «Климатология и микроклиматология». Изд-во «Прогресс», М.
Пристли С. Х. Б. 1964а. Турбулентный перенос в приземном слое атмосферы. Пер. с англ. Гидрометеоиздат, Л.
Прихотько Г. Ф. 1968. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеоиздат, Л.
Прихотько Г. Ф., Роев Л. М., Товбин М. В. 1964. К вопросу об использовании мономолекулярных пленок для борьбы с туманами типа парения. Метеорология и гидрология, № 11.
Процеров А. В. 1949. Общая характеристика засух и основные особенности засухи 1946 г. Труды ЦИП, вып. 13 (40).
Процеров А. В. 1953. Характеристика засушливости вегетационного периода сельскохозяйственных культур на территории орошения Куйбышевского гидроузла. Труды ЦИП, вып. 20 (56).
Процеров А. В. 1955. Агрометеорологические условия роста яровой пшеницы и технических культур в Сталинградской, Ростовской и Астраханской областях и расчет норм орошения их. Труды ЦИП, вып. 41 (68).
Пушкарев В. Ф. 1954. Исследование методов наблюдений над испарением с почвы. Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Пушкарев В. Ф. 1957. Изучение испарения с водной поверхности и почвы. Информ. сб. № 4. Комитет по проведению МГГ. Гидрометеоиздат, Л.
Пушкарев В. Ф. 1958. Приборы и методы измерения испарения с сельскохозяйственных полей. Материалы конференции по агрометеорологии и агроклиматологии УкрССР. Гидрометеоиздат.
Пушкарев В. Ф. 1959. Изучение элементов водного баланса почвы с помощью гидравлических испарителей. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.

Пушкарев В. Ф. 1961. Суммарное испарение и трансплантация кукурузы. Труды ГГИ, вып. 91.
Пушкарев В. Ф. 1961а. Основные вопросы проблемы изучения испарения с поверхности суши. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Пушкарев В. Ф. 1964. Применение химических средств борьбы с потерями на испарение с водной поверхности. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Пушкарев В. Ф., Гридасова Т. В. 1964. Испарение с поверхности суши по данным гидрологических станций, проводивших наблюдения по программе МГГ. Труды ГГИ, вып. 92.
Пушкарев В. Ф., Субботин А. С. 1964. О состоянии, перспективах и плане развития лизиметрических исследований в СССР. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Плюсин И. П. 1964. Мелиоративное почвоведение. Изд-во «Колос», М.
Рабинович Е. 1953. Фотосинтез. Пер. с англ. Том 2. ИЛ, М.
Рабочее совещание по вопросам измерения оптического излучения для целей агрометеорологии и экологии растений. Физиология растений, т. 7, вып. 6, 1960.
Радионович Н. Ф. 1952. Опыт работы с почвенными испарителями ГГИ-500. Метеорология и гидрология, № 3.
Радионович Н. Ф. 1954. Испарение с поверхности почвы по наблюдениям Глуховской агрометеорологической станции. Труды ЦИП, вып. 37.
Разумова Л. А. 1965. Пространственная изменчивость и способы учета влажности почвы на орошаемых полях. Труды ЦИП, вып. 145.
Разумова Л. А., Мастинская С. Б., Мещанинова Н. Б., Мельник Ю. С., Копыт А. Д., Любомудрова С. В. 1960. Условия водоснабжения зерновых культур в степных районах северной половины Казахстана и в Кулунде. Гидрометеоиздат, Л.
Раунер Ю. Л. 1958. Некоторые результаты теплобалансовых наблюдений в лиственном лесу. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
Раунер Ю. Л. 1960. Тепловой баланс леса. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
Раунер Ю. Л. 1960а. Закономерности формирования теплового баланса и микроклимата в засушливых условиях. Изд. АН СССР, М.
Раунер Ю. Л. 1962. К методике исследования составляющих теплового баланса леса. Сб. «Тепловой баланс леса и поля». Изд. АН СССР, М.
Раунер Ю. Л. 1963. Измерение тепло- и влагообмена между лесом и атмосферой под влиянием окружающих территорий. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
Раунер Ю. Л. 1965. О гидрологической роли леса. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
Рахманов В. В. 1956. Влияние лесов на формирование снежных запасов. Метеорология и гидрология, № 11.
Ревут И. Б. 1964. Физика почв. Изд-во «Колос», Л.
Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Изд. ГГО, Л. 1965.
Роде А. А. 1952. Почвенная влага. Изд. АН СССР, М.
Роде А. А. 1956. Водный режим почв и его типы. «Почвоведение», № 4.
Роде А. А. 1960. Методы изучения водного режима почв. Изд. АН СССР, М.
Роде А. А., Романов Г. И. 1964. Изменение всасывающего давления в почве в процессе испарения почвенной влаги. Доклады к VIII Международному конгрессу почвоведов. Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. Изд-во «Наука», М.
Рожанская О. Д. 1953. Расчет суммарного испарения с орошаемых полей, занятых зерновыми культурами. Микроклиматич. и климатич. исследования в Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР, М.

Розенштok Ю. Л. 1963. Автоматическое определение интенсивностей и интегральных значений турбулентных потоков тепла и водяного пара и коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Труды ВНМС, т. VII. Гидрометеоиздат, Л.
Романов В. В. 1949. Водные свойства сфагновых болот. Труды ГГИ, вып. 13.
Романов В. В. 1953. Исследование испарения со сфагновых болот. Труды ГГИ, вып. 39.
Романов В. В. 1953а. Болота и их свойства. Гидрометеоиздат, Л.
Романов В. В. 1956. Расчет испарения по упрощенному методу теплового баланса. Труды ГГИ, вып. 54.
Романов В. В. 1957. К вопросу о роли ветра в процессе испарения с болот. Труды ГГИ, вып. 60.
Романов В. В. 1958. Определение испарения с осушенных и неосушенных болот методом теплового баланса. Материалы конференции по агрометеорологии и агроклиматологии Украинской ССР. Гидрометеоиздат, Л.
Романов В. В. 1961. Гидрофизика болот. Гидрометеоиздат, Л.
Романов В. В. 1962. Испарение с болот Европейской территории СССР. Гидрометеоиздат, Л.
Ронсаль Г. А., Новицкий Е. В. 1966. Влияние способов орошения на рост растений и физиолого-биохимические процессы в листьях кукурузы. Труды УкрНИГМИ, вып. 63.
Ротмистров Н. М. 1904. Корневая система растений. Журн. опытной агрономии, т. 5.
Ротмистров В. Г. 1939. Корневая система и урожай. «Советская агрономия», № 8.
Рубин Б. А. 1961. Курс физиологии растений. Госиздат «Высшая школа», М.
Рудаков В. Е. 1961. Прирост деревьев и элементы климата. ДАН СССР, т. 137, № 4.
Руденко С. И. 1941. Вопросы расчета потерь на испарение при проектировании водохранилищ. Труды ГГИ, вып. 11.
Руденко С. И. 1948. Испарение с водной поверхности и потери на испарение с больших водохранилищ. Труды ГГИ, вып. 3 (57).
Руднев Г. В. 1964. Агрометеорология. Гидрометеоиздат, Л.
Руководство по обработке метеорологических наблюдений и подготовке ежегодников, ч. III. Технический контроль метеорологических наблюдений на станциях. Гидрометеоиздат, Л., 1947.
Руководство по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей, ч. I. Под ред. В. Ф. Пушкарева. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
Руководство по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей, ч. II. Наблюдения над испарением градиентным методом. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса (ГГО). Гидрометеоиздат, Л., 1964.
Русин Н. П. 1952. Определение коэффициента турбулентности на метеорологических станциях для решения практических задач. Метеорология и гидрология, № 9.
Русин Н. П. 1955. Определение испарения на сельскохозяйственных полях. Труды ГГО, вып. 52 (114).
Русин Н. П. 1959. Градиентный метод определения испарения с суши и его использование на сети станций. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Русин Н. П. 1961. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л.
Рутковский В. И. 1940. Гидрологическая роль леса. Труды ВНИИЛХ, вып. IX.

Рутковский В. И. 1948. Климатическая и гидрологическая роль леса. Труды III Всесоюзн. геогр. съезда, т. 2. Географгиз.
Рутковский В. И. 1948а. Обоснование лесохозяйственных мероприятий по усилению защитных и водоохранных свойств леса. М.—Л.
Рыбкина А. Я. 1959. Особенности питания рек восточной части Карпат. Метеорология и гидрология, № 7.
Рыбкина А. Я. 1962. Внутригодовое распределение рек Восточных Карпат. Сб. работ Киевской ГМО, вып. 2.
Рыжов С. Н. 1948. Орошение хлопчатника в Ферганской долине. Изд. АН УзбССР, Ташкент.
Рыкачев М. А. 1898. Новый испаритель для наблюдений над испарением травы и первые наблюдения по нему в Константиновской обсерватории в 1896 г. Зап. АН, т. 7, № 3.
Сабинин Д. А. 1949. О значении корневой системы с жизнедеятельности растений. Изд. АН СССР, М.—Л.
Сабо Д. 1954. Изучение испарения снега в районе Егерей. Метеорология и гидрология, № 5.
Савина С. С. 1960. Дефицит испарения как показатель засухи. Сб. «Гидроклиматический режим лесостепной и степной зон СССР в засушливые и влажные годы». Изд. АН СССР, М.
Сакали Л. И., Олейник Р. Н. 1963. Затрата тепла на испарение на территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 35.
Сакали Л. И. и Пахомов В. Е. 1964. Турбулентный обмен на территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 41.
Самойленко В. С. 1952. Современная теория океанического испарения. Труды ГОИН, вып. 21 (33).
Самочкин В. М. 1956. Использование уравнения теплового баланса при уточнении формул для подсчета теплопотерь с водной поверхности. Метеорология и гидрология, № 2.
Сапожникова С. А. 1946. Изменение скорости ветра с высотой в нижнем слое воздуха. Труды НИУ ГУГМС, серия I, вып. 33.
Сапожникова С. А. 1948. Характеристика некоторых особенностей теплового баланса климата. Проблемы физ. геогр., т. XIII. Изд. АН СССР.
Сапожникова С. А. 1950. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоиздат, Л.
Сапожникова С. А. 1957. О расположении лесных полос для защиты полей от вредоносных ветров в засушливых районах Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 36.
Сапожникова С. А. 1958. Агроклиматические зоны Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 14.
Сапожникова С. А. 1959. Опыт климатического расчета урожайности сельскохозяйственных культур. Труды УкрНИГМИ, вып. 16.
Сапожникова С. А., Кекух А. М. 1962. Агроклиматическое обоснование размещения пожнивных и поукосных культур на Украине. Труды УкрНИГМИ, вып. 28.
Севастьянов Г. Т. 1940. К вопросу изучения водного баланса орошаемой территории при орошении яровой пшеницы по полосам. Ростовиздат.
Седов Л. И. 1957. Методы подобия и размерности в механике. ГИТТЛ, М.
Селянинов Г. Т. 1930. К методике сельскохозяйственной климатологии. Труды по с.-х. метеорол., вып. 22, № 2, Л.
Селянинов Г. Т. 1937. Методика сельскохозяйственной характеристики климата. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеоиздат.
Серякова Л. П. 1958. Испарение на территории Советского Союза. Труды ЛГМИ, вып. 8.
Серякова Л. П. 1958а. Определение норм орошения с использованием климатических данных. Труды ЛГМИ, вып. 8.
Сеттон О. Г. 1958. Микрометеорология. Пер. с англ. Гидрометеоиздат, Л.

Скворцов А. А. 1947. Об испарении и обмене в приземном слое атмосферы. Труды Ин-та энергетики АН УзбССР, вып. I.
Скворцов А. А. 1951. О тепловой конвекции и обмене в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.
Скворцов А. А. 1964. Орошение сельскохозяйственных полей и микроклимат. Гидрометеоиздат, Л.
Скворцов А. А., Красницкий Г. А., Сараев А. С. 1954. О теплообмене и влагообмене над водными поверхностями. Труды САГУ, вып. 58, кн. II.
Скородумов А. С. 1964. Влияние лесной растительности на водный режим почв. Изд-во «Урожай», Киев.
Слезкин Ф. Д. 1938. Физиологическая оценка влияния на растения орошения в связи с установлением норм и сроков поливов. Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та им. Герцена, т. XII, вып. 5.
Слейтер Р. О., Макилрой И. С. 1964. Практическая микроклиматология. Пер. с англ. Изд-во «Прогресс», М.
Смирнов В. А. 1955. Опыт определения запасов влаги в почве и ее расхода на орошаемом поле яровой пшеницы по наземным метеорологическим наблюдениям. Труды ГГИ, вып. 48 (102).
Смирнов К. И. 1963. Испарение с почв в Кустанайской области. Труды ГГИ, вып. 104.
Смирнов К. И. 1966. К оценке точности расчета испарения с почвы по методу А. Р. Константинова. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Смирнова С. И. 1963. О едином критерии суховеев. Метеорология и гидрология, № 5.
Смирнова С. И., Долгов С. И. 1965. Выбор постоянных мест определений влагозапасов, характеризующих влажность почвы хозяйственного массива. Труды ЦИП, вып. 145.
Смолько Я. А. 1954. Влияние защитных лесных насаждений на климат приземного слоя воздуха. Научный отчет за 1962 г. УкрНИИАЛМ и ЛХ. Госсельхозиздат УССР.
Смолько Я. А. 1960. О механизме ветрозащитного действия лесных полос разных конструкций. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
Собко А. А. 1956. Влияние влагозарядковых и вегетационных поливов на развитие и урожай озимой пшеницы в районах Присивашья. Бюлл. научно-техн. информ. УкрНИИОЗ, № 2.
Соколов А. А. 1952. Гидрография СССР. Гидрометеоиздат, Л.
Солопко А. А. 1956. Испаритель для микрометеорологических наблюдений. Метеорология и гидрология, № 1.
Сочеванов В. Е. 1931. Величина испарения в полевых условиях. Зап. метеорол. станции ЛСХИ в Детском Селе, т. VI.
Спасский М. Ф. 1947. О климате Москвы. Гидрометеоиздат, М.
Справочник по запасам продуктивной влаги под основными сельскохозяйственными культурами на Украине. Госиздат с.-х. литературы УССР, Киев, 1963.
Станков Н. З. 1964. Корневая система полевых культур. Изд-во «Колос», М.
Степанец И. Т. 1963. Изменение лесорастительных свойств темно-каштановых почв под влиянием лесных насаждений. Автореферат диссертации. Лаборатория лесоведения АН СССР.
Стернзат М. С., Сапожников А. А. 1959. Метеорологические приборы, наблюдения и их обработка. Гидрометеоиздат, Л.
Стефановский И. А. 1950. Засухоустойчивость яровых пшениц. Сельхозгиз, М.
Строкина Л. А. 1956. Турбулентный обмен с атмосферой и испарение с поверхности Балтийского моря. Метеорология и гидрология, № 5.

Струзер Л. Р. 1952. Передвижение парообразной воды в почве в процессе испарения. Труды ГГИ, вып. 34 (88).
Струзер Л. Р. 1955. О применении почвенных испарителей на сельскохозяйственных полях в зоне недостаточного увлажнения. Труды ГГИ, вып. 48 (102).
Струзер Л. Р. 1955а. Случайные ошибки величин испарения, рассчитанных по методу турбулентной диффузии. Труды ГГИ, вып. 48 (102).
Струзер Л. Р. 1955б. К вопросу о точности определения испарения методом теплового баланса. Труды ГГИ, вып. 54 (108).
Струзер Л. Р. 1957. Результаты исследования водного режима глубоких слоев почв и грунтов в Сальских степях. «Почвоведение», № 4.
Струзер Л. Р. 1958. Об источниках систематических ошибок градиентного метода определения испарения. Труды ГГИ, вып. 63.
Струзер Л. Р. 1959. Оценка погрешности существующих методов определения испарения с почвы. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Струзер Л. Р. 1965. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков. Труды ГГО, вып. 175.
Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. 1965. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10.
Струзер Л. Р. и Русин Н. П. 1956. Сравнение различных методов определения испарения с сельскохозяйственных полей. Труды ГГИ, вып. 57.
Струмилин С. Г., Лепинович И. С. 1947. Естественно-историческое районирование СССР. Изд. АН СССР, М.
Субботин А. С. 1964. Обзор лизиметров и основные требования к их конструкциям. Труды ГГИ, вып. 92.
Суинбек В. С. 1964. Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Пер. с англ. Сб. «Климатология и микроклиматология». Изд-во «Прогресс», М.
Талалаевский Г. В. 1964. Применение уравнений водного и теплового баланса деятельной поверхности почвы к расчетам дефицита влаги и оросительных норм юга ЕТС. Труды ЛГМИ, вып. 16.
Талалаевский Г. В. 1966. Гидрометеорологический метод расчета влагозапасов почвы, оросительных норм и гидромодуля. Труды УкрНИГМИ, вып. 63.
Талалаевский Г. В. 1966а. Методика расчета поливного режима по метеорологическим данным. Труды УкрНИГМИ, вып. 63.
Тарг С. М. 1951. Основные задачи теории ламинарных течений. ГИТТЛ, М.—Л.
Татарский В. И. 1956. Микроструктура температурного поля в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
Татарский В. И. 1959. Теория флюктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере. Изд. АН СССР, М.
Таунсенд А. А. 1959. Структура турбулентного потока с поперечным сдвигом. Пер. с англ. ИЛ, М.
Тейлор Дж. 1962. Современное состояние теории турбулентной диффузии. Сб. «Атмосферная диффузия и загрязнение воздуха». Пер. с англ. ИЛ, М.
Тейлор Дж. 1964. Непосредственное автоматическое измерение естественного испарения. Сб. «Климатология и микроклиматология». Пер. с англ. Изд-во «Прогресс», М.
Тимирязев К. А. 1929. Земледелие и физиология растений. Сб. статей. Сельхозгиз, М.
Тимирязев К. А. 1948. Борьба растений с засухой. ОГИЗ, Саратовское обл. изд-во.
Тимирязев К. А. 1957. Земледелие и физиология растений. Сельхозгиз, М.

Тимофеев М. П. 1949. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, серия физ., вып. 7.
Тимофеев М. П. 1951. О методике определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 27 (89).
Тимофеев М. П. 1952. О метеорологическом эффекте орошения. Метеорология и гидрология, № 11.
Тимофеев М. П. 1955. О трансформации воздуха над водоемами. Метеорология и гидрология, № 6.
Тимофеев М. П. 1956. Об изменении температуры и влажности воздуха над ограниченными водоемами. Труды ГГО, вып. 59 (121).
Тимофеев М. П. 1958. Тепловой баланс и методы определения испарения с водоемов. Сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха». Гидрометеоиздат, Л.
Тимофеев М. П. 1959. Применение метода теплового баланса для определения испарения с поверхности водоемов. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Тимофеев М. П. (ред.). 1960. Метеорологический режим озера Севан. Гидрометеоиздат, Л.
Тимофеев М. П. 1961. О методике оценки изменений температуры и влажности воздуха под влиянием водоемов. Метеорология и гидрология, № 10.
Тимофеев М. П. 1963. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л.
Тимофеев М. П. 1963а. Испарение с поверхности ограниченных водоемов. Труды ВНМС, т. VII. Гидрометеоиздат, Л.
Тимофеев М. П. 1964. О методике определения величины испарения с поверхности водоемов. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Тимофеев М. П., Кириллова Т. В., Огнева Т. А. 1956. Испарение с поверхности ограниченных водоемов. Труды ГГО, вып. 59.
Тимофеев М. П. и Огнева Т. А. 1949. Оперативный метод определения коэффициента турбулентного обмена на основании наблюдений над вертикальным профилем ветра. Труды ГГО, вып. 20 (80).
Тимофеев М. П., Огнева Т. А. 1958. Зависимость испарения от дефицита влажности воздуха. Труды ГГО, вып. 78.
Тимошенко С. В. 1940. Поливной режим сахарной свеклы при дождевании. Докл. ВАСХНИЛ, 16.
Ткаченко А. В. 1961. Метод определения параметров обобщенного степенного закона. Труды УкрНИГМИ, вып. 26.
Ткаченко А. В. 1962. К вопросу об определении коэффициента турбулентности в приземном слое атмосферы. Труды УкрНИГМИ, вып. 31.
Ткаченко А. В. 1963. Определение параметров вертикального профиля ветра в приземном слое атмосферы. Труды ГГО и УкрНИГМИ, вып. 144/40.
Токмаков А. И. 1965. О радиационном индексе сухости и определении климатических границ. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
Топольницкий Н. М. 1951. Методы метеорологических исследований на полях сушки торфа. Труды ВНИИТП, т. XI. Госэнергоиздат.
Топольницкий Н. М. 1958. Зависимость между сроками сушки торфа и показателями по почвенному испарению. «Торфяная промышленность», № 8.
Топольницкий Н. М. 1960. Метеорологическое обслуживание торфяной промышленности. Госэнергоиздат, М.—Л.
Троицкий В. А. 1948. Гидрологическое районирование СССР. Труды Комиссии по естественно-историческому районированию СССР, т. II. Изд-во АН СССР, М.—Л.
Тулайков Н. М. 1915. Транспирационный коэффициент культурных растений. Журн. опытной агрономии, т. 16.

Туричин А. М. 1959. Электрические измерения неэлектрических величин. Госэнергоиздат, М.—Л.
Тюрк Л. 1958. Баланс почвенной влаги. Пер. с франц. Гидрометеоиздат, Л.
Уланова Е. С. 1963. Метод долгосрочного прогноза агрометеорологических условий формирования урожая озимой пшеницы. Метеорология и гидрология, № 11.
Урываев В. А. 1953. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Гидрометеоиздат, Л.
Урываев В. А., Бочков А. П., Голубев В. С., Зыков Н. А., Крестовский О. И. 1965. Основные недостатки методов наблюдений над снежным покровом и осадками и предложения ГГИ по их улучшению. Труды ГГО, вып. 175.
Урываев П. А. 1954. Влияние на показания водных испарителей их размеров и грунтов, в которых они установлены. Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Утешев А. С. 1953. Атмосферные засухи северной половины Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 1.
Утешев А. С. 1963. Опыт использования комплексных методов в работах по сельскохозяйственной климатологии Казахстана. Сб. «Вопросы комплексной климатологии». Изд. АН СССР, М.
Фабрикант Н. Я. 1949. Аэродинамика, ч. 1. ГИТТЛ, М.—Л.
Фабрикант Н. Я. 1964. Аэродинамика. Общий курс. Изд-во «Наука», М.
Фагелер П. 1938. Режим катионов и воды в минеральных почвах. Пер. с нем. Сельхозгиз, М.
Фатеев И. П. 1958. К развитию электрических и радиационных методов измерения температуры поверхности. Труды ГГО, вып. 86.
Фатеев Н. П. 1963. Измерение и регулировка влажности воздуха по точке росы. Труды ВНМС, т. IX. Гидрометеоиздат, Л.
Федоров Е. Е., Баранов А. И. 1949. Климат равнины Европейской части СССР в погодах. Труды Ин-та географии, вып. 10.
Федоров Е. К. 1962. Активное воздействие на метеорологические процессы. «Вестник АН СССР», № 9.
Федоров С. Ф. 1954. Опыт эксплуатации гидравлического почвенного испарителя малой модели (ГПИ-51). Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Федоров С. Ф. 1957. Испарение в условиях леса. Труды ГГИ, вып. 59.
Федоров С. Ф. 1959. Испарение в условиях леса. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Федоров С. Ф. 1961. Некоторые результаты изучения испарения в условиях леса. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Федоров С. Ф. 1962. Влияние леса на водный баланс малых водосборов. Труды ГГИ, вып. 95.
Федоров С. Ф. 1963. Опыт применения градиентной установки для определения испарения и теплообмена в лесу. Труды ВНМС, т. IX, Гидрометеоиздат.
Федоров С. Ф. 1964. Тепловой баланс леса и поля. Труды ГГИ, вып. 109.
Федоров С. Ф. 1965. Испарение с леса и поля в различные по увлажнению годы. Труды ГГИ, вып. 123.
Федорова Т. Г. и Константинов А. Р. 1954. Опыт эксплуатации плавучей испарительной установки. Труды ГГИ, вып. 45 (99).
Федосеев А. П., Белобородова Г. Г. 1965. Расчет запасов доступной влаги в почве на пастбищах Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 24.
Фельдман Я. И. 1957. Определение метеорологического критерия суховея при помощи метода комплексной климатологии. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР.
Филатова Л. Н. 1961. Результаты наблюдений над испарением со снежного покрова в горах Заилийского Алатау. Метеорология и гидрология, № 8.
Филатова Т. Н. 1957. Термический режим озер Карельского перешейка. «Вестник ЛГУ», № 6, серия геол. и геогр., вып. 4.

Филатова Т. Н. 1959. О количественном учете теплообмена в некоторых озерах. «Вестник ЛГУ», № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
Филиппова А. К. 1955. Определение испарения с почвы методом водного баланса. Труды ГГИ, вып. 48 (102).
Филиппова А. К. 1956. Водный режим почв Сальских степей. Труды ГГИ, вып. 57 (111).
Филиппова А. К. 1958. Оценка увлажненности водосборов по запасам влаги в почве. Труды ГГИ, вып. 63.
Филиппова А. К. 1964. Результаты съемок влажности почвы на водосборах. Труды ГГИ, вып. 92.
Фридман А. А. и Келлер Л. В. Differentialgleichungen für die turbulente Bewegung einer kompressibelen Flussigkeit. Proc. L, Inter. Congr. Appe. Mech., Decft.
Халтинер Д. и Мартин Ф. 1960. Динамическая и физическая метеорология. Пер. с англ. ИЛ, М.
Харченко К. И. 1956. Результаты измерений суммарного испарения и транспирации различных сельскохозяйственных культур в районе Сальских степей. Труды ГГИ, вып. 57 (111).
Харченко К. И. 1959. Агроклиматические условия и испарение с сельскохозяйственных полей в степях Нижнего Дона. Труды ГГИ, вып. 71.
Харченко К. И. 1962. Суммарное испарение с различных угодий при оптимальном увлажнении почвы. Труды ГГИ, вып. 82.
Харченко С. И. 1960. Водный баланс водосборов в условиях зоны недостаточного увлажнения. Труды ГГИ, вып. 73.
Харченко С. И. 1964. Задачи и методика исследований и расчетов водного баланса орошаемых полей. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Харченко С. И. 1965. Тепло-воднобалансовый метод обоснования норм орошения. Труды ГГИ, вып. 125.
Харченко С. И., Харченко К. И. 1965. Суммарное испарение с почвы в условиях зоны недостаточного увлажнения и методика его расчета. Труды ГГИ, вып. 125.
Хаунаш С. Е. 1964. Коэффициенты испарителей в Австралии. Сб. «Климатология и микроклиматология». Пер. с англ. Изд-во «Прогресс», М.
Хинце И. О. 1963. Турбулентность, ее механизм и теория. ГИФМЛ, М.
Хргиан А. Х. 1958. Физика атмосферы. ГИФМЛ, М., 1958.
Хргиан А. Х. 1959. Очерки развития метеорологии. Гидрометеоиздат, Л.
Цванг Л. Р. 1962. Измерение турбулентных потоков тепла и спектров температурных пульсаций. Сб. «Атмосферная турбулентность». Труды ИФА, вып. 4.
Цейтин Г. Х. 1956. О вычислении коэффициента температуропроводности и потока тепла в почву по осредненным температурам. Труды ГГО, вып. 60.
Цейтин Г. Х. 1957. К вопросу об учете горизонтальной диффузии при трансформации воздушной массы. Труды ГГО, вып. 71 (133).
Цейтин Г. Х. 1957а. Некоторые вопросы трансформации воздушных масс и теории испарения. Труды ГГО, вып. 71 (133).
Цубербиллер Е. А. 1948. Типы суховеев и их характеристика. Метеорология и гидрология, № 5.
Цубербиллер Е. А. 1954. Совещание по вопросам испарения. Метеорология и гидрология, № 6.
Цубербиллер Е. А. 1963. Использование данных о динамике нарастания растительной массы для оценки агрометеорологических условий формирования урожая озимой ржи. Труды ЦИП, вып. 131.
Цубербиллер Е. А. и Белухина Г. В. 1956. К методике агрометеорологической оценки суховеев в условиях орошаемого земледелия. Труды ЦИП, вып. 47 (74).
Цубербиллер Е. А. и Белухина Г. В. 1961. О результатах исследований испарения с сельскохозяйственных полей методом А. А. Сквор-

цова. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Изд. ГГИ, Валдай.
Цубербиллер Е. А., Власова В. А. 1957. К вопросу агрометеорологического обоснования агротехники возделывания картофеля в Подмосковье. Труды ЦИП, вып. 38.
Чеботарев А. И. 1953. Гидрология суши и расчеты речного стока. 2-е изд. Гидрометеоиздат, Л.
Чеботарев А. И. 1960. Общая гидрология. Гидрометеоиздат, Л.
Черников Ф. С. 1957. Водообеспеченность древесных насаждений на светло-каштановых почвах Ергеней. «Почвоведение», № 3.
Чудновский А. Ф. 1948. Физика теплообмена в почве. ОГИЗ, Гостехиздат, Л.—М.
Чудновский А. Ф. 1953. Микроклимат и тепловой баланс орошаемого поля. Сб. «Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности». Изд. АН СССР, М.
Чхиквадзе М. К. 1964. Расчетная схема суммарного испарения с зарослей тростника в дельте р. Или. Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Изд. ГГИ, Валдай.
Шабалин И. Н. 1958. Вопросы орошения сельскохозяйственных культур в Кулундинской степи. Труды Биологического ин-та Западно-Сибирского филиала АН СССР, вып. 4.
Шамков Б. А. 1937. Нормировка орошения овощных культур. Сб. «Поливное овощеводство».
Шаров И. А. 1952. Эксплуатация гидромелиоративных систем. Сельхозгиз, М.
Шахлинский Э. М. 1962. Об основных показателях при классификации климатов. Труды ВНМС, т. IV. Гидрометеоиздат, Л.
Шахлинский Э. М. 1964. Типы и зоны засушливости Азербайджана. Изв. АН АзербССР, серия геол.-геогр., № 3.
Шашко Д. И. 1938. К вопросу о методике количественного учета транспирации. Метеорология и гидрология, № 1.
Шашко Д. И. 1939. Транспирация сахарной свеклы. Метеорология и гидрология, № 6.
Шашко Д. И. 1940. К вопросу водообеспеченности сельскохозяйственных культур по фазам вегетации. Метеорология и гидрология, № 7.
Шашко Д. И. 1940а. Расход воды на транспирацию разными сельскохозяйственными культурами. Метеорология и гидрология, № 8.
Шашко Д. И. 1961. Об изучении испарения, испаряемости, их практическом значении и несостоятельности утверждений проф. В. И. Виткевича. «Вестник с.-х. науки», т. VI, № 1.
Шашко Д. И. 1961а. Климатические условия земледелия Центральной Якутии, Изд. АН СССР, М.
Швец М. Е. 1952. К вопросу о влагообороте в атмосфере. Труды ГГО, вып. 33 (95).
Шебеко В. Ф. 1965. Испарение с болот и баланс почвенной влаги. Изд-во «Урожай», Минск.
Шевченко А. С. 1958. О режиме орошения картофеля. Бюлл. научн.-техн. информ., № 5.
Шепли Х. 1958. Изменение климата. Пер. с англ. ИЛ, М.
Шереметьевская О. И. 1960. Учет стратификации воздуха в расчетах испарения и теплообмена. Метеорология и гидрология, № 9.
Шишкин Н. С. 1964. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеоиздат, Л.
Шишков К. Н. 1950. Почвенный влагомер и его применение в мелиорации. «Гидротехника и мелиорация», № 3.
Шлихтинг Г. 1956. Теория пограничного слоя. Пер. с нем. ИЛ, М.
Шлихтинг Г. 1962. Возникновение турбулентности. Пер. с англ. ИЛ, М.

Шнитников А. В. 1959. Водный и тепловой балансы пруда Поливного в период осеннего охлаждения. Труды Компл. эксп. по полезащитному лесоразведению АН СССР, т. II, вып. 1.
Шоу Б. 1955. Физические условия почвы и растение. Пер. с англ. ИЛ, М.
Шпак И. С. 1958. Влажность почво-грунтов на водосборах. Придеснянской стоковой станции и методика ее учета. Труды УкрНИГМИ, вып. 15.
Шпак И. С. 1962. Водный баланс полевого и лесного водосборов за 1959-60 гидрологический год. Труды УкрНИГМИ, вып. 34.
Шпак И. С., Емец Г. М. 1963. Накопление влаги в 1,5-метровом слое почвы в лесостепной зоне Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 37.
Штойко Д. А. 1957. К вопросу выращивания сахарной свеклы на орошаемых землях юга УССР. Бюлл. научн.-техн. информ., № 3.
Штойко Д. А., Нюнь А. К. 1958. Густота стояния кукурузы в условиях орошения. Бюлл. научн.-техн. информ., № 5.
Шульгин А. М. 1961. Агрометеорология. Изд. МГУ.
Шульгин А. М. 1965. Физико-географические основы мелиорации. Изд. МГУ.
Шумаков Б. А. (ред.). 1962. Орошаемое земледелие. Изд. Мин. сельского хоз-ва РСФСР, М.
Щербакова Л. Ф. 1949. Исследование некоторых способов характеристики турбулентного обмена на основе данных наблюдений в нижнем слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 16 (78).
Щербакова Л. Ф. 1954. О профилях ветра в межполосных лесных клетках. Труды ГГО, вып. 43 (105).
Щербань М. И. 1954. Альбедо некоторых сельскохозяйственных угодий. Труды УкрНИГМИ, вып. 1.
Эккерт Э. Р. и Дрейк Р. М. 1961. Теория тепло- и массообмена. Госэнергоиздат, М.—Л.
Эрперт С. Д. 1962. Рост и влагопотребление вяза мелколистого в условиях различной влагообеспеченности в северо-западном Прикаспии. Изд-во АН СССР.
Юдин М. И. 1946. Вопросы теории турбулентности и структуры ветра с приложением к задаче о колебаниях самолета. Труды НИУ ГУГМС, серия I, вып. 35.
Юдин М. И. 1950. Некоторые вопросы теории метеорологических полей. Труды ГГО, вып. 19 (81).
Юдин М. И. 1952. О схеме турбулентного перемешивания М. И. Будыко. Метеорология и гидрология, № 7.
Юдин М. И. 1952а. Анализ изменения термического режима при орошении. В кн. Будыко М. И. и др. «Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР». Гидрометеоиздат, Л.
Яглом А. М. 1949. О локальной структуре поля температуры в турбулентном потоке. ДАН СССР, 69, № 743.
Яглом А. М. 1957. Некоторые классы случайных полей в n-мерном пространстве, родственные стационарным случайным процессам. Теория вероятностей и ее применение, 2, вып. 3.
Яковлева Н. И. 1952. Расчет испарения с водной поверхности при различных граничных условиях. Труды ГГО, вып. 33 (95).
Яковлева Н. И. 1959. Трансформация воздуха под влиянием водной поверхности. Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеоиздат, Л.
Яковлев С. О. 1962. Корнева система сільськогосподарських культур при зрошені. Наукові праці УкрНДІГІМ, вып. 81/7, Держсільгоспвидав УРСР, Київ.
Ясинский М. А. 1938. Сахарная свекла в Челябинской области. Челябгиз, Челябинск.

Anderson E. R., Anderson L. J., Marciano J. J. 1950. A Review of Evaporation Theory and Development of Instrumentation. U. S. Navy Electron Lab. Rep.
Albrecht F. 1950. Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. Bd 2, H. 1—2.
Antal E. 1959. Atermészetes felszin evapotranspirációia a Balaton térségében. Különlenyomar "Idöyárás", 63, évf. 2, Budapest.
Atlas of American Agriculture, part II, section I, 1918; part II, section *A*, 1922; part II, section *B*, 1928.
Bac S. 1951. Influence de la manière de mesurer sur la détermination de la hauteur des precipitations atmosphériques. Assemblée Générale de Bruxelles, III.
Baltadori A. 1961. Il problema della climatologia agraria. Estratto dalgi del Convegno Juternazionale "Difese delle Culture edegli Allevamenti delle avversità climatiche", Torino, Oktobre.
Battan L. J., Kassander A. R. 1962. Cloud Seeding Experiments in Arisona. Union géodesique et géophysique internationale, n° 16.
Baumgartner A. 1956. Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines junges Waldes. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr 28, Bd 5.
Best A. C. 1935. Transfer of Heat Momentum in the Lowest Layers of the Atmosphere. Geophys. Met., 65.
Bochning E. 1961. Grundriss der Landschaftsgestaltung in der Landwirtschaftlichen Melioration. Veb. Deutscher Landwirtschaft Verlag.
Bowen J. S. 1926. The Radio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from any Water Surface. Phys. Rev., vol. 27.
Byczkowski A. 1962. Polempiryczny sposób określania bilansu wodnego malej Zlewni na przykladzie Zlewni Uherki. Prace i studia Komitetu inżynerii i gospodarki wodnei. Państwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa.
Calder K. L. См. Сеттон, 1958, а также Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 75, № 71, 1949.
Carpenter L. G. 1889. Evaporation from Tanks Placed in the Ground and Also from Tanks Floating in the Water. Colorado Experimental Station. Second Ann. Rep.
Centarowicz M. 1962. Zastosowanie nomogramu Konstantinowa do rozwiasania równań bilansu wodnego rzek górskich na przýkladach Zlenwni Bobra pro Pilchowice oras zlewni Dunajca po Czorsztyn i Golkowice. Prace i studia Komitetu inżynerii i gospodarki wodnej. Państwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa.
Cochrane N. J. 1959. Observable Evapotranspiration in the Basin of the Rever Thames. Q. J. Roy. Met. Soc., 85, No. 363.
Cramer H. E., Record F. A. 1953. The Variation with Height of the Vertical Flux of Heat Momentum. J. Met., 10, No. 3.
Deacon E. L. 1949. Vertical Diffusion in the Lowest Layers of the Atmosphere. Q. J. Roy. Met. Soc., 75, No. 323.
Deacon E. L., Swinbank W. C. 1958. Comparison between Momentum and Water Vapour Transfer. "Arid Zone Research", v. 11. Climatology and Microclimatology. Paris, UNESCO.
Devies D. S. and Walter T. S. 1951. The Effect of Finite Width of Area on the Evaporation into a Turbulent Atmosphere. Quart. J. Mech. &. Appl. Math., No. 4.
Dryden H. L. 1948. Mechanics of Boundary Layer Flow. Adv. in App. Mech., 1.
Durst C. S. См. Сеттон, 1958, а также Q. J. Roy, Met. Soc., 59, № 151. 1933.
Erdös László. 1964. A csupasz talaj párolgásának mérése liziméterrel. "Idöjárás," 68, № 4.

Erdös L. und Pletser J. 1964. Agrometeorologische Wasserhaushaltmessungen in Martonvasar. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus „Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematische—Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.

Ertel H. 1930. Eine Methode zur Berechnung des Austaschkoeffizienten aus Feiuregistrierungen der turbulenten Schwankungen. Gerlands Beitr., 25.

Evaporation Station Observations Instructions for Climatological Observers. Circular V, Chapter 4 (with abridgment), 10th Ed. Rev. October 1955. Weather Bureau Department of Commerce. Washington, USA.

Fage A. and Townsend H. G. 1932. См. Сеттон, 1958, а также Proc. Roy. Soc. London, A 135, No. 656.

Figula F. 1964. Untersuchungen über die Wasser und Wärmebilanz des Hanges. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus „Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.

Flemming G. 1964. Das Klimat an Waldbestandsrändern. Abhandlungen des meteorolog. und hydrolog. Dienstes der DDR, Nr 71, Bd IX. Berlin.

Frenkenberger E. 1953/1954. Messungen der natürlichen Verdunstung über gras nach verschiedenen Methoden und einige Folgerungen betreffend atmosphärische Turbulenz und Konvektion. Ann. Meteorol., No. 1/2.

Gardner W. R. 1960. Dynamic Aspects of Water Availability to Plants. Soil Sci., v. 89, No. 2.

Geslin H. 1954. Qualité des blés et climat. Météorologie, n° 36.

Geslin H. 1954a. Influence de la temperature sur le tallage épi du bli. Météorologie, n° 36.

Giblett M. A. 1921. Some Problems Connected with Evaporation from Large Expanses of Water. Proc. Roy. Soc. Ser. A., 99, No. 701.

Gilbert J., van Bavel C. M. H. 1954. A Simple Field Installation for Measuring Maximum Evapotranspiration. Trans. Amer. Geophys. Un., 35, 937—942.

Goldstein S. 1931. On the Stability of Superposed Streams of Different Densities. Proc. Poy, Soc., A, 132.

Gödecke K. 1935. Messungen d. Atmosphärischen Turbulenz in Bodennähe mit Hitzdrahtmethode. Ann. Hidr. 10.

Grainger J., Sneddou J., Chishoem E. de. C., Hastie. 1955. Climate and the Yield of Cereal Crops. Q. J. Roy. Met. Soc. 81, No. 347.

Gürowa M. 1964. Klimatische Anforderungen der Bodenkultur in Bulgarien. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus "Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematische-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.

Harbeck G. E., Kohler M. A., Coberg G. E. 1958. Water-Loss Investigations. Lake Mead Studies U. S. Geol. Surv., Professional Paper, 298.

Havlićek V. 1964. Eine Bemerkungen zum Mikroklimat des Getreides. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus «Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.

Heisenberg W. 1948. On the Theory of Statistical and Isotropic Turbulence. Proc. Roy. Soc. A, 195, No. 402.

Heisenberg W. 1948a. Zur statischen Theorie der Turbulenz. Z. Phys., 124, № 628.

Hendricks W. A. and Scholl J. C. 1943. The Joint Effect of Temperature and Precipitation on Corn Yields. North Carolina State College Agricultural and Engineering Experiment Station, Technical Bulletin, 74.

Hershfield D. M. 1964. Effective Rainfall- and Irrigation Water Requirements. J. Irrigat. and Drain. Div. Proc. Amer. Soc. Civil Engrs, 90, № 2.

Hess M. 1962. Wplyw pokrywy śnieznej i lodowej na bilans promieniowania i mikroklimat gór. Zeszyty naukowe uniwersytetu jagiellońskiego. Prace

geograficzne-seria nowa-zeszyt 5 prac institutu geograficznego uj zevzyt 27, Krakow.
Hesse W. 1964. Wasser und Wärmehaushalt der Atmosphäre sowie Messmethoden zur Erfassung der Wasser- und Wärmebilanzen bei Kulturpflanzen. Souderdruck aus "Wissenschaftlinche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.
Hesselberg Th. 1927. Ein neuer Ausdrück für der Austauschkoeffizient. Ann. der Hydrogr. Bd. 57.
Hofman G. 1960. Meteorologische Instrumentenprakikum. Wissenschaftliche Mitteilungen, Nr. 5, Universität Munchen—Meteorologisches Institut.
Hofman G. 1964. Strahlung und Verdunstung. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus „Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität" Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.
Holzman B. 1943. The influence of Stability on Evaporation. Ann. N. Y. Acad. Sc., XLIV, A I.
Isono K. 1962. Some Result of Cloud Seeding Experiments with Use of Silver Iodide Ground Generators. Union géodesique et géophysique internationale, n° 16.
Johuson Wendell. 1959. A Mathematical Procedure for Evaluating Relationships between. Climate and Wheat Yields. Agron. J., 51, VII.
Kaczmarek Z. 1960. O dobowim przebiegu parowania z powierzchni wody. Przeglad geofizyczyczni, rocznik V (VIII), zeszyt 4.
Kaps E. 1953—1954. Die Temperaturverhältnisse an der Elbe zwischen Ufer und Deich. Annalen der Meteorologie, H. 1—2.
Karman Th. 1930. Mechanische Änlichkeit und Turbulenz. Nachr. Ges. Wiss. Gottingen, Math. Physik. Klasse.
King K. M., Tanner C. B., Suomi V. E. 1958. A Floating Lysimeter and Its Evaporation Recorder. Trans. Amer. Geophys. Un., 37.
Kisseeblach T. A. 1926. Varietal, Cultural and Seasonal Effects upon the Water Requirement of Crops. Proc. Intern. Congress of Plant Sci., August, 16—23.
Klockow W. 1958. Erfahrungen mit einer einfachen Anlage zur Bestimmung der Verdunstung. Ann. Meteorol., 8, № 5—6.
Köhler H. 1950. On Evaporation from Snow Surfaces. Arkiv für Geophysik, Bd 1, № 8.
Kondracki J. (red.). 1959. Z badan środowiska geograficznego w powiecie Mragowskim. Prasz geograficzne, № 19, Widawnictwa geologiczne, PAN, Warszawa.
Kosil V. 1964. Lhotova úprava Thornthwaitowy metody zjiśtováni evapotranspirace. Meteorol. zprávy, 17, № 2.
Kosma F. 1964. Ein neues Gerät mit Thermistoren zur Bestimmung der Transpiration und seine Anwendung. Sonderdruck aus „Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematische-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.
Konstantinov A. 1964. Methodik zur Bestimmung der optimalen Wasser- und Wermeaufnahmen bedingungen bei Kulturpflanzen. Probleme des Wasser- und Wärmehaushalten von Kulturpflanzen Sonderdruck aus „Wissenschafteiche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4
Konstantinov A. R. 1966. Evaporation in Nature Israel Program for Scientific Translatins. Jerusalem.
Kuźniar. 1963. Wstepne wyniki badań ksztaltowania sie wysokości opadów atmosferycznych na kilku poziomach dokonywanych pomiarów. Zes. nauk. Wyzszej szkoly roln. Krakowie, № 17.
Lang R. 1920. Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in Bodenkunde. Stuttgart.
Lettau H. 1939. Atmosphärische Turbulenz. Leipzig.

Lettau H. und Swerdfeger. Untersuchungen über atmosphärische Turbulenz und Vertikalaustausch von Freiballon aus. 3 Mitteilungen. Meteor. Zeit, 50, 1933; 51, 1934; 53, 1936.
Littlewood R., Rideal E. 1956. On the Evaporation Coefficient. Trans. Faradaj Soc., No. 12.
MacDonald G. J. E. 1966. Weather and Climate Modification. BAMS, v. 47, No. 1.
Martonn E. 1926. Aréisme et indice d'aridité. Compt, rent. Acad. Sci., v. 182.
Mather J. R. 1953. Measurement of Potential Evapotranspiration. Publ. Board Project. Washington, D. C., 224 p. Seabrook, sohn Hopkins University.
Matul K. 1962. Podstawy naukowe melioracji hydrotermicznych w Polsce. Prace i studia Komitetu inżynerii i gospodarki wodnej III, Państwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa.
Mayer A. 1928. The Elements of Hydrology. N. J.
McIlroy J. C. 1957. The Measurement of Natural Evaporation. J. Austr. Inst. Agric. Sci., 23, p. 4—17.
McIlroy J. C. 1961. Effects of Instrumental Response on Atmospheric Flux Measurements. C. S. J. R. O. Austr. Div. Meteorological Physics. Tech., Paper 11.
McIlroy J. C., Sumner J. 1961. A Sensitive High Capacity Balance for Continuous Automatic Weighing in the Field. J. Agric. Eng. Res. 6.
McMillan W. D., Burgy R. H. 1960. Interception Loss from Grass. J. Geophys. Res., 65.
Miller F. G. 1937. Evaporation from Free Water Surfaces. Canadian Meteorological Memoirs, vol. 1.
Morgan J. J. 1961. Use of Weather Factors in Short-Run Forecasts of Crop Yieds. — Dale Robert F. Discussion. J. Farm Econ., 43, No. 5.
Morris L. G. 1959. A Recording Weighing Machine for the Measurement of Evapotranspiration and Dewfall. J. Agric. Eng. Res., 4.
Moulton K. B. 1957. Evaporation Control at Broken-Hill. Weather, 12, No. 7.
Neumann J. 1954. On the Estimation of Diurnal Amounts of Evaporation. Q. J. Roy. Met. Soc., 80, No. 344.
Nikuradse J. 1932. Gesetzmässigkeiten der turbulenten Strömung in glatten Rohren. Forschungs-Arb. Ing.-Wes., № 356.
Okołowicz. 1964. Działaność dydaktyczna i naukowa Katedry Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskigo. "Pace i studia Inst. geogr. Univ. warszawsk. katedra klimatol.", № 1.
Oliver J. 1965. Evaporation Losses and Rainfall Regime in Central and North Sudan. Weather, 20, No. 2.
Onsager L. 1945. The Distribution of Energy in Turbulence (abstract only). Phys. Rev., 68, No. 286.
Onsanger L. 1949. Statistical Hydrodynamics. Nuovo Cim., Supplement, 6, No. 2, p. 279.
Paeschke W. 1937. Experimentale Untersuchungen zur Reuhigkeits und Stabilitätsproblem in der bodennahen Luftschicht. Beitr. Z. Phys. d. fr. Atm., Bd 24, H. 3.
Pasquill F. 1949. Some Estimates of the Amount and Diurnal Variation of Evaporation from a Dayland Pasture in Fair Spring Weather. Q. J. Roy. Met. Soc., 75.
Pasquill F. 1949a. Eddy Diffusion of Water Vapour and Heat near the Ground. Proc. Roy. Soc., London, A. 198, No. 1052.
Pasquill F. См. Сеттон, 1958, а также Proc. Roy. Soc., London, A, 202, № 143, 1950.
Penck A. 1910. Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographisches Grundlage. Sitzber preuss. Akad. Wiss. Phys. Math. Kil., Nr 12.
Penman H. L. 1949. The Dependence of Transpiration on weather and Soil Conditions. J. Soil. Sci. 1.

Penman H. L. 1955. Components in the Water Balance of a Catchment Area. Q. J. Roy. Met. Soc., 81, No. 348.
Penman H. L. 1956. Evaporation. An Introductory Survey. Neth. J. Agr. Sci., 4.
Penman H. L. 1956a. The Movement and Availability of Soil Water. Soils and Fertilizers, v. XIX.
Penman H. L. 1962. Weather and Crops. Q. J. Roy. Met. Soc., 88, No. 377.
Pey K. 1951. Fluctuation in Crops and Weather 1866—1948. U. S. Dept. Agric., Statistical Bull., 101, Washington D. C.
Philip J. R. 1957. Evaporation and Moisture and Heat Fields in the Soil. J. Met., v. 14, No. 4.
Pinter L. 1958. Einfluss der meteorologischen Faktoren auf die Ernteergebnisse der wichtigsten Ackerpflanzen. Angew. Meteorol., 3, Nr 3.
Prandtl L. 1925. Untersuchungen zur ausgebildete Turbulenz. Zeitschrift für Angew. Math. u. Mech., 5.
Prandtl L. 1930. Einfluss stabilisierender Kräfte auf Turbulenz. Vorträge aus d. Geb. d. Aerodyn. u. verwandter Gebiete. Aachen.
Prandtl L. und Reichardt H. 1934. Einfluss von Wärmeschichtung auf die Eigenschaften einer turbulenten Strömung. Deutsche Forschung, 21, Nr 110.
P. R. 1959. Comparisons of Evaporation Pans. WMO Bulletin, vol. 8, No. 02.
Prescott I. A. 1931. The Soil of Australia in Relation to Vegetation and Climáte. Counsil for Scientific and Industrial Research, Australia, Bull., 52.
Priestly C. H. B. 1953. Buoyant Motion in a Turbulent Environment. Austral. J. Phys., 6, No. 3.
Priestley C. H. B. 1957. Convection from Earth Surface. Proc. Roy., Soc., 238, No. 267.
Reynolds O. 1883. An Experimental Investigation of the Circumstances Which Determine Whether the Motion of Water Shall Be Direct or Sinuous, and the Law Resistance in Parallel Channels. Phil. Trans. Roy., Soc., 174, London.
Reynolds O. 1895. On the Dynamical Theory of Incompressible Viscous Fluids and the Determination of the Criterion. Phyl. Trans. Roy. Soc., A., 171. No. 123, 1895; а также «Проблемы турбулентности» Под ред. С. Гольдштейна. Пер. с англ. М., 1936.
Reichardt H. 1938. Messungen turbulenter Schwankungen. Die Naturwisenschaften. Nr 26.
Richardson L. F. 1922. Weather Prediction by Numerical Process. Cambridge Univ. Press.
Richardson L. F. 1926. The Supply of Energy from and to Atmospheric Eddies. Proc. Roy. Soc. 97, No. 354, London.
Rider N. E. 1954. Eddy Diffusion of Momentum, Water Vapour and Heat near the Ground. Phil. Trans. Roy. Soc., A, 246.
Robertson G. W. 1955. Standardization of the Measurement of Evaporation as a Climatic Factor. World Meteorological Organization, No. 42, Tp. 16, Technical Note, No. 11.
Roncali. Il contributo della meteorologia all'agricoltura. Roma, Ufficio Centr. meteorol. e ecol. agraria, Ministero agric. e foreste, 1962, 15 p. Bibliogr. naz. ital., 5, № 5, 1962.
Rossby C. G. and Montgomery R. B. 1935. The Layer of Frictional Influence in Wind and Ocean Currents. Pap. in Phys. Ocean and Met., 3, No. 3.
Rossby C. G. 1950. См. Сеттон, 1958, а также Ann. Roy Soc., London, A 202, № 143.
Schlichting H. 1935. Turbulenz bei Wärmeschichtung. ZAMM, 15, Nr 13.
Schlichting H. 1950. Über die Theorie der Turbulenzentstehung, zusammenfassender Bericht. Forschung a. d. Gebiet des Ingenieurwessens, 16, Nr 65.

Schmunk A. 1960. Parowanie z wolnej powierzchni wodnej na nuzu dolnoślaskim i w sudech. Przeglad geofizyczny, rocznik V (XIII), zeszyt 3.
Schmuck A. 1964. Trockenperioden und Verdunstung in Dolny Slask. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus "Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.
Schmunck A. 1965. Parowanie w zlewni górnego Bodru i na Odrze pod Wroclawiem w latach 1957—1962. Przegl. geofiz., 10, № 1, 19—31.
Scrase F. J. 1930. Some Characteristics of Eddy Motion in the Atmosphere. Geophys. Mem., 52.
Sheppard P. A. 1947. The Aerodynamic Drang of the Earth's Surface and Value of von Karmans Constant in the Lower Atmosphere Proc. Roy. Soc., London, A., 188, № 208.
Shiotani M. 1955. On the fluctuations of the Temperature and Turbuelnt Structure near the Cround. J. Met. Soc. Japan, 33, No. 3.
Smith L. P. 1962. Weather and Food. World Meteorological Organization (WMO) No. 113, Tp. 50, Geneva.
Smith E. J., Adderly E. E., Bethwaite F. D. 1965. A Cloud-Seeding Experiment in New Eengland, Australia. J. Appl. Met., v. 4, No. 4.
Soubies L., Gadet R., Mayri P. 1960. Le climat de la région toulousaine et son influence sur les recoltes de blé et de mcis. Comp. rend. Acad. agric. France, 46, No. 4, 185 (195).
Stacy S. V., Steanson O., Jones L. S., Foreman W. J. 1957. Joint Effect of Maximum Temperatures and Rainfall on Corn Yieds, Experiment, Georgia. Agron. J. 49, No. 1.
Stanhill G. 1958. Evapo-Transpiration from Different Crops Exposed to the Same Weather. Nature, 182, No. 4628.
Strammer L. 1938. Kleinklimatische Untersuchungen in Westenschegebiet. Schr. Geogr. Lust. Univ. Keil, 8, H. 1.
Sutton O. G. 1919. Atmospheric Turbulence. London.
Sutton O. G. 1934. Wind Structure and Evaporation in a Turbulent Atmosphere. Proc. Roy. Soc. Ser. A, 146, No. 856.
Sverdrup H. U. 1936. Austausch und Stabilität in der untersten Luftschicht. Met. Zeit., B. 53, H. 1.
Sverdrup H. U. 1936a. The Eddy Conductivity of the Air Over a Smooth Snow Field. Geoph. Publ., XI, No. 7.
Sverdrup H. U. 1939. On the Influence of Stability and Instability on the Wind Profile and the Eddy Conductivity near the Ground. Proc., 5, Intern. Cong. Appl. Mech.
Swinbank W. C. 1958. Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere. Arid Zone Research, UNESCO.
Swinbank W. C. 1959. An Experimental Study of Eddy Transports in the Lower Atmosphere. Techn. Pap., No. 2, Division Met. Physics. C. S. I. R. O. Australia.
Szestay K. 1962. Water Balance Survey of Lakes and River Basins in Hungary. Extract of Publication No. 51 of the JASH Commission of Surface Waters, pp. 579—593.
Takács L. und Antal E. 1964. Wasser- und Wärmehaushaltsmessungen in Interesse der Bewässerung. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus „Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.
Taylor G. J. 1915. Eddy Motion in the Atmosphere. Phil Trans., A, v. 215.
Taylor G. J. 1927. Turbulence. Q. J. Roy. Met. Soc., 53.
Taylor G. J. 1931. Effect of Variation in Density on the Stability of Superposed Streams of Fluid. Proc. Roy. Soc. A, 132.
Taylor G. J. 1935. Statistical Theory of Turbulence, I—III. Proc. Roy. Soc., A, 151, No. 874.
Thompson L. M. 1962. Evaluation of Weather Factors in the Production of Wheat. J. Soil and Water Conservat., No. 4.

Thornthwaite C. W. and Kaser P. 1943. См. Сеттон, а также Trans. Am. Geophys. Union, 1, № 166.
Thorntwaite C. W., Mather J. P. 1955. The Water Balance. Drexal Institute of Technology. Publications in Climatology. v. VIII, No. 1, Centerton, New Jersey.
Tisdall A. L. 1959. Chemical Control of Evaporation in Australia. J. Soil and Water Conservat., 14, No. 1.
Tollmien W. 1931. Über die Entstehung der Turbulenz, 1, Mitteilung, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Klasse 21. 1929. NACA Techn. Mem., 609.
Transeau E. N. 1905. Forest Centres of Eastern America. Am. Naturalist, 39, No. 468.
Uchijima Z. 1961. On Characteristics of Heat Balance of Water Layer under Paddy Plant Cover. Bull. Nat. Inst. Agric. Sci. A., No. 8, Tokio.
Ulig S. 1954. Zur Bestimmung der potentiallen Verdunstung bewachsenen Bodens. Die Wasserwirtschaft, Nr 12.
Unger K. 1956. Zum Einfluss der klimatischen Standortfaktoren auf die Beühzeit und den Blühverlauf einiger Gemüseerbsenzorten. Zeitschrift für Acher- und Pflanzenbau. Bd 102, H. 1.
U. S. Geol. Survey. Water Loss Investigations, Lake Hefner Studies, Paper 269, 1954.
Veihmeyer G. F. 1927. Some Factors Affecting the Irrigation Requirements of Diciduous Orchards. Calif. Agr. Exp. Sta.
Wacquant C. 1964. Le climat et la plante. Agriculture (France), 27, No. 272.
Wang J. Y. 1961. Moisture. Normals and Hazards. Part I, Rainfall. University of Wisconsin, Agr. Exp. Station.
Wang J. Y. and Suomi V. E. 1958. The Phyto-Climate of Wisconsin, Temperature: Normals and Hazards. Res. Report No. 2, University of Wisconsin Agr. Exp. Station.
Watterdorf F. and Kuethe A. 1934. Investigation of Turbulent Flow. Physics, v. 5, No. 6.
Weizsäcker C. F. 1948. Das Spectrum der Turbulenz bei grossen Reynoldsscen Zahlen. Z. Phys., 124. Nr 614.
Yamamoto G., Kondo I. 1964. Evaporation from Lake Towada. J. Met. Soc. Japan, 42, No. 2.
Zwicker R. 1964. Ein Beitrag zum Problem des Wasserhaushaltes verschiedenen mit Stickstoff ernährten Haferpflanzen unter besonderer Berücksichtigung von Transpiration. Guttation, Blutung und Atmung. Probleme des Wasser- und Wärmehaushaltes von Kulturpflanzen. Sonderdruck aus "Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx Universität". Mathematische-Naturwissenschaftliche Reihe, H. 4.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ ПЕРЕХОДА ОТ ГРАДИЕНТОВ СКОРОСТИ ВЕТРА, ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА, ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ ИЗМЕРЕНИЯХ НА НЕСТАНДАРТНЫХ ВЫСОТАХ, К ГРАДИЕНТАМ НА ВЫСОТАХ 0,2 и 2,0 м

Верхний уровень	Нижний уровень						
	20	25	30	35	40	45	50
40	3,340						
50	2,522	3,340	4,526				
60	2,104	2,639	3,340	4,292	5,711		
70	1,837	2,254	2,739	3,340	4,158	5,244	6,880
80	1,670	1,987	2,355	2,806	3,340	4,008	4,926
90	1,536	1,804	2,104	2,455	2,856	3,340	3,941
100	1,436	1,670	1,920	2,204	2,522	2,889	3,340
110	1,353	1,570	1,787	2,021	2,288	2,558	2,922
120	1,303	1,470	1,670	1,870	2,104	2,355	2,639
130	1,236	1,403	1,570	1,754	1,971	2,188	2,422
140	1,186	1,336	1,503	1,607	1,854	2,037	2,238
150	1,152	1,286	1,436	1,586	1,754	1,920	2,104
160	1,119	1,252	1,386	1,520	1,670	1,820	1,987
170	1,086	1,202	1,336	1,470	1,603	1,737	1,887
180	1,052	1,169	1,286	1,420	1,536	1,670	1,804
190	1,035	1,136	1,252	1,369	1,486	1,603	1,737
200	1,000	1,119	1,219	1,336	1,436	1,553	1,670

Верхний уровень	Нижний уровень						
	55	60	65	70	75	80	85
80	6,212	8,033					
90	4,693	5,711	7,081	9,152			
100	3,874	4,526	5,377	6,480	8,033	10,270	
110	3,340	3,808	4,409	5,127	6,045	7,231	8,968
120	2,956	3,340	3,774	4,292	4,926	5,711	6,697
130	2,689	2,989	3,340	3,741	4,225	4,760	5,461
140	2,472	2,722	3,006	3,340	3,707	4,108	4,626
150	2,305	2,522	2,772	3,023	3,340	3,691	4,075
160	2,171	2,355	2,572	2,806	3,056	3,340	3,674
170	2,054	2,221	2,405	2,605	2,822	3,056	3,340
180	1,954	2,104	2,271	2,455	2,639	2,856	3,073
190	1,870	2,004	2,154	2,305	2,488	2,672	2,872
200	1,787	1,920	2,054	2,204	2,355	2,522	2,739

Верхний уровень	Нижний уровень						
	90	95	100	105	110	115	120
110	11,440						
120	8,033	9,853	12,742				
130	6,279	7,381	8,818	10,938	13,978		
140	5,227	5,979	6,880	8,033	9,552	11,807	15,030
150	4,526	5,077	5,711	6,513	7,515	8,684	10,354
160	4,025	4,442	4,926	5,478	6,212	6,981	8,033
170	3,641	3,941	4,359	4,810	5,311	5,912	6,613
180	3,340	3,607	3,924	4,292	4,676	5,144	5,711
190	3,106	3,340	3,607	3,908	4,242	4,609	5,027
200	2,889	3,106	3,340	3,590	3,874	4,192	4,576

ПРИЛОЖЕНИЕ II

ЗАВИСИМОСТЬ ЧИСЛА РИЧАРДСОНА НА ВЫСОТЕ 1,0 м ОТ РАЗНОСТИ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ИЗМЕРЕННЫХ НА УРОВНЯХ 0,2 и 2,0 м[1]

$(u_{2,0} - u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2} - T_{2,0})$ град.							
	—0,1	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
0,1	0,780	0	—0,780	—1,560	—2,340	—3,120	—3,900	—4,680
0,2	0,495	0	—0,195	—0,390	—0,585	—0,780	—0,975	—1,170
0,3	0,087	0	—0,087	—0,173	—0,260	—0,346	—0,434	—0,520
0,4	0,049	0	—0,049	—0,098	—0,146	—0,195	—0,243	—0,292
0,5	0,031	0	—0,031	—0,062	—0,094	—0,125	—0,156	—0,187
0,6	0,022	0	—0,022	—0,043	—0,065	—0,087	—0,108	—0,130
0,7	0,016	0	—0,016	—0,032	—0,048	—0,064	—0,080	—0,095
0,8	0,012	0	—0,012	—0,024	—0,037	—0,049	—0,061	—0,073
0,9	0,010	0	—0,010	—0,019	—0,029	—0,038	—0,048	—0,058
1,0	0,008	0	—0,008	—0,016	—0,023	—0,031	—0,039	—0,047
1,1	0,006	0	—0,006	—0,013	—0,019	—0,026	—0,032	—0,039
1,2	0,005	0	—0,005	—0,011	—0,016	—0,022	—0,027	—0,032
1,3	0,005	0	—0,005	—0,009	—0,014	—0,018	—0,023	—0,028
1,4	0,004	0	—0,004	—0,008	—0,012	—0,016	—0,020	—0,024
1,5	0,003	0	—0,003	—0,007	—0,010	—0,014	—0,017	—0,021
1,6	0,003	0	—0,003	—0,006	—0,009	—0,012	—0,015	—0,018
1,7	0,003	0	—0,003	—0,005	—0,008	—0,011	—0,014	—0,016
1,8	0,002	0	—0,002	—0,005	—0,007	—0,010	—0,012	—0,014
1,9	0,002	0	—0,002	—0,004	—0,006	—0,009	—0,011	—0,019
2,0	0,002	0	—0,002	—0,004	—0,006	—0,008	—0,010	—0,012
2,1	0,002	0	—0,002	—0,004	—0,005	—0,007	—0,009	—0,011
2,2	0,002	0	—0,002	—0,003	—0,005	—0,006	—0,008	—0,010
2,3	0,002	0	—0,002	—0,003	—0,004	—0,006	—0,007	—0,009
2,4	0,001	0	—0,001	—0,003	—0,004	—0,005	—0,007	—0,008
2,5	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,004	—0,005	—0,006	—0,008
2,6	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,003	—0,005	—0,006	—0,007
2,7	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,003	—0,004	—0,005	—0,006
2,8	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,003	—0,004	—0,005	—0,006
2,9	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,003	—0,004	—0,005	—0,006
3,0	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,003	—0,003	—0,004	—0,005
3,2	0,001	0	—0,001	—0,002	—0,002	—0,003	—0,004	—0,005
3,4	0,001	0	—0,001	—0,001	—0,002	—0,003	—0,003	—0,004
3,6	0,001	0	—0,001	—0,001	—0,002	—0,002	—0,003	—0,004
3,8	0,000	0	0,000	—0,001	—0,002	—0,002	—0,003	—0,003
4,0	0,000	0	0,000	—0,001	—0,002	—0,002	—0,002	—0,003
4,3	0,000	0	0,000	—0,001	—0,001	—0,002	—0,002	—0,002
4,6	0,000	0	0,000	—0,001	—0,001	—0,002	—0,002	—0,002
5,0	0,000	0	0,000	—0,001	—0,001	—0,001	—0,002	—0,002
6,0	0,000	0	0,000	0,000	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001
8,0	0,000	0	0,000	0,000	0,000	0,000	—0,001	—0,001
10,0	0,000	0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

[1] Для отрицательных величин $T_{0,2}$—$T_{2,0}$ значения числа Ричардсона по абсолютной величине будут теми же, но со знаком плюс.

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.						
	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3
0,1	—5,460	—6,240	—7,020	—7,800	—8,668	—9,456	—10,244
0,2	—1,365	—1,560	—1,755	—1,950	—2,167	—2,364	—2,561
0,3	—0,607	—0,693	—0,780	—0,866	—0,961	—1,048	—1,135
0,4	—0,342	—0,390	—0,438	—0,488	—0,542	—0,591	—0,640
0,5	—0,218	—0,250	—0,281	—0,312	—0,347	—0,378	—0,410
0,6	—0,151	—0,173	—0,195	—0,217	—0,241	—0,262	—0,284
0,7	—0,112	—0,127	—0,144	—0,159	—0,175	—0,193	—0,209
0,8	—0,085	—0,098	—0,110	—0,122	—0,136	—0,148	—0,160
0,9	—0,067	—0,077	—0,087	—0,096	—0,107	—0,117	—0,126
1,0	—0,055	—0,062	—0,070	—0,078	—0,087	—0,095	—0,102
1,1	—0,045	—0,052	—0,058	—0,064	—0,072	—0,078	—0,084
1,2	—0,038	—0,043	—0,049	—0,054	—0,060	—0,066	—0,071
1,3	—0,032	—0,037	—0,042	—0,046	—0,053	—0,056	—0,061
1,4	—0,028	—0,032	—0,036	—0,040	—0,044	—0,048	—0,052
1,5	—0,024	—0,028	—0,031	—0,035	—0,038	—0,042	—0,046
1,6	—0,021	—0,023	—0,028	—0,030	—0,034	—0,037	—0,040
1,7	—0,019	—0,022	—0,024	—0,027	—0,030	—0,033	—0,036
1,8	—0,017	—0,019	—0,022	—0,024	—0,027	—0,029	—0,032
1,9	—0,015	—0,017	—0,019	—0,022	—0,024	—0,026	—0,028
2,0	—0,014	—0,016	—0,018	—0,020	—0,022	—0,024	—0,026
2,1	—0,012	—0,014	—0,016	—0,018	—0,020	—0,021	—0,023
2,2	—0,011	—0,013	—0,014	—0,016	—0,018	—0,020	—0,021
2,3	—0,010	—0,011	—0,013	—0,015	—0,016	—0,018	—0,019
2,4	—0,010	—0,011	—0,012	—0,014	—0,015	—0,016	—0,018
2,5	—0,009	—0,010	—0,011	—0,013	—0,014	—0,015	—0,016
2,6	—0,008	—0,009	—0,010	—0,012	—0,013	—0,014	—0,015
2,7	—0,008	—0,009	—0,010	—0,011	—0,012	—0,013	—0,014
2,8	—0,007	—0,008	—0,009	—0,010	—0,011	—0,012	—0,013
2,9	—0,006	—0,007	—0,008	—0,009	—0,010	—0,011	—0,012
3,0	—0,006	—0,007	—0,008	—0,009	—0,010	—0,010	—0,011
3,2	—0,005	—0,006	—0,007	—0,007	—0,008	—0,009	—0,010
3,4	—0,005	—0,005	—0,006	—0,007	—0,008	—0,008	—0,009
3,6	—0,004	—0,005	—0,005	—0,006	—0,007	—0,007	—0,008
3,8	—0,004	—0,004	—0,005	—0,005	—0,006	—0,006	—0,007
4,0	—0,003	—0,004	—0,004	—0,005	—0,005	—0,006	—0,006
4,3	—0,003	—0,003	—0,004	—0,004	—0,005	—0,005	—0,006
4,6	—0,003	—0,003	—0,003	—0,004	—0,004	—0,004	—0,005
5,0	—0,002	—0,002	—0,003	—0,003	—0,003	—0,004	—0,004
6,0	—0,002	—0,002	—0,002	—0,002.	—0,002	—0,003	—0,003
8,0	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001	—0,002	—0,002
10,0	0,000	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001

Приложение II (продолжение)

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.						
	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0
0,1	—11,032	—11,700	—12,480	—13,240	—14,040	—14,820	—15,600
0,2	—2,758	—2,925	—3,120	—3,315	—3,510	—3,705	—3,900
0,3	—1,229	—1,303	—1,388	—1,474	—1,560	—1,646	—1,732
0,4	—0,690	—0,732	—0,780	—0,827	—0,874	—0,928	—0,975
0,5	—0,441	—0,468	—0,499	—0,530	—0,562	—0,593	—0,624
0,6	—0,306	—0,325	—0,346	—0,368	—0,390	—0,412	—0,434
0,7	—0,225	—0,239	—0,255	—0,271	—0,286	—0,303	—0,318
0,8	—0,173	—0,182	—0,195	—0,208	—0,219	—0,232	—0,243
0,9	—0,136	—0,144	—0,154	—0,164	—0,173	—0,182	—0,193
1,0	—0,110	—0,117	—0,125	—0,132	—0,140	—0,148	—0,156
1,1	—0,090	—0,097	—0,103	—0,109	—0,116	—0,122	—0,129
1,2	—0,076	—0,081	—0,087	—0,092	—0,098	—0,103	—0,108
1,3	—0,065	—0,069	—0,074	—0,079	—0,083	—0,087	—0,092
1,4	—0,056	—0,060	—0,064	—0,068	—0,072	—0,076	—0,080
1,5	—0,048	—0,052	—0,056	—0,059	—0,062	—0,066	—0,069
1,6	—0,043	—0,046	—0,049	—0,052	—0,055	—0,058	—0,061
1,7	—0,038	—0,040	—0,043	—0,046	—0,049	—0,051	—0,054
1,8	—0,035	—0,036	—0,038	—0,041	—0,043	—0,046	—0,048
1,9	—0,030	—0,032	—0,035	—0,037	—0,039	—0,041	—0,043
2,0	—0,028	—0,029	—0,031	—0,033	—0,035	—0,037	—0,039
2,1	—0,026	—0,026	—0,028	—0,030	—0,032	—0,034	—0,035
2,2	—0,023	—0,024	—0,026	—0,027	—0,029	—0,031	—0,032
2,3	—0,021	—0,022	—0,024	—0,025	—0,026	—0,028	—0,030
2,4	—0,019	—0,020	—0,022	—0,023	—0,024	—0,026	—0,027
2,5	—0,018	—0,019	—0,020	—0,021	—0,022	—0,024	—0,025
2,6	—0,016	—0,017	—0,018	—0,020	—0,021	—0,022	—0,023
2,7	—0,015	—0,016	—0,017	—0,018	—0,019	—0,020	—0,021
2,8	—0,014	—0,015	—0,016	—0,017	—0,018	—0,019	—0,020
2,9	—0,013	—0,014	—0,015	—0,016	—0,017	—0,018	—0,019
3,0	—0,012	—0,013	—0,014	—0,015	—0,016	—0,016	—0,017
3,2	—0,011	—0,011	—0,012	—0,013	—0,014	—0,014	—0,015
3,4	—0,009	—0,010	—0,011	—0,012	—0,012	—0,013	—0,014
3,6	—0,008	—0,009	—0,010	—0,010	—0,011	—0,012	—0,012
3,8	—0,008	—0,008	—0,009	—0,009	—0,010	—0,010	—0,011
4,0	—0,007	—0,007	—0,008	—0,008	—0,009	—0,009	—0,010
4,3	—0,006	—0,006	—0,007	—0,007	—0,008	—0,008	—0,008
4,6	—0,005	—0,006	—0,006	—0,006	—0,007	—0,007	—0,007
5,0	—0,004	—0,004	—0,005	—0,005	—0,006	—0,006	—0,006
6,0	—0,003	—0,003	—0,003	—0,004	—0,004	—0,004	—0,004
8,0	—0,002	—0,002	—0,002	—0,002	—0,002	—0,002	—0,002
10,0	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001	—0,001	—0,002	—0,002

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,1}-T_{2,0})$ град.						
	2,2	2,5	3,0	4,0	5,0	7,0	10,0
0,1	—17,160	—19,500	—23,400	—31,200	—39,000	—54,160	—78,000
0,2	—4,290	—4,875	—5,850	—7,800	—9,750	—13,650	—19,500
0,3	—1,903	—2,168	—2,597	—3,463	—4,337	—6,068	—8,666
0,4	—1,076	—1,217	—1,466	—1,950	—2,434	—3,416	—4,875
0,5	—0,686	—0,780	—0,936	—1,248	—1,560	—2,184	—3,120
0,6	—0,477	—0,541	—0,650	—0,866	—1,084	—1,513	—2,168
0,7	—0,350	—0,398	—0,477	—0,636	—0,796	—1,115	—1,591
0,8	—0,268	—0,305	—0,366	—0,488	—0,609	—0,853	—1,217
0,9	—0,212	—0,241	—0,289	—0,485	—0,481	—0,674	—0,959
1,0	—0,172	—0,195	—0,234	—0,312	—0,390	—0,546	—0,780
1,1	—0,142	—0,162	—0,193	—0,258	—0,322	—0,452	—0,644
1,2	—0,119	—0,136	—0,162	—0,217	—0,271	—0,379	—0,541
1,3	—0,101	—0,115	—0,139	—0,185	—0,231	—0,323	—0,462
1,4	—0,087	—0,100	—0,119	—0,159	—0,199	—0,278	—0,398
1,5	—0,076	—0,087	—0,104	—0,139	—0,173	—0,243	—0,347
1,6	—0,067	—0,076	—0,091	—0,122	—0,152	—0,213	—0,305
1,7	—0,059	—0,068	—0,081	—0,108	—0,135	—0,189	—0,270
1,8	—0,053	—0,060	—0,072	—0,097	—0,120	—0,168	—0,241
1,9	—0,048	—0,054	—0,065	—0,087	—0,108	—0,151	—0,216
2,0	—0,043	—0,049	—0,058	—0,078	—0,098	—0,136	—0,195
2,1	—0,039	—0,044	—0,053	—0,071	—0,088	—0,124	—0,177
2,2	—0,035	—0,040	—0,048	—0,064	—0,080	—0,113	—0,162
2,3	—0,032	—0,037	—0,044	—0,059	—0,074	—0,103	—0,147
2,4	—0,030	—0,034	—0,041	—0,054	—0,068	—0,095	—0,136
2,5	—0,028	—0,031	—0,037	—0,050	—0,062	—0,087	—0,125
2,6	—0,025	—0,029	—0,034	—0,046	—0,057	—0,080	—0,115
2,7	—0,024	—0,027	—0,032	—0,043	—0,054	—0,075	—0,107
2,8	—0,022	—0,025	—0,030	—0,040	—0,050	—0,070	—0,100
2,9	—0,020	—0,023	—0,028	—0,037	—0,046	—0,065	—0,093
3,0	—0,019	—0,022	—0,026	—0,035	—0,043	—0,061	—0,087
3,2	—0,017	—0,019	—0,023	—0,030	—0,038	—0,053	—0,076
3,4	—0,015	—0,017	—0,020	—0,027	—0,034	—0,047	—0,068
3,6	—0,013	—0,015	—0,018	—0,024	—0,030	—0,042	—0,060
3,8	—0,012	—0,018	—0,016	—0,022	—0,026	—0,038	—0,054
4,0	—0,011	—0,012	—0,015	—0,020	—0,024	—0,034	—0,049
4,3	—0,009	—0,010	—0,013	—0,017	—0,021	—0,030	—0,042
4,6	—0,008	—0,009	—0,011	—0,015	—0,018	—0,026	—0,037
5,0	—0,007	—0,008	—0,009	—0,012	—0,016	—0,022	—0,031
6,0	—0,005	—0,005	—0,006	—0,009	—0,011	—0,015	—0,022
8,0	—0,003	—0,003	—0,004	—0,005	—0,006	—0,008	—0,012
10,0	—0,002	—0,002	—0,002	—0,003	—0,004	—0,006	—0,008

ПРОИЗВЕДЕНИЯ $\gamma\alpha_e$ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЧИСЛАХ РИЧАРДСОНА Ri И КОЭФФИЦИЕНТАХ ШЕРОХОВАТОСТИ z_0

z_0	Ri									
	1,0	0,70	0,50	0,40	0,30	0,25	0.20	0,17	0,15	0,12
0,05	0	0,530	0,954	0,977	0,990	0,992	0,996	0,996	0,996	0,999
0,1					0,678	0,779	0,846	0,879	0,899	0,924
0,2								0,611	0,606	0,739

z_0	Ri									
	0,01	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01
0,05	0,998	0,999	0,998	0,999	0,998	0,998	0,999	0,999	0,999	0,999
0,1	0,938	0,946	0,952	0,960	0,965	0,972	0,977	0,984	0,990	0,995
0,2	0,792	0,825	0,849	0,873	0,893	0,913	0,932	0,951	0,968	0,984
0,3	0,598	0,666	0,722	0,769	0,811	0,850	0,884	0,926	0,946	0,974
0,4			0,534	0,638	0,714	0,776	0,831	0,880	0,924	0,963
0,5				0,396	0,585	0,617	0,772	0,841	0,900	0,953
0,7						0,392	0,630	0,752	0,850	0,929
1,0								0,576	0,764	0,895
1,5									0,574	0,833
2,0										0,761
2,5										0,681
3,0										0,571
3,5										0,384

z_0	Ri									
	0	−0,01	−0,02	−0,03	−0,04	−0,05	−0,06	−0,07	−0,08	−0,09
0,05	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001
0,1	1,000	1,004	1,010	1,014	1,018	1,024	1,027	1,033	1,035	1,041
0,2	1,000	1,015	1,029	1,042	1,054	1,068	1,080	1,093	1,102	1,115
0,3	1,000	1,025	1,047	1,070	1,090	1,111	1,129	1,148	1,165	1,183
0,4	1,000	1,034	1,065	1,095	1,123	1,151	1,176	1,201	1,223	1,248
0,5	1,000	1,044	1,083	1,121	1,155	1,190	1,220	1,250	1,278	1,306
0,7	1,000	1,063	1,118	1,170	1,215	1,262	1,304	1,342	1,380	1,415
1,0	1,000	1,088	1,167	1,237	1,301	1,362	1,417	1,468	1,516	1,564
1,5	1,000	1,132	1,243	1,342	1,430	1,511	1,584	1,653	1,715	1,778
2,0	1,000	1,173	1,315	1,437	1,544	1,643	1,731	1,815	1,891	1,966
2,5	1,000	1,213	1,381	1,525	1,649	1,764	1,866	1,962	2,049	2,145
3,0	1,000	1,250	1,444	1,606	1,747	1,876	1,990	2,096	2,193	2,289
3,5	1,000	1,286	1,503	1,683	1,839	1,980	2,105	2,245	2,329	2,432
4,0	1,000	1,321	1,560	1,756	1,927	2,079	2,214	2,340	2,455	2,567
4,5	1,000	1,355	1,615	1,826	2,009	2,172	2,318	2,452	2,575	2,694
5,0	1,000	1,388	1,666	1,893	2,087	2,260	2,416	2,559	2,689	2,815
6,0	1,000	1,452	1,765	2,019	2,234	2,428	2,599	2,758	2,901	3,041

Приложение III (продолжение)

z_0	Ri									
	0	−0,01	−0,02	−0,03	−0,04	−0,05	−0,06	−0,07	−0,08	−0,09
7,0	1,000	1,510	1,858	2,135	2,372	2,582	2,769	2,943	3,098	3,249
8,0	1,000	1,568	1,946	2,246	2,501	2,728	2,928	3,114	3,282	3,445
9,0	1,000	1,623	2,030	2,351	2,623	2,864	3,079	3,276	3,456	3,629
10,0	1,000	1,674	2,109	2,451	2,739	2,994	3,222	3,431	3,620	3,827
15,0	1,000	1,912	2,463	2,891	3,252	3,569	3,850	4,110	4,343	4,570
20,0	1,000	2,119	2,767	3,268	3,688	4,057	4,384	4,685	4,957	5,219
30,0	1,000	2,476	3,285	3,906	4,425	4,881	5,284	5,655	5,989	6,311
50,0	1,000	3,053	4,115	4,926	5,602	6,195	6,717	7,198	7,632	8,050
100,0	1,000	4,136	5,659	6,814	7,775	8,617	9,360	10,043	10,659	11,251

z_0	Ri									
	−0,10	−0,12	−0,15	−0,17	−0,20	−0,25	−0,30	−0,40	−0,50	−0,70
0,05	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,999	0,998	0,996	0,995	0,992
0,1	1,043	1,051	1,062	1,067	1,076	1,090	1,102	1,122	1,138	1,164
0,2	1,124	1,144	1,172	1,188	1,212	1,247	1,280	1,332	1,373	1,440
0,3	1,197	1,227	1,271	1,295	1,332	1,384	1,430	1,507	1,568	1,657
0,4	1,266	1,306	1,361	1,392	1,439	1,505	1,564	1,661	1,738	1,856
0,5	1,329	1,379	1,444	1,481	1,536	1,615	1,686	1,800	1,890	2,029
0,7	1,447	1,510	1,594	1,643	1,714	1,814	1,901	2,045	2,159	2,334
1,0	1,604	1,685	1,793	1,789	1,945	2,070	2,182	2,362	2,503	2,721
1,5	1,832	1,937	2,080	2,157	2,272	2,433	2,574	2,804	2,984	3,260
2,0	2,030	2,155	2,320	2,416	2,552	2,743	2,910	3,180	3,392	3,716
2,5	2,207	2,351	2,540	2,648	2,801	3,019	3,207	3,513	3,754	4,120
3,0	2,371	2,530	2,738	2,859	3,029	3,269	3,477	3,815	4,081	4,485
3,5	2,522	2,695	2,923	3,054	3,239	3,501	3,664	4,094	4,383	4,822
4,0	2,664	2,850	3,096	3,237	3,436	3,716	3,960	4,354	4,664	5,136
4,5	2,797	2,996	3,258	3,409	3,620	3,920	4,179	4,598	4,929	5,430
5,0	2,924	3,067	3,412	3,572	3,795	4,112	4,386	4,830	5,179	5,710
6,0	3,162	3,394	3,699	3,876	4,122	4,471	4,773	5,261	5,645	6,229
7,0	3,381	3,634	3,965	4,156	4,423	4,802	5,129	5,658	6,074	6,707
8,0	3,586	3,857	4,212	4,418	4,705	5,110	5,460	6,027	6,474	7,152
9,0	3,779	4,067	4,446	4,663	4,968	5,400	5,772	6,376	6,850	7,570
10,0	3,962	4,267	4,666	4,896	5,219	5,674	6,067	6,704	7,204	7,966
15,0	4,766	5,143	5,635	5,919	6,316	6,880	7,362	8,146	8,763	9,700

Приложение III (продолжение)

z_0	Ri									
	−0,10	−0,12	−0,15	−0,17	−0,20	−0,25	−0,30	−0,40	−0,50	−0,70
20,0	5,447	5,884	6,454	6,784	7,244	7,893	8,454	9,363	10,077	11,162
30,0	6,593	7,130	7,832	8,236	8,801	9,601	10,289	11,406	12,283	13,617
50,0	8,414	9,110	10,019	10,544	11,275	12,309	13,201	14,646	15,784	17,511
100,0	11,768	12,756	14,044	14,789	15,825	17,293	18,557	20,606	22,220	24,670

z_0	Ri								
	−1,0	−1,5	−2,0	−3,0	−5,0	−10,0	−20,0	−100,0	−∞
0,05	0,986	0,978	0,971	0,961	0,945	0,923	0,906	0,883	0,852
0,1	1,190	1,215	1,229	1,244	1,252	1,251	1,246	1,235	1,204
0,2	1,506	1,572	1,613	1,659	1,696	1,720	1,730	1,733	1,704
0,3	1,759	1,855	1,914	1,982	2,040	2,082	2,101	2,116	2,086
0,4	1,976	2,051	2,171	2,258	2,332	2,388	2,415	2,439	2,410
0,5	1,169	2,311	2,398	2,500	2,590	2,658	2,692	2,723	2,694
0,7	2,508	2,686	2,796	2,924	3,037	3,126	3,172	3,216	3,188
1,0	2,939	3,161	3,298	3,459	3,602	3,717	3,778	3,838	3,810
1,5	3,536	3,817	3,993	4,197	4,382	4,531	4,613	4,695	4,666
2,0	4,041	4,372	4,578	4,820	5,038	5,217	5,316	5,416	5,388
2,5	4,487	4,862	5,094	5,370	5,618	5,822	5,936	6,052	6,024
3,0	4,891	5,305	5,562	5,866	6,142	6,369	6,496	6,627	6,599
3,5	5,263	5,713	5,993	6,324	6,623	6,872	7,012	7,084	7,127
4,0	5,609	6,092	6,393	6,749	7,072	7,340	7,491	7,648	7,620
4,5	5,934	6,449	6,770	7,148	7,493	7,780	7,942	8,110	8,082
5,0	6,242	6,787	7,125	7,526	7,892	8,106	8,368	8,543	8,519
6,0	6,815	7,415	7,788	8,230	8,633	8,970	9,160	9,360	9,332
7,0	7,343	7,993	8,397	8,877	9,315	9,681	9,890	10,108	10,080
8,0	7,834	8,531	8,965	9,479	9,949	10,344	10,568	10,804	10,776
9,0	8,294	2,036	9,497	10,405	10,546	10,966	11,205	11,457	11,429
10,0	8,731	9,513	10,001	10,580	11,110	11,554	11,808	12,076	12,048
15,0	10,642	11,607	12,209	12,924	13,579	14,131	14,448	14,783	14,756
20,0	12,254	13,373	14,071	14,900	15,661	16,304	16,673	17,066	17,038
30,0	14,960	16,335	17,195	18,216	19,154	19,948	20,406	20,895	20,868
50,0	19,252	21,035	22,148	23,474	24,694	25,496	26,325	26,968	26,940
100,0	27,138	29,670	31,253	33,136	34,560	36,348	37,047	38,127	38,099

ПРИЛОЖЕНИЕ IV

ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ A ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ РАЗНОСТЕЙ СКОРОСТИ ВЕТРА $(u_{2,0}-u_{0,2})$ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА $(e_{0,2}-e_{2,0})$[1]

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(e_{0,2}-e_{2,0})$ мм								
	0,1	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,1	—0,001	0	0,001	0,002	0,002	0,003	0,004	0,005	0,006
0,2	—0,002	0	0,002	0,003	0,005	0,006	0,008	0,010	0,011
0,3	—0,002	0	0,002	0,005	0,007	0,010	0,012	0,014	0,017
0,4	—0,003	0	0,003	0,006	0,009	0,013	0,016	0,019	0,022
0,5	—0,004	0	0,004	0,008	0,012	0,016	0,020	0,024	0,028
0,6	—0,005	0	0,005	0,009	0,014	0,019	0,024	0,028	0,033
0,7	—0,006	0	0,006	0,011	0,017	0,022	0,028	0,033	0,039
0,8	—0,006	0	0,006	0,013	0,019	0,025	0,032	0,038	0,044
0,9	—0,007	0	0,007	0,014	0,021	0,028	0,036	0,043	0,050
1,0	—0,008	0	0,008	0,016	0,024	0,032	0,040	0,047	0,055
1,1	—0,009	0	0,009	0,017	0,026	0,035	0,043	0,052	0,061
1,2	—0,010	0	0,010	0,019	0,028	0,038	0,047	0,057	0,066
1,3	—0,010	0	0,010	0,020	0,031	0,041	0,051	0,062	0,072
1,4	—0,011	0	0,011	0,022	0,033	0,044	0,055	0,066	0,077
1,5	—0,012	0	0,012	0,024	0,036	0,047	0,059	0,071	0,083
1,6	—0,013	0	0,013	0,025	0,038	0,051	0,063	0,076	0,088
1,7	—0,013	0	0,013	0,027	0,040	0,054	0,067	0,081	0,094
1,8	—0,014	0	0,014	0,028	0,042	0,057	0,071	0,085	0,100
1,9	—0,015	0	0,015	0,030	0,045	0,060	0,075	0,090	0,105
2,0	—0,016	0	0,016	0,032	0,047	0,063	0,079	0,095	0,111
2,1	—0,016	0	0,017	0,033	0,050	0,066	0,083	0,100	0,116
2,2	—0,017	0	0,017	0,035	0,052	0,070	0,087	0,104	0,122
2,3	—0,018	0	0,018	0,036	0,054	0,073	0,091	0,109	0,127
2,4	—0,019	0	0,019	0,038	0,057	0,076	0,095	0,114	0,133
2,5	—0,020	0	0,020	0,040	0,059	0,079	0,099	0,118	0,138
2,6	—0,020	0	0,020	0,041	0,062	0,082	0,103	0,123	0,144
2,7	—0,021	0	0,021	0,043	0,064	0,085	0,107	0,128	0,149
2,8	—0,022	0	0,022	0,044	0,066	0,088	0,111	0,133	0,155
2,9	—0,023	0	0,023	0,046	0,069	0,092	0,115	0,138	0,160
3,0	—0,024	0	0,024	0,047	0,071	0,095	0,118	0,142	0,166
3,2	—0,025	0	0,025	0,051	0,076	0,101	0,126	0,152	0,177
3,4	—0,027	0	0,027	0,054	0,081	0,107	0,124	0,161	0,188
3,6	—0,028	0	0,028	0,057	0,085	0,114	0,142	0,171	0,199
3,8	—0,030	0	0,030	0,060	0,090	0,120	0,150	0,180	0,210
4,0	—0,032	0	0,032	0,063	0,095	0,126	0,158	0,190	0,221
4,3	—0,034	0	0,034	0,068	0,102	0,136	0,170	0,204	0,238
4,6	—0,036	0	0,036	0,073	0,109	0,145	0,182	0,218	0,262
5,0	—0,039	0	0,040	0,079	0,118	0,158	0,198	0,237	0,276
6,0	—0,047	0	0,047	0,095	0,142	0,190	0,237	0,284	0,332
8,0	—0,063	0	0,063	0,126	0,190	0,253	0,316	0,379	0,442
10,0	—0,079	0	0,079	0,158	0,237	0,316	0,395	0,474	0,553

[1] Для отрицательных величин $e_{0,2}-e_{2,0}$ значения вспомогательного коэффициента A по абсолютной величине будут теми же, но со знаком минус.

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(e_{0,2}-e_{2,0})$ мм								
	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,1	0,006	0,007	0,008	0,009	0,010	0,010	0,011	0,012	0,013
0,2	0,013	0,014	0,015	0,017	0,019	0,020	0,022	0,024	0,025
0,3	0,019	0,021	0,024	0,026	0,028	0,031	0,033	0,036	0,038
0,4	0,025	0,028	0,032	0,035	0,038	0,041	0,044	0,047	0,051
0,5	0,032	0,036	0,040	0,043	0,047	0,051	0,065	0,059	0,063
0,6	0,037	0,043	0,047	0,052	0,057	0,062	0,066	0,071	0,076
0,7	0,044	0,050	0,055	0,061	0,066	0,072	0,077	0,083	0,088
0,8	0,051	0,057	0,063	0,070	0,076	0,082	0,088	0,095	0,101
0,9	0,057	0,064	0,071	0,078	0,085	0,092	0,100	0,107	0,114
1,0	0,063	0,071	0,079	0,087	0,095	0,103	0,111	0,118	0,126
1,1	0,070	0,078	0,087	0,096	0,104	0,113	0,122	0,130	0,139
1,2	0,076	0,085	0,095	0,104	0,114	0,123	0,133	0,142	0,152
1,3	0,082	0,092	0,103	0,113	0,123	0,134	0,144	0,154	0,164
1,4	0,088	0,100	0,111	0,122	0,133	0,144	0,155	0,166	0,177
1,5	0,095	0,107	0,118	0,130	0,142	0,154	0,166	0,178	0,190
1,6	0,101	0,114	0,126	0,139	0,152	0,164	0,177	0,190	0,202
1,7	0,107	0,121	0,134	0,148	0,161	0,175	0,188	0,201	0,215
1,8	0,114	0,128	0,142	0,156	0,171	0,185	0,199	0,213	0,228
1,9	0,120	0,135	0,150	0,165	0,180	0,195	0,210	0,225	0,240
2,0	0,126	0,142	0,158	0,174	0,190	0,205	0,221	0,237	0,253
2,1	0,133	0,149	0,166	0,182	0,199	0,216	0,232	0,249	0,265
2,2	0,139	0,156	0,174	0,191	0,209	0,226	0,243	0,261	0,278
2,3	0,145	0,164	0,182	0,200	0,218	0,236	0,254	0,273	0,291
2,4	0,152	0,171	0,190	0,209	0,228	0,246	0,265	0,284	0,303
2,5	0,158	0,178	0,198	0,217	0,237	0,257	0,276	0,296	0,316
2,6	0,164	0,185	0,205	0,226	0,246	0,267	0,288	0,308	0,329
2,7	0,171	0,192	0,213	0,235	0,256	0,277	0,299	0,320	0,341
2,8	0,177	0,199	0,221	0,243	0,265	0,288	0,310	0,332	0,354
2,9	0,183	0,206	0,229	0,252	0,274	0,298	0,321	0,344	0,367
3,0	0,190	0,213	0,237	0,261	0,284	0,308	0,332	0,356	0,379
3,2	0,202	0,228	0,253	0,278	0,303	0,329	0,354	0,379	0,404
3,4	0,215	0,242	0,269	0,296	0,322	0,349	0,376	0,403	0,430
3,6	0,228	0,256	0,284	0,313	0,341	0,370	0,398	0,427	0,455
3,8	0,240	0,270	0,300	0,330	0,360	0,390	0,420	0,450	0,480
4,0	0,253	0,284	0,316	0,350	0,379	0,411	0,442	0,474	0,506
4,3	0,272	0,306	0,340	0,374	0,408	0,442	0,476	0,510	0,544
4,6	0,291	0,327	0,363	0,400	0,436	0,472	0,509	0,545	0,581
5,0	0,316	0,356	0,395	0,434	0,474	0,514	0,553	0,592	0,632
6,0	0,379	0,427	0,474	0,521	0,569	0,616	0,664	0,711	0,758
8,0	0,506	0,569	0,632	0,695	0,758	0,822	0,885	0,948	1,011
10,0	0,632	0,711	0,790	0,869	1,027	1,027	1,106	1,185	1,264

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(e_{0,2}-e_{2,0})$ мм								
	1,7	1,8	1,9	2,0	2,2	2,5	3,0	4,0	5,0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,1	0,013	0,014	0,015	0,016	0,017	0,020	0,024	0,032	0,040
0,2	0,027	0,028	0,030	0,032	0,035	0,040	0,047	0,063	0,079
0,3	0,040	0,043	0,045	0,047	0,052	0,059	0,071	0,095	0,118
0,4	0,054	0,057	0,060	0,063	0,070	0,079	0,095	0,126	0,158
0,5	0,067	0,071	0,075	0,079	0,087	0,099	0,118	0,158	0,198
0,6	0,081	0,085	0,090	0,095	0,104	0,118	0,142	0,190	0,237
0,7	0,094	0,100	0,105	0,111	0,122	0,138	0,166	0,291	0,276
0,8	0,107	0,114	0,120	0,126	0,139	0,158	0,190	0,253	0,316
0,9	0,121	0,128	0,135	0,142	0,156	0,178	0,213	0,284	0,356
1,0	0,134	0,142	0,150	0,158	0,174	0,198	0,237	0,316	0,395
1,1	0,148	0,156	0,165	0,174	0,191	0,217	0,261	0,348	0,434
1,2	0,161	0,171	0,180	0,190	0,209	0,237	0,284	0,379	0,474
1,3	0,175	0,185	0,195	0,205	0,226	0,257	0,308	0,411	0,514
1,4	0,188	0,199	0,210	0,221	0,243	0,276	0,332	0,442	0,553
1,5	0,201	0,213	0,225	0,237	0,261	0,296	0,356	0,474	0,592
1,6	0,215	0,228	0,240	0,253	0,278	0,316	0,379	0,506	0,632
1,7	0,228	0,242	0,255	0,269	0,296	0,336	0,403	0,537	0,672
1,8	0,242	0,256	0,270	0,284	0,313	0,356	0,427	0,569	0,711
1,9	0,255	0,270	0,285	0,300	0,330	0,375	0,450	0,600	0,750
2,0	0,269	0,284	0,300	0,316	0,348	0,395	0,474	0,632	0,790
2,1	0,282	0,299	0,315	0,332	0,365	0,415	0,498	0,664	0,830
2,2	0,296	0,313	0,330	0,348	0,382	0,434	0,521	0,695	0,869
2,3	0,309	0,327	0,345	0,363	0,400	0,454	0,545	0,727	0,908
2,4	0,322	0,341	0,360	0,379	0,417	0,474	0,569	0,758	0,948
2,5	0,336	0,356	0,375	0,395	0,434	0,494	0,592	0,790	0,988
2,6	0,349	0,370	0,390	0,411	0,451	0,513	0,616	0,822	1,027
2,7	0,363	0,384	0,405	0,427	0,469	0,533	0,640	0,853	1,066
2,8	0,376	0,398	0,420	0,442	0,487	0,553	0,664	0,885	1,106
2,9	0,390	0,412	0,435	0,458	0,504	0,573	0,687	0,916	1,145
3,0	0,403	0,427	0,450	0,474	0,521	0,592	0,711	0,948	1,185
3,2	0,430	0,455	0,480	0,506	0,556	0,632	0,758	1,011	1,264
3,4	0,457	0,484	0,510	0,537	0,591	0,672	0,805	1,074	1,343
3,6	0,484	0,512	0,540	0,569	0,626	0,711	0,853	1,138	1,422
3,8	0,510	0,540	0,570	0,600	0,660	0,750	0,901	1,202	1,501
4,0	0,537	0,569	0,600	0,632	0,695	0,790	0,948	1,264	1,580
4,3	0,578	0,612	0,645	0,679	0,747	0,849	1,019	1,359	1,698
4,6	0,618	0,654	0,690	0,727	0,800	0,908	1,090	1,454	1,817
5,0	0,672	0,711	0,750	0,790	0,869	0,988	1,185	1,508	1,975
6,0	0,806	0,853	0,901	0,948	1,043	1,185	1,422	1,896	2,370
8,0	1,074	1,138	1,201	1,264	1,390	1,580	1,896	2,528	3,160
10,0	1,343	1,422	1,501	1,508	1,738	1,975	2,370	3,160	3,950

ПРИЛОЖЕНИЕ V

ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ *B* ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ РАЗНОСТЕЙ СКОРОСТИ ВЕТРА ($u_{2,0}-u_{0,2}$) И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ($T_{0,2}-T_{2,0}$)

($u_{2,0}-u_{0,2}$) м/сек.	($T_{0,2}-T_{2,0}$) град.							
	0	−0,1	−0,2	−0,3	−0,4	−0,5	−0,6	−0,7
0,1	0,009							
0,2	0,016							
0,3	0,024							
0,4	0,032							
0,5	0,040							
0,6	0,047							
0,7	0,055							
0,8	0,063							
0,9	0,071	0,040						
1,0	0,079	0,055						
1,1	0,087	0,073						
1,2	0,095	0,079	0,046					
1,3	0,103	0,086	0,065					
1,4	0,111	0,097	0,077					
1,5	0,118	0,106	0,088	0,068				
1,6	0,126	0,114	0,099	0,080				
1,7	0,134	0,121	0,112	0,094	0,065			
1,8	0,142	0,133	0,118	0,106	0,081			
1,9	0,150	0,141	0,131	0,118	0,095	0,072		
2,0	0,158	0,148	0,138	0,124	0,110	0,090		
2,1	0,166	0,155	0,145	0,139	0,124	0,105	0,080	
2,2	0,174	0,163	0,156	0,145	0,136	0,121	0,099	0,084
2,3	0,182	0,170	0,163	0,159	0,143	0,136	0,115	0,104
2,4	0,190	0,185	0,170	0,166	0,158	0,142	0,132	0,108
2,5	0,196	0,192	0,185	0,172	0,165	0,155	0,138	0,125
2,6	0,205	0,200	0,192	0,185	0,172	0,161	0,153	0,143
2,7	0,213	0,208	0,200	0,192	0,186	0,178	0,167	0,148
2,8	0,221	0,213	0,207	0,199	0,193	0,185	0,174	0,165
2,9	0,229	0,220	0,215	0,206	0,200	0,191	0,180	0,180
3,0	0,237	0,228	0,222	0,213	0,213	0,206	0,198	0,186
3,2	0,253	0,243	0,237	0,237	0,227	0,221	0,211	0,211
3,4	0,269	0,258	0,262	0,252	0,241	0,241	0,234	0,224
3,6	0,284	0,274	0,277	0,266	0,266	0,256	0,248	0,248
3,8	0,300	0,300	0,293	0,281	0,281	0,270	0,270	0,262
4,0	0,316	0,316	0,308	0,296	0,296	0,296	0,284	0,284

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.						
	−0,8	−0,9	−1,0	−1,1	−1,2	−1,3	−1,4
2,3	0,087						
2,4	0,091						
2,5	0,112	0,095					
2,6	0,130	0,117					
2,7	0,135	0,122	0,103				
2,8	0,154	0,140	0,126	0,106			
2,9	0,171	0,160	0,145	0,130	0,110		
3,0	0,177	0,165	0,150	0,135	0,135	0,114	
3,2	0,198	0,189	0,189	0,176	0,160	0,144	0,122
3,4	0,224	0,211	0,201	0,187	0,180	0,172	0,172
3,6	0,238	0,238	0,223	0,212	0,212	0,198	0,198
3,8	0,262	0,251	0,251	0,236	0,237	0,224	0,209
4,0	0,276	0,276	0,264	0,264	0,249	0,249	0,235

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.						
	−1,5	−1,6	−1,7	−1,8	−1,9	−2,0	−2,2
3,2	0,122						
3,4	0,153	0,129					
3,6	0,182	0,162	0,162	0,137			
3,8	0,209	0,192	0,192	0,171	0,171	0,144	
4,0	0,235	0,220	0,220	0,202	0,202	0,180	0,152

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.							
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8
0,1	0,036	0,042	0,042	0,049	0,048	0,048	0,049	0,049
0,2	0,047	0,060	0,068	0,073	0,077	0,080	0,082	0,084
0,3	0,054	0,068	0,079	0,086	0,093	0,100	0,102	0,106
0,4	0,059	0,074	0,086	0,095	0,102	0,109	0,115	0,120
0,5	0,064	0,080	0,092	0,101	0,110	0,117	0,123	0,129
0,6	0,070	0,085	0,097	0,107	0,116	0,123	0,130	0,136
0,7	0,076	0,090	0,102	0,112	0,121	0,129	0,136	0,143
0,8	0,082	0,096	0,108	0,118	0,126	0,134	0,142	0,149
0,9	0,089	0,101	0,113	0,122	0,131	0,140	0,147	0,154
1,0	0,095	0,108	0,118	0,128	0,137	0,145	0,153	0,159
1,1	0,101	0,114	0,124	0,134	0,142	0,151	0,158	0,165
1,2	0,108	0,121	0,130	0,140	0,148	0,155	0,163	0,170
1,3	0,117	0,126	0,137	0,146	0,154	0,162	0,168	0,175
1,4	0,123	0,133	0,143	0,152	0,160	0,167	0,174	0,181
1,5	0,128	0,140	0,148	0,158	0,165	0,173	0,179	0,187
1,6	0,137	0,147	0,155	0,163	0,171	0,178	0,185	0,189
1,7	0,146	0,152	0,162	0,171	0,179	0,184	0,192	0,199
1,8	0,150	0,162	0,168	0,178	0,184	0,190	0,198	0,203

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.							
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8
1,9	0,159	0,167	0,174	0,184	0,191	0,197	0,203	0,209
2,0	0,167	0,175	0,183	0,191	0,198	0,204	0,211	0,217
2,1	0,175	0,184	0,188	0,196	0,204	0,211	0,214	0,221
2,2	0,184	0,188	0,197	0,202	0,210	0,217	0,221	0,229
2,3	0,192	0,197	0,202	0,211	0,215	0,223	0,227	0,231
2,4	0,195	0,206	0,210	0,215	0,224	0,229	0,237	0,244
2,5	0,203	0,209	0,219	0,224	0,229	0,238	0,243	0,247
2,6	0,211	0,217	0,223	0,233	0,238	0,243	0,248	0,252
2,7	0,219	0,225	0,231	0,237	0,242	0,247	0,257	0,262
2,8	0,228	0,234	0,240	0,246	0,251	0,256	0,262	0,267
2,9	0,236	0,242	0,249	0,254	0,260	0,266	0,266	0,271
3,0	0,244	0,250	0,257	0,257	0,263	0,269	0,275	0,280
3,2	0,260	0,267	0,267	0,274	0,281	0,287	0,287	0,293
3,4	0,276	0,284	0,284	0,291	0,291	0,298	0,305	0,305
3,6	0,293	0,292	0,301	0,308	0,308	0,316	0,316	0,323
3,8	0,302	0,309	0,317	0,326	0,326	0,325	0,333	0,333
4,0	0,317	0,325	0,334	0,343	0,343	0,342	0,342	0,351

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.							
	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6
0,1	0,050	0,050	0,050	0,050	0,051	0,050	0,051	0,051
0,2	0,086	0,088	0,089	0,090	0,091	0,092	0,092	0,093
0,3	0,109	0,112	0,115	0,117	0,119	0,121	0,123	0,124
0,4	0,124	0,135	0,132	0,135	0,138	0,141	0,143	0,146
0,5	0,134	0,139	0,144	0,148	0,152	0,155	0,158	0,161
0,6	0,142	0,148	0,153	0,158	0,161	0,166	0,169	0,173
0,7	0,149	0,154	0,160	0,166	0,170	0,174	0,178	0,182
0,8	0,155	0,161	0,167	0,172	0,177	0,182	0,185	0,190
0,9	0,161	0,166	0,173	0,178	0,183	0,188	0,192	0,196
1,0	0,166	0,168	0,178	0,184	0,188	0,188	0,198	0,203
1,1	0,171	0,177	0,184	0,189	0,194	0,199	0,204	0,208
1,2	0,177	0,182	0,189	0,195	0,200	0,204	0,209	0,214
1,3	0,182	0,188	0,196	0,200	0,206	0,210	0,214	0,219
1,4	0,187	0,194	0,199	0,205	0,210	0,215	0,220	0,225
1,5	0,192	0,199	0,204	0,210	0,216	0,219	0,228	0,230
1,6	0,197	0,203	0,211	0,216	0,221	0,226	0,231	0,236
1,7	0,203	0,210	0,216	0,222	0,228	0,231	0,235	0,240
1,8	0,210	0,215	0,222	0,226	0,233	0,239	0,241	0,245
1,9	0,214	0,222	0,227	0,232	0,236	0,241	0,246	0,252
2,0	0,222	0,228	0,234	0,239	0,244	0,249	0,252	0,256
2,1	0,227	0,234	0,240	0,242	0,248	0,256	0,256	0,261
2,2	0,232	0,238	0,245	0,251	0,254	0,260	0,263	0,268
2,3	0,238	0,246	0,249	0,256	0,259	0,266	0,269	0,274
2,4	0,245	0,253	0,256	0,260	0,267	0,271	0,274	0,280
2,5	0,251	0,259	0,263	0,267	0,271	0,278	0,282	0,285
2,6	0,257	0,265	0,270	0,274	0,278	0,282	0,286	0,289
2,7	0,267	0,271	0,276	0,280	0,284	0,288	0,292	0,297
2,8	0,272	0,276	0,281	0,286	0,290	0,295	0,299	0,303

$0,14 \times (1 + 0,72 \cdot 5,3 \pm$

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.							
	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6
2,9	0,276	0,281	0,286	0,291	0,296	0,301	0,305	0,310
3,0	0,286	0,291	0,296	0,296	0,301	0,306	0,311	0,316
3,2	0,299	0,299	0,305	0,310	0,316	0,322	0,321	0,328
3,4	0,311	0,318	0,324	0,324	0,330	0,330	0,336	0,342
3,6	0,323	0,330	0,337	0,336	0,343	0,343	0,350	0,355
3,8	0,341	0,341	0,348	0,348	0,355	0,362	0,362	0,369
4,0	0,351	0,359	0,358	0,366	0,366	0,374	0,374	0,381

$(u_{2,0}-u_{0,2})$ м/сек.	$(T_{0,2}-T_{2,0})$ град.							
	1,7	1,8	1,9	2,0	2,2	2,5	3,0	4,0
0,1	0,051	0,051	0,051	0,051	0,051	0,053	0,051	0,052
0,2	0,094	0,094	0,095	0,095	0,096	0,097	0,098	0,100
0,3	0,125	0,127	0,128	0,129	0,131	0,133	0,137	0,141
0,4	0,148	0,150	0,152	0,154	0,157	0,161	0,167	0,175
0,5	0,164	0,167	0,172	0,172	0,176	0,182	0,190	0,203
0,6	0,176	0,179	0,183	0,185	0,190	0,198	0,208	0,224
0,7	0,186	0,189	0,193	0,196	0,202	0,211	0,223	0,242
0,8	0,194	0,198	0,202	0,205	0,212	0,221	0,235	0,256
0,9	0,201	0,199	0,208	0,213	0,220	0,230	0,244	0,268
1,0	0,206	0,211	0,215	0,219	0,220	0,238	0,255	0,278
1,1	0,213	0,217	0,220	0,225	0,233	0,245	0,260	0,287
1,2	0,218	0,223	0,227	0,239	0,239	0,251	0,267	0,295
1,3	0,224	0,228	0,232	0,237	0,244	0,256	0,274	0,303
1,4	0,230	0,234	0,238	0,243	0,250	0,263	0,279	0,309
1,5	0,235	0,238	0,244	0,247	0,255	0,268	0,285	0,316
1,6	0,240	0,245	0,249	0,253	0,261	0,272	0,290	0,322
1,7	0,245	0,250	0,253	0,258	0,266	0,279	0,296	0,327
1,8	0,251	0,254	0,260	0,263	0,272	0,283	0,301	0,334
1,9	0,256	0,260	0,264	0,268	0,278	0,289	0,307	0,339
2,0	0,261	0,265	0,270	0,274	0,283	0,294	0,311	0,344
2,1	0,267	0,271	0,272	0,279	0,288	0,299	0,317	0,349
2,2	0,271	0,277	0,282	0,284	0,292	0,304	0,322	0,353
2,3	0,278	0,280	0,286	0,292	0,297	0,310	0,327	0,360
2,4	0,284	0,286	0,293	0,296	0,305	0,316	0,334	0,365
2,5	0,289	0,292	0,299	0,302	0,311	0,320	0,337	0,370
2,6	0,297	0,300	0,304	0,307	0,314	0,327	0,342	0,375
2,7	0,300	0,304	0,308	0,312	0,323	0,333	0,349	0,382
2,8	0,308	0,311	0,316	0,320	0,327	0,338	0,355	0,387
2,9	0,314	0,319	0,323	0,327	0,331	0,343	0,361	0,391
3,0	0,320	0,325	0,325	0,330	0,338	0,350	0,366	0,398
3,2	0,332	0,337	0,337	0,345	0,352	0,361	0,378	0,406
3,4	0,347	0,347	0,353	0,358	0,363	0,374	0,388	0,419
3,6	0,355	0,362	0,368	0,368	0,373	0,385	0,400	0,430
3,8	0,369	0,375	0,375	0,382	5,388	0,394	0,412	0,444
4,0	0,381	0,388	0,388	0,395	0,402	0,408	0,427	0,456

ПОПРАВКИ НА СЕЗОННЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ΔT

$T°$	Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	—1,3	—0,8	0,0	0,5	1,0	1,3	1,4	1,4	1,3
34	—1,3	—0,8	0,0	0,5	1,0	1,3	1,5	1,5	1,4
32	—1,3	—0,7	0,0	0,5	1,0	1,3	1,5	1,6	1,5
30	—1,3	—0,7	0,0	0,5	1,0	1,4	1,7	1,8	1,7
28	—1,3	—0,7	0,1	0,5	0,9	1,4	1,8	1,9	1,8
26	—1,2	—0,6	0,1	0,4	0,9	1,4	1,8	2,1	1,9
24	—1,2	—0,6	0,1	0,5	0,9	1,4	1,9	2,2	1,9
22	—1,1	—0,5	0,2	0,6	1,0	1,4	2,0	2,3	2,0
20	—0,9	—0,2	0,3	0,7	1,1	1,5	2,0	2,4	2,0
18	—0,8	0,0	0,5	0,8	1,2	1,5	2,0	2,5	2,0
16	—0,6	0,2	0,7	1,0	1,3	1,5	2,0	2,3	2,0
14	—0,4	0,3	0,9	1,1	1,4	1,5	2,0	2,3	1,9
12	—0,4	0,6	1,0	1,2	1,4	1,5	1,9	2,2	1,9
10	—0,3	0,8	1,1	1,2	1,4	1,5	1,9	2,0	1,8
8	—0,3	1,0	1,1	1,2	1,4	1,5	1,7	1,8	1,7
6	—0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,5
4	—0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,5	1,5	1,4
2	—0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,5	1,4	1,3
0	—0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,4	1,4	1,3	1,2
—2	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,4	1,4	1,4	1,2	1,1
—4	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,4	1,4	1,2	1,1	0,9
—6	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,4	1,3	1,1	0,9	0,7
—8	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,3	1,2	1,0	0,7	0,4
—10	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,3	1,1	0,7	0,3	0,0
—12	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,2	1,0	0,4	—0,1	—0,5
—14	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,2	0,8	0,2	—0,6	—1,0
—16	—0,3	1,0	1,2	1,3	1,1	0,6	—0,2	—0,9	—1,6
—18	—0,3	1,0	1,2	1,2	1,1	0,4	—0,5	—1,4	—2,1
—20	—0,3	1,0	1,2	1,2	1,0	0,3	—1,0	—2,0	—2,4
—22	—0,3	1,0	1,2	1,2	0,8	0,0	—1,4	—2,4	—2,8
—24	—0,3	1,0	1,2	1,2	0,7	—0,4	—1,9	—2,7	—3,3
—26	—0,3	1,0	1,2	1,1	0,6	—0,8	—2,2	—3,2	—3,8
—28	—0,3	1,0	1,2	1,1	0,3	—1,0	—2,4	—3,7	
—30	—0,3	1,0	1,2	1,1	0,1	—1,4	—2,7	—4,0	
—32	—0,3	1,0	1,1	1,1	0,0	—1,6	—2,8	—4,0	
—34	—0,3	1,0	1,1	1,0	—0,2	—1,8	—2,9	—4,1	
—36	—0,3	1,0	1,1	1,0	—0,4	—2,0	—3,0	—4,2	
—38	—0,3	1,0	1,0	0,8	—0,6	—2,0	—3,0	—4,2	
—40	—0,3	1,0	1,0	0,6	—0,7	—2,1	—3,1	—4,1	

$T°$	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	1,2	1,0	0,4	—0,3	—1,2	—1,6	—1,0	—0,5	—0,3
34	1,3	1,1	0,6	—0,1	—1,0	—1,0	—0,2	0,1	0,2
32	1,5	1,3	1,0	0,6	—0,7	—0,1	0,7	1,0	0,7
30	1,6	1,5	1,4	1,1	1,0	1,1	1,5	1,5	1,0

Приложение VI (продолжение)

$T°$	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
28	1,6	1,6	1,7	1,8	1,8	1,9	2,1	2,0	1,2
26	1,7	1,7	2,0	2,3	2,5	2,5	2,5	2,1	1,2
24	1,8	1,8	2,2	2,6	3,0	3,0	2,6	2,2	1,3
22	1,8	1,9	2,3	2,9	3,3	3,2	2,8	2,2	1,3
20	1,9	1,9	2,3	3,0	3,4	3,5	3,0	2,3	1,3
18	1,9	1,9	2,3	3,1	3,6	3,9	3,3	2,5	1,4
16	1,8	1,9	2,2	3,1	3,7	4,1	3,7	2,7	1,5
14	1,8	1,8	2,1	3,0	3,7	4,3	4,2	2,7	1,5
12	1,7	1,8	2,0	2,9	3,5	4,2	4,4	3,0	1,6
10	1,6	1,7	1,9	2,6	3,3	3,9	4,3	3,5	1,7
8	1,6	1,6	1,8	2,3	3,1	3,5	3,9	3,9	1,6
6	1,5	1,5	1,7	2,0	2,7	3,1	3,3	3,5	1,5
4	1,4	1,4	1,6	1,8	2,2	2,6	2,6	2,9	1,3
2	1,2	1,3	1,4	1,6	1,8	2,0	1,9	2,2	1,0
0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,4	1,4	1,3	1,6	0,4
—2	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	1,0	0,0
—4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,5	0,3	0,5	—0,1
—6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0	0,0	
—8	0,2	0,2	0,1	0,0	—0,1	—0,2			
—10	—0,2	—0,3	—0,3	—0,4	—0,5	—0,6			
—12	—0,7	—0,8	—0,9	—0,9	—1,0	—1,1			
—14	—1,3	—1,4	—1,5	—1,5	—1,5	—1,6			
—16	—1,8	—1,9	—2,0	—2,1	—2,1	—2,1			
—18	—2,3	—2,4	—2,4	—2,5	—2,5	—2,5			
—20	—2,7	—2,8	—2,8	—2,9	—2,9				
—22	—8,1	—3,7	—3,2	—8,3	—3,3				
—24	—3,4	—4,0	—3,7	—3,7	—3,6				
—26	—4,0	—4,0	—4,0	—4,0					
—28									
—30									

$T°$	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	—1,0	—2,4	—2,9	—4,0	—4,8	—4,8	—4,6	—4,0	—3,4
34	—0,5	—2,0	—2,8	—4,0	—5,0	—5,0	—4,6	—3,9	—3,4
32	—0,2	—1,6	—2,7	—3,8	—5,0	—5,3	—4,7	—4,0	—3,5
30	0,0	—1,3	—2,6	—3,7	—5,0	—5,5	—4,9	—4,1	—3,6
28	0,1	—1,2	—2,5	—3,7	—5,0	—5,9	—5,2	—4,4	—3,8
26	0,1	—1,2	—2,6	—3,8	—5,0	—6,3	—5,6	—4,7	—4,0
24	0,2	—1,3	—2,8	—4,0	—5,1	—7,0	—5,9	—5,0	—4,4
22	0,0	—1,5	—3,2	—4,3	—5,5	—7,5	—7,0	—5,6	—4,8
20	0,0	—2,0	—3,6	—4,8	—5,9	—8,3	—8,0	—6,1	—5,4
18	—0,1	—2,5	—4,5	—5,7	—7,0	—9,4	—9,0	—7,1	—6,0
16	—0,4	—3,5	—5,7	—7,0	—8,4	—10,7	—10,5	—8,5	—7,1

Приложение VI (продолжение)

$T°$	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
14	—0,5	—4,2	—6,7	—8,4	—10,0	—12,5	—11,9	—10,4	—8,6
12	—0,7	—4,5	—7,8	—10,0	—12,8	—14,6	—13,9	—12,4	—10,5
10	—0,7	—4,5	—8,4	—11,5	—15,0	—18,0	—16,6	—15,0	—12,5
8	—0,6	—4,5	—8,6	—12,5	—17,2	—21,5	—20,5	—18,0	—15,0
6	—0,6	—4,5	—8,8	—12,8	—18,0	—23,0	—25,3	—22,0	—17,5
4	—0,6	—4,4	—8,7	—13,0	—18,0	—23,7	—28,8	—29,0	—21,5
2	—0,7	—4,3	—8,6	—13,0	—18,0	—23,9	—29,9	—34,0	—26,0
0	—0,8	—4,0	—8,6	—12,5	—17,5	—23,9	—30,0	—37,0	—30,0

$T°$	Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	—3,0	—2,5							
34	—3,0	—2,4							
32	—3,0	—2,5							
30	—3,1	—2,6	—2,0						
28	—3,3	—2,8	—2,2						
26	—3,6	—3,0	—2,4						
24	—3,8	—3,4	—2,7	—2,0					
22	—4,3	—3,7	—3,2	—2,5					
20	—4,8	—4,2	—3,7	—3,1	—2,3				
18	—5,4	—4,8	—4,3	—3,8	—3,0	—2,5			
16	—6,0	—5,4	—4,7	—4,3	—3,7	—3,0	—2,3		
14	—7,2	—5,9	—5,2	—4,7	—4,1	—3,5	—2,7		
12	—8,5	—6,8	—5,7	—5,2	—4,5	—4,0	—3,1	—2,1	—1,3
10	—10,0	—7,8	—6,1	—5,5	—4,8	—4,3	—3,4	—2,7	—1,3
8	—12,0	—9,0	—7,2	—5,8	—5,1	—4,5	—3,7	—2,9	—1,3
6	—14,0	—10,5	—7,9	—6,4	—5,5	—4,7	—4,0	—3,1	—1,3
4	—16,3	—12,5	—9,0	—7,0	—5,7	—5,0	—4,2	—3,2	—1,3
2	—19,5	—14,5	—10,2	—7,7	—6,0	—5,1	—4,3	—3,3	—1,3
0	—23,0	—16,5	—12,0	—8,5	—6,5	—5,4	—4,4	—3,3	—1,3
—2	—26,0	—19,0	—13,7	—9,5	—7,0	—5,5	—4,5	—3,3	—1,3
—4	—29,5	—21,0	—14,7	—10,3	—7,4	—5,6	—4,5	—3,2	—1,3
—6		—23,5	—16,3	—11,0	—7,8	—5,7	—4,5	—3,2	—1,3
—8		—26,0	—18,0	—12,5	—8,0	—5,8	—4,5	—3,0	—1,3
—10		—28,0	—19,5	—13,5	—8,6	—6,0	—4,5	—2,8	—1,3
—12		—30,0	—20,5	—14,0	—9,2	—6,1	—4,5	—2,6	—1,2
—14			—21,5	—14,5	—9,7	—6,5	—4,6	—2,3	—1,2
—16			—22,5	—15,0	—10,0	—6,8	—4,6	—2,0	—1,2
—18			—23,0	—15,5	—10,5	—7,0	—4,7	—2,0	—1,2
—20			—23,5	—16,0	—11,0	—7,3	—4,7	—2,0	—1,2
—22			—24,0	—17,0	—11,5	—7,5	—4,8	—2,0	—1,2
—24			—25,0	—17,5	—12,0	—8,0	—5,0	—2,1	—1,2
—26			—25,5	—18,5	—12,5	—8,0	—5,0	—2,2	—1,3
—28			—26,5	—19,5	—12,5	—8,4	—5,3	—2,5	—1,3
—30			—27,0	—20,0	—13,0	—8,5	—5,5	—2,7	—1,4
—32			—27,5	—20,5	—13,5	—8,8	—5,5	—3,0	—1,5
—34			—28,0	—21,0	—14,0	—9,0	—5,7	—3,0	—1,5
—36			—28,5	—21,5	—14,5	—9,3	—6,0	—3,0	—1,5
—38			—29,0	—22,0	—14,5	—9,3	—6,0	—3,1	—1,5
—40			—29,5	—22,5	—14,5	—9,5	—6,0	—3,3	—1,5

ПОПРАВКИ НА СЕЗОННЫЙ ХОД ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА Δe

$T°$	Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
28								1,6	1,7
26						1,3	1,4	1,5	1,6
24	—0,7				1,1	1,2	1,4	1,4	1,5
22	—0,6	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,3	1,4	1,4
20	—0,5	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,3	1,3	1,3
18	—0,5	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2
16	—0,4	0,0	0,4	0,8	1,0	1,1	1,2	1,1	1,1
14	—0,3	0,1	0,4	0,7	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0
12	—0,3	0,1	0,4	0,7	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9
10	—0,3	0,1	0,4	0,6	0,8	0,9	0,9	0,8	0,8
8	—0,2	0,1	0,4	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
6	—0,2	0,2	0,4	0,5	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6
4	—0,1	0,2	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5
2	—0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4
0	—0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3
—2	0,0	0,2	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,2
—4	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2
—6	0,0	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1
—8	0,0	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,0
—10	0,0	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0
—12	0,0	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,0	
—14	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1		
—16	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0		
—18	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0		
—20	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0			
—22	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0			
—24	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0			
—26	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0			
—28	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0				
—30	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0				
—32	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0				
—34	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0				
—36	0,1	0,1	0,1	0,0					
—38	0,1	0,1	0,0	0,0					
—40	0,1	0,0	0,0	0,0					

$T°$	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35							—0,8	—2,0	—2,0
34						0,2	—0,5	—1,7	—1,8
32				1,6	0,9	0,3	—0,4	—1,5	—1,0
30	2,0	2,5	3,0	1,8	1,3	0,6	—0,2	—1,2	—0,9
28	1,9	2,3	3,5	2,3	1,6	0,8	—0,1	—0,8	—0,7
26	1,8	1,9	3,1	3,5	1,8	1,2	0,4	—0,4	—0,6

T°	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
24	1,7	1,8	2,4	4,0	3,0	1,7	0,8	—0,1	—0,5
22	1,5	1,6	2,0	3,3	4,0	2,6	1,4	0,0	—0,3
20	1,4	1,4	1,8	2,6	4,0	3,6	2,0	0,7	—0,4
18	1,2	1,3	1,6	2,2	3,4	4,0	2,9	1,4	—0,3
16	1,1	1,2	1,5	1,9	3,0	4,0	3,5	2,0	—0,1
14	0,9	1,0	1,3	1,8	2,5	3,4	3,6	2,7	0,2
12	0,8	0,9	1,1	1,6	2,1	2,9	3,3	3,1	0,7
10	0,8	0,8	1,0	1,3	1,8	2,3	2,7	2,6	0,7
8	0,7	0,8	0,8	1,0	1,5	1,7	1,9	1,7	0,3
6	0,6	0,7	0,7	0,8	1,0	1,1	1,1	0,8	—0,2
4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,5	0,3	0,0	
2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,0			
0	0,3	0,3	0,3	0,1	0,0				
—2	0,2	0,2	0,1	0,0					
—4	0,1	0,1	0,0						
—6	0,1	0,0							
—8	0,0								

T°	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	—0,4	0,5	1,0	—0,5					
34	—0,6	0,6	0,9	—0,5	—1,2				
32	—0,3	0,6	0,5	—0,6	—1,3	—1,9	—1,9	—1,3	
30	—0,3	0,5	0,3	—0,6	—1,4	—2,1	—2,0	—1,5	—1,1
28	—0,3	0,3	0,1	—0,7	—1,7	—2,3	—2,0	—1,7	—1,3
26	—0,4	0,0	—0,2	—1,0	—2,0	—2,5	—2,2	—1,8	—1,5
24	—0,5	—0,7	—0,7	—1,4	—2,3	—2,7	—2,4	—2,0	—1,7
22	—0,6	—0,2	—1,3	—2,0	—2,7	—3,0	—2,6	—2,2	—1,8
20	—1,0	—1,4	—1,9	—2,7	—3,2	—3,4	—2,9	—2,4	—2,0
18	—1,4	—2,0	—2,8	—3,5	—3,9	—3,8	—3,2	—2,6	—2,2
16	—1,8	—3,0	—3,9	—4,4	—4,6	—4,3	—3,6	—2,9	—2,5
14	—2,3	—4,2	—5,0	—5,4	—5,4	—4,8	—4,0	—3,3	—2,8
12	—2,4	—5,0	—6,1	—6,4	—6,2	—5,3	—4,5	—3,8	—3,2
10	—2,5	—5,6	—6,8	—7,8	—7,2	—6,0	—5,1	—4,3	—3,7
8	—2,6	—5,7	—7,2	—8,2	—8,2	—6,9	—5,7	—4,9	—4,3
6	—2,7	—5,7	—7,3	—8,5	—9,0	—7,7	—6,4	—5,4	—4,7
4						—8,1	—7,0	—5,9	—5,0
2							—7,3	—5,9	—4,8
0								—5,7	—4,6
—2								—5,3	—4,3
—4								—4,9	—4,0
—6								—4,5	—3,7
—8								—4,0	—3,4
—10								—3,7	—3,2
—12								—3,5	—2,7

Приложение VII (продолжение)

T°	Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
28	—1,0	—1,1							
26	—1,2	—1,2	—1,6						
24	—1,4	—1,3	—1,7	—2,1					—2,0
22	—1,5	—1,5	—1,7	—2,1	—2,4	—2,5	—2,4	—2,1	—2,0
20	—1,7	—1,6	—1,8	—2,2	—2,5	—2,5	—2,3	—2,0	—1,9
18	—1,8	—1,9	—1,9	—2,2	—2,6	—2,5	—2,2	—1,9	—1,8
16	—2,0	—2,0	—1,9	—2,3	—2,6	—2,5	—2,0	—1,8	—1,7
14	—2,3	—2,4	—2,2	—2,5	—2,7	—2,2	—1,9	—1,8	—1,7
12	—2,7	—2,8	—2,5	—2,8	—2,6	—2,0	—1,8	—1,6	—1,5
10	—3,2	—3,3	—2,9	—2,9	—2,4	—1,9	—1,7	—1,5	—1,4
8	—3,6	—3,6	—3,0	—2,8	—2,1	—1,8	—1,5	—1,4	—1,2
6	—4,2	—3,6	—3,1	—2,5	—1,9	—1,7	—1,4	—1,2	—1,0
4	—4,3	—3,3	—2,9	—2,3	—1,8	—1,5	—1,3	—1,0	—0,8
2	—4,1	—3,0	—2,6	—2,1	—1,7	—1,4	—1,1	—0,8	—0,6
0	—3,8	—2,8	—2,4	—1,9	—1,6	—1,3	—1,0	—0,7	—0,5
—2	—3,5	—2,6	—2,3	—1,8	—1,5	—1,2	—0,9	—0,6	—0,4
—4	—3,3	—2,4	—2,0	—1,7	—1,4	—1,1	—0,8	—0,5	—0,3
—6	—3,0	—2,3	—1,9	—1,6	—1,3	—1,0	—0,7	—0,5	—0,3
—8	—2,7	—2,0	—1,8	—1,5	—1,2	—0,9	—0,6	—0,4	—0,2
—10	—2,6	—1,9	—1,7	—1,4	—1,1	—0,8	—0,6	—0,3	—0,2
—12	—2,4	—1,8	—1,6	—1,3	—1,0	—0,7	—0,5	—0,3	—0,1
—14	—2,2	—1,7	—1,5	—1,2	—0,9	—0,7	—0,4	—0,2	—0,1
—16	—2,0	—1,6	—1,4	—1,1	—0,8	—0,6	—0,4	—0,2	—0,1
—18	—1,9	—1,5	—1,3	—1,0	—0,8	—0,5	—0,3	—0,1	—0,1
—20	—1,8	—1,4	—1,2	—1,0	—0,7	—0,4	—0,3	—0,1	0,0
—22	—1,6	—1,4	—1,1	—0,9	—0,6	—0,4	—0,2	—0,1	0,0
—24				—0,8	—0,6	—0,3	—0,2	—0,1	0,0
—26				—0,7	—0,5	—0,3	—0,1	—0,1	0,0
—28				—0,7	—0,4	—0,2	—0,1	0,0	0,0
—30				—0,6	—0,4	—0,2	—0,1	0,0	0,0
—32				—0,5	—0,3	—0,1	—0,1	0,0	0,0
—34				—0,4	—0,2	—0,1	—0,1	0,0	0,0
—36				—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,0	0,0
—38					—0,2	—0,1	0,0	0,0	0,0
—40					—0,2	—0,1	0,0	0,0	0,0

ПРИЛОЖЕНИЕ VIII

ПОПРАВКА НА СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА δT

$T°$	1^{00}	7^{00}	13^{00}	19^{00}
35	—1,0	2,4	—0,2	—6,2
34	—1,0	2,4	—0,2	—6,0
32	—1,0	2,4	—0,2	—5,8
30	—1,0	2,4	—0,2	—5,5
28	—1,0	2,4	0,0	—5,2
26	—1,0	2,4	0,0	—4,9
24	—1,0	2,2	0,0	—4,7
22	—0,9	2,0	0,0	—4,4
20	—0,8	1,8	0,1	—4,1
18	—0,8	1,6	0,1	—3,9
16	—0,7	1,4	0,1	—3,6
14	—0,6	1,2	0,1	—3,3
12	—0,6	1,1	0,2	—3,0
10	—0,6	1,0	0,2	—2,7
8	—0,5	0,8	0,2	—2,4
6	—0,5	0,6	0,2	—2,0
4	—0,4	0,5	0,2	—1,8
2	—0,4	0,4	0,2	—1,6
0	—0,3	0,3	0,2	—1,3
—2	—0,3	0,2	0,2	—1,1
—4	—0,3	0,2	0,2	—1,0
—6	—0,2	0,1	0,1	—0,9
—8	—0,2	0,1	0,1	—0,9
—10	—0,2	0,1	0,1	—0,8
—12	—0,2	0,1	0,0	—0,8
—14	—0,2	0,1	0,0	—0,8
—16	—0,1	0,1	0,0	—0,7
—18	—0,1	0,1	0,0	—0,7
—20	0,0	0,1	0,0	—0,6
—22	0,0	0,1	0,0	—0,6
—24	0,0	0,1	0,0	—0,6
—26	0,0	0,1	0,0	—0,6
—28	0,0	0,1	0,0	—0,5
—30	0,0	0,1	0,0	—0,5
—32	0,0	0,2	0,0	—0,5
—34	0,0	0,2	0,0	—0,5
—36	0,0	0,3	0,0	—0,5
—38	0,0	0,3	0,0	—0,5
—40	0,0	0,4	0,0	—0,5

ПРИЛОЖЕНИЕ IX

ПОПРАВКИ НА СУТОЧНЫЙ ХОД ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА δe

$T°$	1^{00}	7^{00}	13^{00}	19^{00}
35	0,02	—0,05	0,06	—1,0
34	0,02	—0,05	0,06	—1,0
32	0,01	—0,05	0,06	—1,0
30	0,01	—0,05	0,06	—0,9
28	0,01	—0,05	0,06	—0,9
26	0,01	—0,05	0,06	—0,8
24	0,01	—0,05	0,06	—0,7
22	0,01	—0,05	0,06	—0,7
20	0,01	—0,04	0,06	—0,6
18	0,01	—0,04	0,06	—0,5
16	0,01	—0,04	0,06	—0,5
14	0,01	—0,03	0,05	—0,4
12	0,01	—0,03	0,05	—0,4
10	0,01	—0,03	0,05	—0,3
8	0,01	—0,02	0,05	—0,3
6	0,01	—0,02	0,04	—0,2
4	0,01	—0,02	0,04	—0,2
2	0,01	—0,02	0,04	—0,2
0	0,01	—0,01	0,04	—0,1
—2	0,01	—0,01	0,04	—0,1
—4	0,01	—0,01	0,03	—0,1
—6	0,01	—0,01	0,03	—0,1
—8	0,01	—0,01	0,02	0,0
—10	0,01	—0,01	0,02	0,0
—12	0,01	—0,00	0,02	0,0
—14	0,01	—0,00	0,02	0,0
—16	0,00	—0,00	0,02	0,0
—18	0,00	—0,00	0,02	0,0
—20	0,00	—0,00	0,02	0,0
—22	0,00	—0,00	0,02	0,0
—24	0,00	0,00	0,02	0,0
—26	0,00	0,00	0,02	0,0
—28	0,00	0,01	0,01	0,0
—30	0,00	0,01	0,01	0,0
—32	0,00	0,01	0,01	0,0
—34	0,00	0,02	0,01	0,0
—36	0,00	0,02	0,01	0,0
—38	0,00	0,02	0,00	0,0
—40	0,00	0,02	0,00	0,0

ПРИЛОЖЕНИЕ X

ВЕЛИЧИНЫ ИСПАРЕНИЯ (мм/сут.) С ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ И СНЕГА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИСПРАВЛЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА (В ТЕХ СЛУЧАЯХ, КОГДА ИСПАРЕНИЕ ДАЕТСЯ ДЛЯ ОБОИХ ВИДОВ ПОВЕРХНОСТИ, ВЕЛИЧИНА ИСПАРЕНИЯ СО СНЕГА ПРИВОДИТСЯ В НИЖНЕЙ СТРОКЕ)

e мб	*T*°							
	−30	−29	−28	−27	−26	−25	−24	−23
1	−0,1	−0,1	−0,1	−0,1	−0,1	0	0	0
2	−0,3	−0,3	−0,3	−0,3	−0,3	−0,2	−0,2	−0,2
3	−0,5	−0,5	−0,5	−0,5	−0,5	−0,5	−0,4	−0,4

e мб	*T*°							
	−22	−21	−20	−19	−18	−17	−16	−15
1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
2	−0,2	−0,1	−0,1	−0,1	−0,1	0	0	0,5
3	−0,4	−0,4	−0,4	−0,3	−0,3	−0,2	−0,2	0 0,5
4					−0,5	−0,5	−0,4	−0,2 0,5
								−0,4

e мб	*T*°							
	−14	−13	−12	−11	−10	−9	−8	−7
1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	0,5
						0,2	0,2	0,3
2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3
3	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8
	−0,1	−0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2
4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9
	−0,4	−0,3	−0,3	−0,2	−0,2	−0,2	−0,1	0,0
5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9
		−0,5	−0,5	−0,4	−0,4	−0,4	−0,3	−0,3
6		0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
						−0,5	−0,5	−0,4
7			0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
8					0,5	0,6	0,7	0,8

Приложение X (продолжение)

e мб	*T*°							
	−6	−5	−4	−3	−2	−1	0	1
1	0,5 0,3	0,5 0,3	0,5 0,3	0,5 0,3	0,5 0,3	0,5	0,5	0,5
2	0,6 0,3	0,7 0,3	0,7 0,4	0,7 0,4	0,7 0,4	0,7 0,4	0,7 0,4	0,7 0,5
3	0,8 0,2	0,8 0,3	0,8 0,3	0,9 0,4	0,9 0,4	0,9 0,4	0,9 0,4	0,9 0,4
4	0,9 0,1	1,0 0,1	1,0 0,2	1,0 0,3	1,1 0,3	1,1 0,4	1,1 0,4	1,1 0,5
5	1,0 −0,2	1,0 −0,1	1,1 0,0	1,1 0,1	1,2 0,2	1,2 0,3	1,2 0,4	1,3 0,5
6	1,0 −0,4	1,1 −0,3	1,1 −0,2	1,2 −0,1	1,2 0,0	1,3 0,1	1,4 0,2	1,4 0,3
7	1,0 −0,5	1,0 −0,4	1,1 −0,4	1,2 −0,3	1,3 −0,2	1,3 −0,1	1,4 0,0	1,5 0,2
8	0,9	1,0	1,0	1,1 −0,5	1,2 −0,4	1,3 −0,3	1,4 −0,2	1,5 0,0
9			1,0	1,0	1,1 −0,5	1,2 −0,4	1,4 −0,3	1,5 −0,2
10				1,0	1,1	1,2 −0,5	1,3 −0,4	1,4 −0,2
11					1,0	1,1	1,2	1,3

e мб	*T*°							
	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
2	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
3	0,9 0,4	0,9 0,4	0,9 0,4	0,9 0,4	0,9 0,4	0,0 0,3	0,9 0,3	0,9

e мб	*T*°							
	2	3	4	5	6	7	8	9
4	1,1 0,5	1,2 0,5	1,2 0,5	1,2 0,5	1,1 0,5	1,1 0,5	1,1 0,4	1,1 0,4
5	1,3 0,5	1,3 0,5	1,3 0,5	1,3 0,5	1,3 0,5	1,3 0,5	1,3 0,5	1,3
6	1,4 0,4	1,5 0,5	1,5 0,5	1,5 0,5	1,5 0,5	1,5 0,5	1,5	1,5
7	1,5 0,3	1,6 0,4	1,6 0,5	1,7 0,5	1,7 0,5	1,7	1,7	1,7
8	1,6 0,1	1,7 0,2	1,7 0,3	1,8 0,4	1,8 0,5	1,9	1,9	1,9
9	1,5 —0,1	1,6 0,0	0,7 0,1	1,8 0,2	1,9	2,0	2,0	2,0
10	1,5 0,0	1,6 0,1	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,2
11	1,4	1,5	1,6	1,8	1,9	2,0	2,1	2,1
12		1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1
13								2,0

e мб	*T*°							
	10	11	12	13	14	15	16	17
1	0,5							
2	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5
3	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
4	1,1 0,4	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8
5	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0
6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4
8	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6
9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	1,9	1,8
10	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1	2,0	2,0
11	2,2	2,3	2,4	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2
12	2,2	2,3	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4
13	2,2	2,3	2,4	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6

e мб	*T*°							
	10	11	12	13	14	15	16	17
14		2,1	2,2	2,3	2,5	2,6	2,7	2,8
15					2,4	2,5	2,6	2,7
16								2,7
17								2,8
18								2,8
19								2,9
20								2,9

e мб	*T*°							
	18	19	20	21	22	23	24	25
3	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5			
4	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5
5	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6
6	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8
7	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9
8	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1
9	1,7	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2
10	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4
11	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5
12	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7
13	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	2,0	1,9
14	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,0
15	2,9	2,9	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4	2,2
16	3,0	3,0	3,0	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4
17	3,0	3,1	3,1	3,1	3,0	2,9	2,8	2,7
18	3,0	3,1	3,2	3,2	3,2	3,1	3,0	2,9
19		3,1	3,2	3,3	3,3	3,3	3,2	3,1
20			3,2	3,3	3,4	3,4	3,4	3,4
21					3,4	3,5	3,6	3,6
22						3,5	3,7	3,7

e мб	*T*°							
	18	19	20	21	22	23	24	25
23						3,5	3,7	3,8
24							3,7	3,8
25								3,8

e мб	*T*°									
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
5	0,6	0,6	0,5							
6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5				
7	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5		
8	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5
9	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6
10	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7
11	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9	0,8
12	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9
13	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0
14	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
15	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3
16	2,3	2,2	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4
17	2,5	2,4	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5
18	2,8	2,6	2,5	2,3	2,2	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6
19	3,0	2,8	2,7	2,5	2,4	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8
20	3,2	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,3	2,1	2,0	1,9
21	3,5	3,4	3,2	3,0	2,9	2,7	2,5	2,3	2,2	2,0
22	3,7	3,6	3,5	3,3	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2
23	3,9	3,9	3,8	3,6	3,4	3,2	3,0	2,8	2,6	2,4
24	4,0	4,0	4,1	3,9	3,8	3,6	3,4	3,1	2,9	2,7
25	4,0	4,1	4,2	4,2	4,1	3,9	3,7	3,5	3,2	3,0
26	4,0	4,1	4,3	4,5	4,4	4,3	4,1	3,8	3,6	3,4
27	4,0	4,1	4,3	4,5	4,7	4,6	4,5	4,2	4,0	4,0
28			4,3	4,5	4,7	4,9	4,8	4,6	4,4	

e мб	*T*°												
	−15	−14	−13	−12	−11	−10	−9	−8	−7	−6	−5	−4	−3
4	160	160	160	160	160	160	160	160	150	145	140	130	120
5								260	255	250	245	240	230
6											340	340	335
7												430	430
8													
9													
10													
11													
12													
13													
14													
15													
16													

e мб	*T*°									
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
7	170	140	110							
8	260	225	190	160	130	100				
9	360	320	280	245	215	180	150	120		
10	445	405	370	340	300	265	230	195	155	130
11	525	490	450	415	380	345	305	275	230	195
12	620	580	540	500	455	415	380	340	300	260
13	700	660	620	580	540	500	460	410	370	340
14	800	750	700	660	610	570	530	485	440	400
15	890	835	785	740	695	645	600	560	510	465
16	1000	935	875	820	770	720	675	630	590	545
17	1100	1040	980	915	850	800	750	700	660	610
18			1100	1020	950	895	830	780	730	680
19					1100	1010	930	860	800	740
20						1100	1035	960	895	820
21								1100	1000	910
22									1100	1030
23										
24										

E мм/год С ПОВЕРХНОСТИ СУШИ

T°													
−2	−1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
115	105	100											
220	210	200	185	175	160	150	135	120	100				
330	325	315	300	290	270	255	240	225	200	175	150	125	100
430	430	425	415	400	380	360	340	320	300	275	250	225	200
	550	540	530	520	500	480	455	430	405	380	355	330	295
		660	655	640	620	600	570	540	515	485	455	430	400
				760	730	700	675	650	620	590	550	510	475
						820	790	750	700	670	645	600	560
							900	855	805	760	730	695	655
							1000	960	920	875	825	785	745
								1100	1040	980	930	880	840
										1100	1050	995	940
												1100	1050

T°												
22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
155	125										
220	190	150	120								
300	260	220	180	140	100						
360	320	280	240	200	160	130					
425	380	340	300	260	220	175	140	105			
490	445	400	360	320	275	230	190	160	120		
560	505	465	425	375	330	285	240	200	165		
630	575	525	480	440	390	340	295	250	205		
695	640	580	530	490	440	400	350	300	260	220	
760	700	650	595	540	500	450	400	350	300	265	220
850	780	705	650	600	550	500	450	400	355	310	270
940	860	790	720	660	600	550	500	450	400	360	320
1100	970	880	800	730	660	600	550	505	460	410	360
	1100	1000	900	800	730	670	610	560	510	460	410

ПРИЛОЖЕНИЕ XII

ПОПРАВКИ НА СЕЗОННЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА $\Delta T_в$, ВНОСИМЫЕ ПРИ РАСЧЕТЕ ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Температура воздуха, град.	Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
—5	—0,3	—0,3	—0,2	0,2	0,5	0,8	0,9	1,0	0,9	0,6	0,3	0,0	—0,3	—0,5	—0,8			
—4	—0,2	—0,2	—0,2	0,0	0,3	0,6	0,8	1,0	1,0	0,8	0,5	0,2	—0,1	—0,4	—0,6			
—3	—0,2	—0,2	—0,2	—0,1	0,1	0,4	0,7	1,0	1,1	1,0	0,7	0,4	0,1	0,2	—0,5			
—2	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,0	0,2	0,5	0,9	1,1	1,3	0,9	0,5	0,3	0,0	—0,3			
—1	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,2	0,4	0,7	1,0	1,4	1,0	0,6	0,3	0,1	—0,2			
0	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,1	0,3	0,5	0,8	1,2	1,2	0,8	0,5	0,2	0,0			
1	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,1	0,3	0,4	0,7	1,0	1,5	1,0	0,5	0,3	—0,2			
2	0,0	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,1	0,2	0,4	0,6	0,9	1,2	1,0	0,7	0,3	0,1			
3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,1	0,8	0,4	0,2			
4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	0,9	1,0	0,8	0,5	0,3			
5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	0,9	0,9	0,8	0,6	0,3			
6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8	0,9	0,9	0,9	0,7	0,3			
7	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,6	0,7	0,9	1,0	1,0	0,9	0,7	0,4			
8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8	1,0	1,2	1,2	1,0	0,7	0,4			

9	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,7	0,9	1,1	1,4	1,4	1,2	0,8	0,5	0,2	—0,2	—0,3
10	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	1,3	1,6	1,7	1,3	0,8	0,5	0,2	—0,1	—0,3
11	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	1,3	1,6	1,7	1,4	0,9	0,5	0,2	—0,1	—0,3
12	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	1,1	1,3	1,5	1,6	1,4	1,0	0,5	0,2	0,0	—0,2
13	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,7	0,9	1,1	1,3	1,5	1,5	1,4	1,0	0,6	0,2	0,0	—0,2
14	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,5	1,4	1,0	0,6	0,3	0,0	—0,1
15	0,5	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,2	1,4	1,4	1,3	0,9	0,7	0,3	0,1	—0,1
16	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,3	1,3	1,2	0,9	0,7	0,4	0,1	0,0
17	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,0	0,9	0,7	0,4	0,2	0,1
18							0,7	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,7	0,5	0,3	0,1
19										0,9	1,0	1,0	0,9	0,8	0,7	0,5	0,3	0,1
20													0,9	0,8	0,7	0,5	0,3	0,2
21													0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,2
22													0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,2
23													0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,2
24													0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,2
25													0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,3
26													0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
27													0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
28													0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
29													0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
30													0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3

Приложение XII (продолжение)

Температура воздуха, град.	Июль			Август			Сентябрь			Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
—5							—0,6	—0,3	—0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	—0,1	—0,2	—0,2	—0,3	—0,4
—4							—0,5	—0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0	—0,1	—0,2	—0,2
—3							—0,4	—0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0	—0,1	—0,1
—2							—0,3	0,0	0,3	0,5	0,7	0,7	0,7	0,5	0,3	0,1	0,0	0,0
—1							—0,2	0,1	0,5	0,9	1,1	1,0	0,9	0,7	0,4	0,2	0,1	0,0
0							—0,2	0,2	0,8	1,3	1,7	1,6	1,2	0,8	0,5	0,3	0,1	0,0
1							—0,1	0,2	0,9	1,5	2,2	2,0	1,5	1,0	0,6	0,4	0,2	0,0
2							—0,1	0,3	0,9	1,7	2,8	2,5	1,7	1,3	0,7	0,4	0,2	0,1
3							—0,1	0,3	0,9	1,7	3,4	3,0	1,8	1,2	0,7	0,4	0,2	0,1
4							—0,1	0,3	0,9	1,5	3,6	3,0	1,8	1,1	0,7	0,4	0,2	0,1
5							0,0	0,3	0,8	1,3	3,0	2,8	1,7	1,1	0,7	0,4	0,2	0,1
6							0,0	0,3	0,8	1,4	2,2	2,2	1,5	1,0	0,7	0,5	0,3	0,2
7							0,0	0,3	0,7	1,3	1,8	1,8	1,4	1,0	0,7	0,5	0,3	0,2
8							0,1	0,3	0,7	1,2	1,6	1,6	1,3	0,9	0,7	0,5	0,3	0,2

9	—0,5	—0,5	—0,5	—0,5	—0,4	—0.2	0,1	0,4	0,8	1,2	1,4	1,4	1,1	0,9	0,7	0,5	0,4	0,3
10	—0,4	—0,4	—0,4	—0,4	—0,3	—0,1	0,1	0,4	0,9	1,3	1,4	1,4	1,3	0,9	0,7	0,6	0,4	0,3
11	—0,4	—0,4	—0,4	—0,3	—0,3	—0,1	0,2	0,5	1,0	1,3	1,3	1,3	1,2	1,0	0,8	0,6	0,5	0,4
12	—0,3	—0,3	—0,3	—0,3	—0,2	0,0	0,3	0,7	1,1	1,3	1,3	1,3	1,2	1,0	0,8	0,6	0,5	0,4
13	—0,2	—0,3	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,3	1,3	1,2	1,1	0,8	0,7	0,5	0,4
14	—0,2	—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	0,1	0,5	0,9	1,1	1,2	1,3	1,3	1,2	1,2	0,9	0,7	0,6	0,5
15	—0,1	—0,2	—0,2	—0,3	0,0	0,2	0,6	1,0	1,1	1,2	1,3	1,3	1,2	1,2	1,0	0,7	0,6	0,5
16	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,2	0,7	1,0	1,1	1,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,0	0,8	0,7	0,5
17	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,7	1,0	1,1	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	0,9	0,7	0,6
18	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,7	1,0	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0	0,8	0,6
19	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,7	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,7
20	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,7	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,8
21	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,6	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8
22	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,8	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9
23	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,7	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9
24	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0			
25	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,7	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0			
26	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,9	1,0						
27	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,8	0,8						
28	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7						
29	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6						
30	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5						

ПРИЛОЖЕНИЕ XIII

ПОПРАВКИ НА СЕЗОННЫЙ ХОД ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА $\Delta e_в$, ВНОСИМЫЕ ПРИ РАСЧЕТЕ ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Температура воздуха, град.	Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
—5	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,0	0,0										
—4	—0,2	—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,0									
—3	—0,2	—0,2	—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,2									
—2	—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	0,0	0,2									
—1	—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	—0,1	0,0	0,2									
0	—0,6	—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,1	0,4								
1	—0,8	—0,7	—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,3	0,5							
2	—0,9	—0,8	—0,7	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,3	0,6	0,8						
3	—1,0	—0,9	—0,8	—0,6	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,2	0,5	0,8	1,0					
4	—1,2	—1,0	—0,8	—0,7	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,3	0,6	1,0					
5	—1,3	—1,1	—0,8	—0,7	—0,6	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	0,0	0,3	0,6	1,0					
6	—1,3	—1,1	—1,0	—0,8	—0,6	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,1	0,5	1,0					
7		—1,2	—1,0	—0,8	—0,7	—0,6	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,4	0,8				
8		—1,2	—1,0	—0,8	—0,7	—0,6	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,1	0,6	1,0				

9			—1,0	—0,8	—0,7	—0,6	—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	—0,0	0,5	1,0					
10			—1,0	—0,9	—0,8	—0,6	—0,6	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,1	0,7					
11			—1,0	—0,9	—0,8	—0,6	—0,6	—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	0,0	0,5	1,0				
12			—1,0	—0,9	—0,8	—0,6	—0,6	—0,5	—0,5	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,1	0,7	1,1			
13			—1,0	—0,9	—0,8	—0,7	—0,6	—0,5	—0,5	—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	0,0	0,5	1,0			
14							—0,6	—0,5	—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	—0,1	0,2	0,6	1,0	1,1	
15									—0,5	—0,4	—0,4	—0,3	—0,2	—0,2	0,0	0,4	0,8	1,0	
16										—0,4	—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	—0,1	0,0	0,4	0,7	
17										—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	—0,2	—0,0	0,1	0,2	0,5	
18										—0,4	—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	—0,2	0,1	0,0	0,2	
19										—0,4	—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	—0,1	—0,1	0,0	0,1	
20													—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	
21													—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	
22													—0,2	—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	
23													—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	0,0	0,0	
24													—0,2	—0,1	—0,1	0,0	0,0	0,0	
25													—0,1	—0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	
26													—0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	
27																0,1	0,2	0,2	
28																0,2	0,2	0,3	
29																0,3	0,3	0,4	
30																0,3	0,4	0,4	

Приложение XIII (продолжение)

Температура воздуха, град.	Июль			Август			Сентябрь			Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
—5							1,1	0,8	0,3	0,0	—0,1	—0,1	—0,2	—0,2	—0,2	—0,2	—0,2	—0,2
—4								1,0	0,4	0,0	—0,1	—0,2	—0,2	—0,2	—0,2	—0,3	—0,3	—0,3
—3								1,0	0,5	0,0	—0,1	—0,2	—0,2	—0,2	—0,3	—0,3	—0,3	—0,3
—2								1,0	0,5	0,0	—0,1	—0,2	—0,2	—0,3	—0,3	—0,4	—0,4	—0,4
—1								1,1	0,6	0,0	—0,1	—0,2	—0,3	—0,3	—0,4	—0,5	—0,5	—0,5
0								1,1	0,7	0,0	—0,1	—0,2	—0,3	—0,4	—0,5	—0,6	—0,7	—0,7
1									0,8	0,0	—0,2	—0,3	—0,4	—0,5	—0,6	—0,8	—0,8	—0,8
2									0,8	0,0	—0,2	—0,3	—0,4	—0,6	—0,8	—0,9	—1,0	—1,0
3									0,7	0,0	—0,2	—0,4	—0,5	—0,8	—0,9	—1,0	—1,2	—1,1
4									0,5	—0,1	—0,3	—0,5	—0,7	—0,9	—1,0	—1,2	—1,3	—1,3
5								1,0	0,4	—0,1	—0,4	—0,6	—0,8	—1,0	—1,2	—1,4	—1,4	
6								1,0	0,0	—0,2	—0,5	—0,7	—0,9	—1,1	—1,3			
7								0,8	0,0	—0,4	—0,6	—0,8	—1,0	—1,2				
8							1,0	0,4	—0,2	—0,5	—0,7	—0,9	—1,1					

| | | |

ПРИЛОЖЕНИЕ XIV

ИСПАРЕНИЕ (мм/сут.) С ПОВЕРХНОСТИ ВОДНОИСПАРИТЕЛЬНОГО БАССЕЙНА ПЛОЩАДЬЮ 20 м² В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИСПРАВЛЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ $\Delta T_в$ И ВЛАЖНОСТИ $\Delta e_в$ ВОЗДУХА

$T°$	e мб																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
—5	1,0	0,8	0,5	0,2														
—4	1,1	0,9	0,3	0,0														
—3	1,2	1,0	0,7	0,4	0,1													
—2	1,4	1,1	0,9	0,5	0,2	0,0												
—1	1,6	1,3	1,0	0,7	0,4	0,0												
0	1,8	1,5	1,2	0,9	0,5	0,2												
1	2,0	1,6	1,4	1,0	0,7	0,4	0,0											
2	2,1	1,9	1,6	1,2	0,9	0,6	0,2	0,0										
3	2,3	2,1	1,8	1,4	1,1	0,8	0,4	0,1										
4		2,3	2,0	1,6	1,3	1,0	0,6	0,4	0,0									
5		2,5	2,2	1,9	1,6	1,2	0,9	0,6	0,3	0,1								
6		2,7	2,4	2,1	1,8	1,4	1,1	0,9	0,6	0,4	0,2	0,0						
7		3,0	2,7	2,4	2,0	1,7	1,4	1,2	0,9	0,7	0,5	0,3	0,0					
8			3,0	2,7	2,4	2,0	1,7	1,5	1,2	1,0	0,8	0,6	0,3	0,1	0,0			
9			3,3	3,0	2,7	2,4	2,1	1,8	1,6	1,3	1,0	0,9	0,6	0,4	0,2	0,0		
10			3,6	3,3	3,0	2,7	2,4	2,2	1,9	1,6	1,4	1,2	1,0	0,7	0,5	0,3		
11			4,0	3,6	3,3	3,0	2,7	2,5	2,2	2,0	1,7	1,5	1,3	1,0	0,8	0,6		
12				3,9	3,6	3,4	3,1	2,8	2,6	2,3	2,0	1,8	1,6	1,4	1,1	0,9		

13																						2,8
14																					1,8	3,2
15																				1,8	2,2	3,6
16																			1,3	2,2	2,6	4,0
17																		1,5	1,6	2,4	3,0	4,4
18																	1,8	1,9	2,0	2,8	3,4	4,8
19																2,0	2,1	2,2	2,4	3,2	3,8	5,2
20															2,2	2,4	2,5	2,6	2,8	3,6	4,2	5,8
21														2,4	2,6	2,8	2,8	3,0	3,2	4,0	4,6	6,3
22													2,6	2,8	3,0	3,2	3,2	3,3	3,6	4,4	5,0	6,6
23												2,9	3,0	3,3	3,4	3,5	3,6	3,7	3,9	4,8	5,3	6,8
24											3,2	3,3	3,4	3,6	3,7	3,8	3,9	4,1	4,2	5,2	5,8	7,3
25										3,4	3,5	3,6	3,7	3,9	4,0	4,2	4,2	4,4	4,5	5,6	6,1	7,6
26									3,7	3,7	3,7	3,9	4,0	4,2	4,4	4,6	4,6	4,7	4,8	6,0	6,4	7,9
27								3,9	4,0	4,0	4,1	4,2	4,4	4,6	4,8	5,0	5,0	5,1	5,2	6,4	6,8	8,2
28							4,2	4,3	4,3	4,4	4,5	4,6	4,8	5,0	5,3	5,5	5,5	5,6	5,8	6,8	7,2	8,6
29						3,9	4,3	4,6	4,6	4,7	4,8	5,0	5,3	5,5	5,8	6,0	6,0	6,1	6,3	7,2	7,6	9,1
30					3,7	4,0	4,6	5,0	5,0	5,1	5,3	5,5	5,8	6,0	6,3	6,5	6,5	6,6	6,8	7,6	8,0	9,6
31				3,4	3,7	4,3	5,0	5,4	5,4	5,4	5,5	5,7	6,0	6,3	6,5	6,8	6,8	6,9	7,0	8,0	8,4	10,0
32			3,2	3,7	4,0	4,6	5,4	5,8	5,8	5,9	6,0	6,2	6,3	6,5	6,8	7,0	7,0	7,1	7,3	8,4	8,8	10,5
33		3,2	3,5	4,0	4,3	4,8	5,8	6,3	6,3	6,4	6,5	6,8	6,9	7,2	7,5	7,8	7,8	7,9	8,0	9,1	9,6	11,0
34		3,4	3,7	4,3	4,6	5,0	6,3	6,7	6,7	6,8	6,9	7,1	7,3	7,5	7,8	8,1	8,1	8,2	8,3	9,4	9,8	
35	3,4	3,7	4,0	4,4	4,7	5,1	6,7	7,1	7,1	7,2	7,3	7,5	7,6	7,8	8,1	8,4	8,4	8,5	8,6	9,7	10,2	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ко второму изданию 3
Предисловие к первому изданию 5
Введение 7

1. Приборы и методы измерения испарения с различных подстилающих поверхностей 10

1.1. Приборы и методы измерения испарения с поверхности суши 11
1.1.1. Почвенные гидравлические и весовые испарители . . . . —
1.1.2. Некоторые пути улучшения методики измерения испарения с поверхности почвы 22
1.2. Приборы и методы измерения испарения с водной поверхности 38
1.2.1. Приборы, принятые в Советском Союзе, для измерения испарения с водной поверхности 40
1.2.2. Результаты сопоставления показаний испарителей ГГИ-3000 (СССР) с показаниями испарителя класса «А» (США) 46

2. Методика расчета испарения по данным градиентных измерений

2.1. Характеристики структуры турбулентности и их приложение к методике расчета вертикальных потоков различных субстанций в температурно-однородном приземном слое атмосферы 61
2.1.1. Некоторые сведения о турбулентной структуре воздушных потоков в приземном слое 67
2.1.2. Определение величины коэффициента обмена и вертикальных потоков различных субстанций в температурно-однородной атмосфере по градиентным данным 81
2.2. Влияние температурной стратификации атмосферы на вертикальные профили метеорологических элементов, интенсивность турбулентного обмена и величины вертикальных потоков различных субстанций в приземном слое 91
2.2.1. Вертикальные профили метеорологических элементов в приземном слое и влияние на них температурной стратификации атмосферы. Понятие о слоях шероховатости и вытеснения 92
2.2.2. Влияние температурной стратификации на интенсивность турбулентного обмена в приземном слое 125
2.2.3. Влияние температурной стратификации на интенсивность испарения, турбулентного теплообмена и потока количества движения 135
2.3. Схема расчета испарения по данным градиентных измерений; практические указания по методике расчета 156
2.3.1. Построение расчетных формул и графиков методики определения испарения по градиентным данным 157
2.3.2. Некоторые указания к практическому использованию методики расчета испарения по градиентным данным. Примеры расчета. 161
2.3.3. Построение расчетных формул для определения испарения с использованием температуры увлажненной подстилающей поверхности 167

3. Методика расчета испарения по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях 177

3.1. Обоснование методики расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях 178

3.1.1. Связь вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра со значениями температуры и влажности воздуха, измеренными на метеорологических станциях 178
3.1.2. Методика расчета суточного и сезонного хода, а также годовых величин испарения с почвы и снега 203
3.1.3. Методика расчета суточного и сезонного хода, а также годовых величин испарения с поверхности водноиспарительного бассейна площадью 20 м² 208
3.2. Результаты проверки расчетной методики 214
3.2.1. Результаты сопоставления рассчитанных по сетевым метеорологическим данным величин испарения с непосредственно измеренными величинами . . . . . —
3.3. Некоторые рекомендации по использованию методики расчета испарения с почвы, воды и снега по сетевым метеорологическим данным. Примеры расчета 224
3.3.1. Общие рекомендации и пояснения условий применения расчетной методики . . . . . —
3.3.2. Оценка влияния водоемов на репрезентативность значений температуры и влажности, измеренных на прибрежных метеорологических станциях 229
3.3.3. Указания по использованию расчетной методики для определения декадных, месячных и годовых величин испарения; примеры расчета 244

4. Исследование процесса испарения и испаряемости в естественных условиях 252

4.1. Исследование процесса испарения с водной поверхности . . . 253
4.1.1. Исследование зависимости интенсивности испарения от площади водоема . . . . . —
4.1.2. Связь интенсивности испарения с глубиной и некоторыми другими характеристиками водоема 272
4.2. Связь водопотребления растений с метеорологическими факторами 296
4.2.1. Испаряемость — комплексная характеристика метеорологических условий водопотребления сельскохозяйственных культур . . . . . —
4.2.2. Дефицит испарения — объективный количественный критерий степени засушливости. Некоторые аспекты борьбы с засухами и суховеями 319
4.3. Связь испарения с ландшафтно-климатическими и почвенными условиями. Характеристика испарения с территории болот и леса 338
4.3.1. Климатообразующая роль составляющих теплового и водного балансов подстилающей поверхности . . . . . —
4.3.2. Испарение с болот 348
4.3.3. Испарение в условиях леса 355

5. Исследование процесса испарения с сельскохозяйственных угодий и режима испарения с больших территорий 368

5.1. Связь испарения и транспирации сельскохозяйственных культур с гидрометеорологическими факторами 369
5.1.1. Анализ факторов, влияющих на процесс испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей 374
5.1.2. Методика определения норм и сроков поливов с учетом биологических свойств культуры и погодных условий . . 404
5.2. Режим испарения с территории СССР 427

5.2.1. Опыт практического использования методики расчета испарения с больших территорий 429
5.2.2. Режим испарения с суши на территории Советского Союза 441
Литература 447

Приложения

I. Коэффициенты для перехода от градиентов скорости ветра, температуры и влажности воздуха, полученных при измерениях на нестандартных высотах, к градиентам на высотах 0,2 и 2,0 м 490
II. Зависимость числа Ричардсона на высоте 1,0 м от разности скоростей ветра и температуры воздуха, измеренных на уровнях 0,2 и 2,0 м 491
III. Произведения $\gamma\alpha_e$ при различных числах Ричардсона Ri и коэффициентах шероховатости z_0 495
IV. Вспомогательный коэффициент A при различных значениях разностей скорости ветра $(u_{2,0}—u_{0,2})$ и влажности воздуха $(e_{0,2}—e_{2,0})$ 498
V. Вспомогательный коэффициент B при различных значениях разностей скорости ветра $(u_{2,0}—u_{0,2})$ и температуры воздуха $(T_{0,2}—T_{2,0})$ 501
VI. Поправки на сезонный ход температуры воздуха ΔT 505
VII. Поправки на сезонный ход влажности воздуха Δe 508
VIII. Поправки на суточный ход температуры воздуха δT 511
IX. Поправки на суточный ход влажности воздуха δe 512
X. Величины испарения (мм/сут.) с поверхности почвы и снега в зависимости от исправленных значений температуры и влажности воздуха (в тех случаях, когда испарение дается для обоих видов поверхности, величина испарения со снега приводится в нижней строке) 513
XI. Годовые суммы испарения (мм/год) с поверхности суши . . . 518
XII. Поправки на сезонный ход температуры воздуха $\Delta T_в$, вносимые при расчете испарения с водной поверхности 520
XIII. Поправки на сезонный ход влажности воздуха $\delta e_в$, вносимые при расчете испарения с водной поверхности 524
XIV. Испарение (мм/сут.) с поверхности водноиспарительного бассейна площадью 20 м² в зависимости от исправленных значений температуры $\Delta T_в$ и влажности $\Delta e_в$ воздуха 528

Константинов Алексей Родионович

ИСПАРЕНИЕ В ПРИРОДЕ

Издание второе, переработанное и дополненное

Редактор З. И. Мироненко Художник В. М. Морозов
Худож. редактор В. А. Евтихиев Техн. редактор М. И. Брайнина
Корректор Б. А. Минц

Сдано в набор 21/III 1968 г. Подписано к печати 23/VII 1968 г. Бумага 60×90¹/₁₆
Бум. тип. № 1. Бум. л. 16,625+1 вкл. Печ. л. 33,5. Уч.-изд. л. 37,81.
М-18350. Индекс МЛ-245. Тираж 2550 экз. Заказ № 239. Цена 2 руб. 48 коп.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Ленинград, Прачечный пер., д. 6.