ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР 0G

TB

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ ИМ. А. И. ВОЕЙКОВА

> ТРУДЫ выпуск 206

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОЕМОВ

Под редакцией д-ра физ.-мат. наук

М. П. ТИМОФЕЕВА

209592

и канд. физ.-мат. наук Т. В. КИРИЛЛОВОЙ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАД. 1967 УДҚ 551.481: 551.526: 551.573 (061.6)

Сборник посвящен вопросам изучения метеорологического режима и теплового баланса водохранилищ и содержит результаты работ, выполненных в ГГО и в ГМО на Цимлянском, Волгоградском, Новосибирском, Куйбышевском и Рыбинском водохранилищах. Рассматриваются вопросы трансформации ветра над водоемами расчета температуры поверхности воды, температуры и влажности воздуха, радиационного баланса, а также физические особенности взаимодействия поверхностного слоя водоемов с атмосферой.

поверхностного слоя водоемов с атмосферой. Материалы сборника представляют интерес для метеорологов, климатологов, синоптиков, гидрологов и специалистов смежных наук.

> 2-9-7 101-66

МИХАИЛ ПАВЛОВИЧ ТИМОФЕЕВ

Михаил Павлович Тимофеев — крупный ученый в области физики приземного слоя атмосферы. В течение всей своей жизни он занимался физических процессов в нижних слоях атмосферы, исследованием являющихся следствием взаимодействия движущегося воздуха с неоднородной подстилающей поверхностью. Такое направление работ особенно тесно связано с многочисленными приложениями метеорологии к практике. Именно это весьма характерно для всей его деятельности.

Михаил Павлович родился 2 июня 1912 г. в крестьянской семье в с. Романовке б. Саратовской губернии. Самостоятельная жизнь его началась в 1928 г. сначала учебой в профшколе под Волгоградом, затем на рабфаке при ЛГУ. В 1932 г. он поступил на физический факультет ЛГУ и закончил его в 1937 г., а в 1938 г. был зачислен в аспирантуру при кафедре физики атмосферы к профессору Б. И. Извекову. Обучение в аспирантуре дважды прерывалось войной, когда Михаил Павлович находился в армии, обеспечивая метеорологическое обслуживание частей ВВС (1939—1940 1941—1946 гг). После демоби-И лизации началась работа Михаила Павловича в Главной геофизической обсерватории, где он работал до последнего дня своей жизни.

С 1948 г. он руководил лабораторией отдела физики приземного слоя, в 1951 г. был назначен заме-



стителем директора обсерватории по научной части и оставался на этом посту до апреля 1965 г. На протяжении всех 14 лет своей административной деятельности Михаил Павлович был тесно связан с научной тематикой отдела физики пограничного слоя, являясь научным руководи- телем лаборатории физики тепло- и влагообмена, а с 1965 г.— начальником отдела.

Уже работая в ГГО, Михаил Павлович закончил аспирантуру, блестяще защитив диссертацию «Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере». Продолжением и развитием этой работы была вся его последующая деятельность.

Можно выделить четыре основных направления, по которым развивалась научная деятельность Михаила Павловича.

Первое направление — турбулентный обмен и испарение. Основные работы этого цикла опубликованы им в 1947—1953 гг. Весьма интересные результаты получены по теории испарения с ограниченной поверхности, на которую натекает ненасыщенный воздух. При решении этой задачи Михаил Павлович вместо условия насыщения на испаряющей поверхности использует более корректное для малых расстояний от края граничное условие.

Большой интерес представляет исследование влияния боковой диффузии на испарение. Было показано, что боковая диффузия на малых расстояниях от края существенно влияет на процессы испарения. До работ Михаила Павловича эта проблема никем не была исследована.

Важной в практическом отношении является развитая Михаилом Павловичем теория о влиянии мономолекулярных пленок на испарение.

Большое практическое значение имеют работы Михаила Павловича по определению коэффициента турбулентности. В сложную проблему турбулентного обмена в приземном слое атмосферы он внес ясность и дал простой метод расчета коэффициента турбулентности.

Второе направление — трансформация температуры, влажности и скорости ветра в приземно_м слое атмосферы. Этими вопросами Михаил Павлович занимался с 1948 г. до последних дней. И здесь прежде всего его интересовала такая постановка задач, которая ближе всего соответствует природе. Решение этих вопросов, как правило, приближенное, но сохраняющее наиболее существенные особенности процесса, доводилось до практического использования.

Процесс трансформации интересовал Михаила Павловича в первую очередь применительно к водным поверхностям. В этом плане изучалась трансформация температуры и влажности воздуха, а в последние годы и трансформация скорости ветра. Им впервые сформулирована задача и построена количественная теория усиления ветра над водоемом. На основании теории трансформации создана методика расчета температуры поверхности водоема.

Третье направление — работы по тепловому балансу. По этим вопросам опубликовано около 15 статей. Работы 1956—1959 гг. посвящены изучению теплового баланса озера Севан. В 1960 г. опубликована монография «Метеорологический режим озера Севан», представляющая значительный вклад в исследовании озер и водохранилищ.

Значительная часть работ этого направления посвящена вопросам определения изменения теплосодержания с учетом метеорологических характеристик и закономерностям термического режима поверхностного слоя водоемов. Ряд работ посвящен общим проблемам теплового баланса подстилающей поверхности.

Исследования метеорологического режима и теплового баланса завершены монографией «Метеорологический режим водоемов», за которую Михаилу Павловичу присуждена степень доктора физико-математических наук.

Все эти работы характеризуются ясным физическим подходом к решению проблем. В таких сложных процессах, зависящих от большого количества факторов, этот подход, безусловно, является наиболее успешным. Важная для практики методика расчета составляющих теплового баланса водоемов является одним из приложений этих работ.

К четвертому направлению можно отнести работы, связанные с изучением туманов и орошения. Особый интерес представляют работы Ми-

хаила Павловича по теории адвективных туманов. Количественная теория в этом вопросе, по существу, создана им впервые.

В 1952—1954 гг. Михаилом Павловичем проводились работы по изучению изменения метеорологического режима при орошении. Здесь крайне интересно исследование, касающееся изменений эквивалентной температуры при орошении.

Во всех своих исследованиях Михаил Павлович всегда пытался исходить из четких и ясных физических представлений, использовал при необходимости сложный аппарат математики, с большим пониманием привлекая данные эксперимента, а в ряде случаев сам организовывал экспериментальные работы и участвовал в них. Его работы никогда не были перегружены излишним и формальным привлечением математики или большой массы эмпирических данных, что характерно для многих метеорологических работ.

Смерть наступила в период расцвета его творческих сил, в период, когда он был активным участником и свидетелем новых успехов физики пограничного слоя.

Михаил Павлович умер в ночь на 15 февраля 1966 г. на 54-м году жизни.

Творческое наследие Михаила Павловича составляет десятки оригинальных работ и является большим вкладом в советскую науку в вопросах исследования процессов теплообмена и влагообмена в нижних слоях атмосферы.

Д. Л. ЛАЙХТМАН, Т. В. КИРИЛЛОВА

State & State State of a

ander all an gester og som en ander ander ander ander gester at alle ble stjere at ander ander gester og som en som en at ander at som en at alle ble ble at ander at ander som en at alle ble ble at ander at an at alle ble ble som et at alle ble ble

pert of

СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ М. П. ТИМОФЕЕВА

1947 год

 Испарение с ограниченной водной поверхности в турбулентной атмосфере. Вестник ЛГУ, № 7.

1948 год

- 2. (В соавторстве с М. Е. Швецом.) Испарение с мелких капель. Метеорология и гидрология, № 2.
- 3. (В соавторстве с П. Н. Тверским.) Турбулентность и вертикальный профиль напряженности электрического поля в нижнем слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5.

1949 год

- 4. (В соавторстве с Д. Л. Лайхтманом.) Турбулентный обмен в нижних слоях воздуха. Труды ГГО, вып. 20.
- 5. (В соавторстве с Т. А. Огневой.) Оперативный метод определения коэффициента турбулентного обмена на основании наблюдений над вертикальным профилем ветра. Расчет теплообмена и влагообмена земля воздух. Труды ГГО, вып. 20.
- 6. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Ученые записки ЛГУ, сер. физ. наук, вып. 7, № 120.

1950 год

7. Суточная изменчивость турбулетного обмена. Труды ГГО, вып. 22.

1951 год

- 8. О методике определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 27.
- 9. (В соавторстве с И. С. Борушко, Т. В. Кирилловой, Н. В. Кучеровым.) Инструкция по определению компонент теплового баланса подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 27.
- 10. Об изменении метеорологического режима при орошении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2.

1952 год

- 11. О метеорологическом эффекте орошения. Метеорология и гидрология, № 11.
- 12. О влиянии орошения на тепловой баланс подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 37.
- (В соавторстве с М. И. Будыко.) О методах определения испарения. Метеорология и гидрология, № 9.

1953 год

- 14. (В соавторстве с Б. А. Айзенштатом, Д. Л. Лайхтманом, Т. В. Кирилловой, Т. А. Огневой, Г. Х. Цейтиным.) Изменение теплового баланса деятельной поверхности при орошении. Труды ГГО, вып. 39.
- Учет горизонтальных неоднородностей при определении коэффициента турбулентности. Труды ГГО, вып. 39.
 (В соавторстве с М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтманом.) Определение
- 16. (В соавторстве с М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтманом.) Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3.

1955 год

- 17. К теории адвективных туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6.
- 18. Трансформация воздуха над водоемами. Метеорология и гидрология, № 6.

1956 год

- 19. (В соавторстве с Д. Л. Лайхтманом.) О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4.
- 20. Об изменении температуры и влажности воздуха над ограниченными водоемами. Труды ГГО, вып. 59.
- 21. (В соавторстве с Т. В. Кирилловой, Т. А. Огневой.) Испарение с поверхности ограниченных водоемов. Труды ГГО, вып. 59.
- 22. О расчете составляющих теплового баланса ограниченных водоемов. Труды ГГО, вып. 59.

1957 год

23. Об исследовании метеорологического режима оз. Севан. Изв. АН Армянской ССР, сер. техн. наук, т. Х, № 4.

1958 год

- 24. Untersuchungen zur Physik der Bodennahen Schicht der Atmosphäre. zs. für Meteor., Bd 12, н. 3.
- 25. О методике расчета температуры водоемов. Метеорология и гидрология, № 12.

1959 год

- 26. Применение метода теплового баланса для определения испарения с поверхности водоемов. Труды Всесоюзного гидрологического съезда, т. III.
- 27. (В соавторстве с Т. В. Кирилловой.) О расчете радиационного баланса водоемов по радиационному балансу суши. Метеорология и гидрология, № 11.
- 28. О методике определения составляющих теплового баланса оз. Севан. Изв. АН Армянской ССР, сер. техн. наук., т. XII, № 1.

1960 год

- 29. Тепловой баланс и микроклимат. Сборник «Тепловой и водный режим земной поверхности», под ред. И. П. Герасимова, М. И. Будыко, А. И. Гальцова. Гидрометеоиздат, Л.
- 30. (В соавторстве с М. В. Бурковой.) Метеорологическая служба Финляндии. Метеорология и гидрология, № 6.
- 31. Общая редакция. (Соавторство части II с Т. В. Кирилловой, Л. В. Несиной, Т. А. Огневой, Н. В. Серовой.) Метеорологический режим озера Севан. Гидрометеоиздат, Л.

1961 год

- 32. (В соавторстве с Л. В. Несиной.) О вычислении изменения теплосодержания воды по метеорологическим данным. В книге «Малые водоемы равнинных областей СССР и их использование». Изд. АН СССР, М.—Л.
- 33. Температура водоема и метеорологические условия окружающей территории. В книге «Малые водоемы равнинных областей СССР и их использование». Изд. АН СССР, М.—Л.
- 34. О методике оценки изменений температуры и влажности воздуха под влиянием водоемов. Метеорология и гидрология, № 10.

1963 год

- 35. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л.
- 36. Степенная формула для профиля ветра. Труды ГГО, вып. 95.
- 37. Об изменении скорости ветра под влиянием водоема. Труды ГГО, вып. 95.
- 38. Об изменении температуры воздуха под влиянием водоема. Труды ГГО, вып. 95
- Испарение с водной поверхности, покрытой монопленкой. Труды ГГО, вып. 95.
- 40. (В соавторстве с Л. В. Несиной.) Некоторые данные о теплообмене в воде. Труды ГГО, вып. 95.
- 41. Испарение с поверхности ограниченных водоемов. Труды ВНМС, т. VII. Гидрометеоиздат, Л.

1964 год

42. О методике определения величины испарения с поверхности водоемов. Материалы межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай.

1965 год

43. Некоторые вопросы измерения осадков и обработки наблюдений. Труды Метеорологического института Румынии. Бухарест.

1966 год

44. О регулировании зимних туманов испарения. Труды ГГО, вып. 187.

- 45. (В соавторстве с А. С. Зайцевым.) Изменение скорости ветра под влиянием ограниченных водоемов. См. наст. сб.
- 46. Теплообмен между водной поверхностью и атмосферой. См. наст. сб.

А. С. ЗАЙЦЕВ, М. П. ТИМОФЕЕВ

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА ПОД ВЛИЯНИЕМ ОГРАНИЧЕННЫХ ВОДОЕМОВ

Излагается приближенная теория трансформации ветра на водоемах под влиянием двух факторов: изменения турбулентного трения и дополнительного градиента давления, обусловленного горизонтальным градиентом температуры.

На основании полученного решения построена номограмма, позволяющая определить отношение скорости ветра на водоеме к скорости ветра на суше, как функцию расстояния x и параметра $\frac{\Delta T}{2}$.

 $\mu_{1(0)}^{2}$

Вопрос об определении изменения скорости ветра вблизи подстилающей поверхности при переходе воздушного потока с суши на водную поверхность имеет большое практическое значение.

Трансформация скорости ветра обусловливается следующими двумя факторами: 1) изменением величины турбулентного трения и 2) влиянием местного горизонтального барического градиента между сушей и водоемом. Турбулентное трение в воздухе над сушей и водоемом различается как вследствие изменений в гидродинамических свойствах подстилающих поверхностей, так и вследствие различий в термической стратификации приземного слоя воздуха над сушей и водоемом.

В известных теоретических работах [1, 2, 5, 9] учитывалось главным образом влияние изменения турбулентного трения на трансформацию ветра. Однако вследствие различий в температурах воздуха возникает дополнительный градиент давления, который приводит к изменению скорости ветра, причем знак этих изменений зависит от знака горизонтального градиента температуры. Ниже излагается приближенная теория трансформации ветра под влиянием обоих факторов.

Будем рассматривать стационарный процесс и направим ось *x* по ветру. Для определения скорости ветра используем следующее уравнение, являющееся комбинацией уравнения движения и уравнения неразрывности и действительное для нижнего (приводного) слоя воздуха, в котором можно пренебрегать силой Кориолиса:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \int_{0}^{z} \frac{\partial u}{\partial x} dz = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, \qquad (1)$$

где x и z — горизонтальная и вертикальная координаты, u — скорость ветра, τ_{xz} — напряжение турбулентного трения, $\rho u P$ — плотность и давление воздуха.

Для горизонтального градиента давления из уравнения статики и уравнения состояния можно получить следующую формулу:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{z=h} - \frac{g}{T} \int_{z}^{h} \frac{\partial T}{\partial x} dz, \qquad (2)$$

где *h* — высота «внутреннего пограничного слоя». В дальнейшем в целях простоты расчетов *h* принимается независящей от *x*, что для условий трансформации ветра над ограниченными водоемами является допустимым приближением.

Воспользуемся известным решением для трансформации температуры воздуха под влиянием водоемов [3, 4]. Тогда для $\frac{\partial T}{\partial x}$ имеем следующее выражение:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = (T_{n} - T_{1}) \frac{\partial F}{\partial x}, \qquad (3)$$

$$F\left(\frac{1}{L}, 2p\right) = \frac{1}{\Gamma(p)} \int_{\frac{1}{2}L}^{\infty} e^{-\sigma} \sigma^{p-1} d\sigma, \qquad (4)$$

$$2(1-2p)^2 z_1^{\frac{1-2p}{1-2p}} z^{\frac{1-2p}{1-2p}}$$
десь *m*, k_1 и u_1 — параметр стратификации, коэффициент турбулент-

Здесь m, k_1 и u_1 — параметр стратификации, коэффициент турбулентности и скорость ветра на высоте z_1 .

Приближенное значение величины $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}\Big|_{z=h}$ определяем из уравнения движения для слоя воздуха выше h

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_{z=h} = 0.$$
(5)

Интегрируя уравнение (5) по z от h до H (где H — высота планетарного пограничного слоя), получаем

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\tau_h}{\rho}\frac{1}{(H-h)}.$$
(6)

С учетом силы Кориолиса выражение для $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}\Big|_{z=\hbar}$ будет иметь вид

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x}\Big|_{z=h} = \frac{\tau_h}{\rho}\frac{1}{(H-h)} - \ell v_g \left(1 + \frac{v_h}{v_g}\right)$$

Таким образом, исходное уравнение (1) с учетом (2), (3) и (6) примет следующий вид:

$$u\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z}\int_{0}^{z}\frac{\partial u}{\partial x}dz = \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + \frac{\tau_{h}}{\rho(H-h)} + \frac{g}{\overline{T}}(T_{\pi}-T_{1})\int_{z}^{h}\frac{\partial F}{\partial x}dz.$$
 (7)

Для линеаризации последнего уравнения, используя предположения:

$$\begin{array}{c} u(x, \ z) = u_1(x) f(z) \\ \frac{\tau_0}{\rho} = n u_1^2 \end{array}$$
 (8)

где u_1 — скорость ветра на небольшой высоте, а n и f(z) — известные функции z и параметра стратификации, проинтегрируем его по z от 0 до h.

Тогда (7) примет следующий вид:

$$\frac{du_1^2}{\partial x} + \frac{n}{\beta} u_1^2 = \frac{\gamma n_0}{\beta} \frac{1}{\left(1 - \frac{h}{H}\right)} u_{1(0)}^2 + \frac{g}{\beta \overline{T}} \left(T_{\pi} - T_1\right) \int_0^n dz \int_z^n \frac{\partial F}{\partial x} dz, \qquad (9)$$

где

 $\beta = \frac{1}{2} \int_{0}^{h} \left[f^2 - \frac{df}{dz} \int_{0}^{z} f dz \right] dz.$ (10)

Величина у определяется из соотношения

$$\frac{\tau_h}{\rho}=\frac{\gamma\tau_0}{\rho}=\gamma n_0 u_{1(0)}^2.$$

Рещение уравнения (9), как известно, имеет вид:

$$u_{1}^{2} = e^{-\frac{nx}{\beta}} \left[u_{1(0)}^{2} + \frac{\gamma n_{0}}{n} \frac{u_{1(0)}^{2}}{\left(1 - \frac{h}{H}\right)} \left(e^{\frac{nx}{\beta}} - 1 \right) + \frac{e^{-\frac{nx}{\beta}}}{\left(1 - \frac{h}{H}\right)} \left(e^{\frac{nx}{\beta}} - 1 \right) \right]$$

$$+\frac{g}{\beta\overline{T}}(T_{\mathfrak{n}}-T_{\mathfrak{l}})\int_{0}^{x}e^{\frac{ny}{\beta}}dy\int_{0}^{x}dz\int_{z}^{u}\frac{\partial F}{\partial x}dz\bigg].$$
(11)

Последнее можно переписать в следующей форме:

$$u_1^2 = \Phi(x, \ \alpha) u_{1(0)}^2 + \frac{g(T_n - T_1)}{\beta \overline{T}} I(x, \ \alpha), \qquad (12)$$

$$\Phi(x, \alpha) = e^{-\alpha x} + \frac{\gamma}{1 - \frac{h}{H}} \frac{n_0}{n} (1 - e^{-\alpha x}), \qquad (13)$$

$$I(x, \alpha) = e^{-\alpha x} \int_{0}^{x} e^{\alpha y} dy \int_{0}^{h} dz \int_{z}^{h} \frac{\partial F}{\partial x} dz \qquad (14)$$
$$\alpha = \frac{n}{\beta}.$$

Полученное решение показывает, что изменение скорости ветра при переходе воздушного потока с суши на водоем обусловливается изменением турбулентного обмена, влиянием местного горизонтального градиента температуры. При этом влияние последнего выражается не только вторым членом уравнения (12), но и первым, величина которого также зависит от фактора устойчивости. Следует отметить, что изменение турбулентного обмена при переходе потока с суши на водоем обычно приводит к увеличению скорости ветра (обычно $\Phi(x, \alpha)$ больше единицы).

Величина и знак второго члена формулы (12) определяются скачком температуры $(T_n - T_1)$. Этот член может приводить как к ослаблению ветра над водоемом $(T_n - T_1 < 0)$, что обычно наблюдается весной, так и к усилению ветра $(T_n - T_1 > 0)$ осенью.

Учитывая использование допущения при выводе уравнения (12), мы предполагаем, что оно может быть использовано для теоретического расчета так называемого переходного коэффициента $K = \frac{u_1}{u_{1(0)}} (u_{1(0)} -$ скорость ветра на суше на высоте 1 м), широко применяемого при гидрометеорологических расчетах [6, 7].

Последняя величина может быть определена из следующего соотношения:

$$K = \frac{u_1}{u_{1(0)}} = \sqrt{\Phi(x, \alpha) + \frac{g}{\beta T} I(x, \alpha) \frac{T_n - T_1}{u_{1(0)}^2}}.$$
 (15)

Интеграл I (x, a) при учете (3) и (4) будет

$$I(x, \alpha) = \frac{(1-2p)\Gamma(2-3p)ph^2}{\Gamma(1+p)} (2L_h)^{2-4p} M,$$
(16)

где

$$M = \int_{0}^{1} e^{-b\xi} (1-\xi)^{1-4p} M_{1} d\xi, \quad b = \alpha x,$$

$$M_{1} = 1 - F \Big[\frac{1}{(1-\xi)L_{h}}; \quad 2(2-3p) \Big].$$

Его значение рассчитывалось приближенным методом по формуле

$$\int_{0}^{1} e^{-b\xi} (1-\xi)^{1-4p} M_{\mathbf{1}}(\xi) d\xi = 0,174(f_{\mathbf{i}} + f_{\mathbf{i}}) + 0,326(f_{2} + f_{3}),$$
(17)

где

$$f_i = e^{-b\xi_i} (1 - \xi_i)^{1-4p} M_1(\xi_i)$$
 при $i = 1, 2, 3, 4;$
 $\xi_1 = 0.0694; \xi_2 = 0.33; \xi_3 = 0.67; \xi_4 = 0.9306.$

На основании формулы (15) построена номограмма величины K (рис. 1) как функции x и величины $\frac{T_{n}-T_{1}}{2}$



Рис. 1. Номограмма для расчета переходного коэффициента ветра.

При расчетах номограммы были использованы средние характерные значения параметров $\frac{k_1}{u_1}$ и *m* в зависимости от $\frac{\Delta T}{u_{1(0)}^2}$ [7]. Величина *h* принималась равной 50 м, а $\frac{\gamma}{1-\frac{h}{H}} \approx 1$.

Использование номограммы при расчетах К не связано с какимилибо трудностями, так как необходимые для ЭТОГО величины (T_п, T₁, u₁₍₀₎) определяются с помощью стандартных гидрометеорологических наблюдений.

Приведенная здесь номограмма величины К сравнивалась с результатами наблюдений на водохранилищах (Цимлянское, Рыбинское, Куйбышевское и Волгоградское) [8]. Это сравнение показало, что теоретические величины К с удовлетворительной для практики точностью совпадают с наблюденными при расчетах средних декадных и средних месячных величин скоростей ветра на водоеме.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Гандин Л. С. К вопросу о трансформации профиля ветра. Труды ГГО, вып. 33, 1952.
- 2. Дмитриев А. А. и Соколова И. Н. Схема оценки изменений скорости и профиля ветра при переходе с суши на море. Труды МГИ, № 4, 1954.
- 3. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
- 4. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963. 5. Зайцев А. С. Трансформация поля ветра при изменении турбулентного обмена.
- Труды ГГО, вып. 95, 1963.

6. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат. 1954.

7. Метеорологический режим оз. Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеоиздат, Л., 1960. 8. Зайцев А. С. Изменение скорости ветра над водоемами различных глубин и раз-

меров. См. наст. сб.

9. Panofsky H. A. and Townsend A. A. Change of terrain roughnees and the windprofile. Quart j. of the Roy. Met. Soc., vol. 90, No 384, 1964.

А. С. ЗАЙЦЕВ

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА НАД ВОДОЕМАМИ РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИН И РАЗМЕРОВ

Приводятся результаты сопоставления величин скорости ветра, рассчитанных по методике, предложенной автором и М. П. Тимофеевым, с результатами наблюдений на водохранилищах.

На основании средних многолетних наблюдений на гидрометеорологических станциях, расположенных в различных климатических зонах, проведены расчеты скорости ветра над водоемами различных глубин и размеров с использованием рассчитанной [1] температуры поверхности водоемов. Проведено сравнение расчетов с наблюдениями на водохранилищах.

Для экспериментальной проверки методики расчета скорости ветра над водной поверхностью [2] необходимо иметь данные наблюдений за температурой воздуха, направлением и скоростью ветра на берегу при ветрах с суши на водоем и за скоростью ветра и температурой поверхности воды на водоеме.

При расчетах скорости ветра на Цимлянском водохранилище были использованы данные наблюдений Цимлянской ГМО за 1961—1962 гг. В качестве береговой станции использовались наблюдения метеостанции ГМО. Температура воды измерялась на постах приплотинной части водохранилища. Скорость ветра над водной поверхностью измерялась АРИВом, расположенным в центре водохранилища. Из всех наблюдений были отобраны случаи устойчивых ветров тех направлений, когда в качестве данных, характеризующих условия на суше, можно было принять наблюдения на береговой станции. Поскольку наблюдения проводились на высоте 12 м на берегу и на высоте 4 м над водной поверхностью, скорости ветра приводились к уровню 1 м по формулам, которые получались из логарифмического профиля ветра при шероховатости водной поверхности 10^{-4} м и шероховатости суши 10^{-2} м.

Далее вычислялись входные параметры номограммы

 $\frac{T_{\pi}-T_{1}}{u_{1(0)}^{2}}$

и x км. Величина x — расстояние от берега в направлении ветра до АРИВа, определялась аналогично определению x при расчете функций F_t и F_e для трансформации температуры и влажности воздуха. По номограмме переходных коэффициентов [2] определялся K и рассчитывалась скорость ветра над водохранилищем.

На рис. 1 представлено соотношение рассчитанных и наблюдавшихся скоростей ветра. Поскольку скорость ветра фиксируется АРИВом через 0,7—0,8 м/сек., было проведено осреднение рассчитанных скоростей ветра, которые относились к скоростям ветра, фиксируемым АРИВом (2,1; 2,9; 3,7 м/сек.). На этом рисунке точками нанесено соотношение

наблюдавшихся скоростей ветра (по АРИВу) и осредненных рассчитанных скоростей. Цифры у точек показывают число случаев осреднения. Горизонтальными черточками отмечены средние квадратичные отклонения, рассчитанные по формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\Sigma(u_{0acy} - \overline{u_{pacy}})^2}{n-1}}, \qquad (1)$$

где *n* — число случаев, относящихся к данной наблюдавшейся скорости (2,1; 2,9 и т. д.).

Прежде всего следует отметить, что существует достаточно хорошая связь между наблюдавшимися и средними рассчитанными скоростями



Рис. 1. Соотношение рассчитанных и наблюдавшихся скоростей, ветра на Цимлянском водохранилище.

ветра и что средние квадратичные отклонения невелики, 1,0—1,5 м/сек. Некоторое увеличение о для сильных скоростей ветра (15—17 м/сек. по флюгеру) связано как с малым числом случаев наблюдений, так и с ошибками наблюдений при сильных скоростях ветра. Отклонение точек от биссектрисы на рис. 1 связано с защищенностью береговой станции Цимлянской ГМО. Как отмечалось в работе [3], эта станция занижает скорость ветра в среднем на 20%. Если учесть это обстоятельство, то осредненные точки достаточно хорошо укладываются вдоль сдвинутой на 20% биссектрисы (прямая линия на рис. 1). Далее можно отметить, что в 50% случаев отклонения рассчитанных скоростей от наблюдавшихся были ±1 м/сек. и менее, а в 84% составляли ±2 м/сек. и менее.

При расчетах скорости ветра на Волгоградском водохранилище были использованы данные наблюдений Волгоградской ГМО за 1961 г. Метеорологическая площадка ВГМО расположена на достаточном удалении от водохранилища (несколько километров) и при всех направлениях ветра характеризует условия суши. Наблюдения над водной поверхностью проводились с плавучей станции (ПГМС), описание которой дано в [4]. Наблюдения за ветром проводились с помощью самописца M-12 на высоте 9 м над водной поверхностью. Приведение скорости ветра к высоте 1 м проводилось так же, как и на Цимлянском водохранилище, однако для береговой станции осуществлялось еще и приведение флюгера к анемометру согласно [5]

$$u_a = 1,4 (1 + 0.55 u_{\rm th}). \tag{2}$$

После указанной обработки исходного материала вычислялись входные параметры номограммы. Поскольку расчеты проводились для средних месячных значений скорости ветра, то величина *х* вычислялась как средневзвешенная по следующей формуле:

$$\overline{X} = \frac{n_1}{N} x_1 + \frac{n_2}{N} x_2 + \dots + \frac{n_8}{N} x_8,$$
 (3)

где N — общее число наблюдений за ветром: n_1 , n_2 , ..., n_3 — число случаев данного направления ветра (для восьми румбов); x_1 , x_2 , ..., x_8 — расстояние от берега до ПГМС для каждого румба.

Таблица 1

	\overline{X} км	<i>u</i> 1 (0)	$\frac{T_{\rm n}-T_{\rm 1}}{u_{\rm 1\ (0)}^2}$	K	и _{расч}	и _{набл}
V	10,2	3,3	0,66	1,27	4,2	4,1
VI	10,2	3,0	—0,69	1,27	3,8	3,4
VII	9,3	3,2	-0,24	1,29	4,1	4,0
VIII	10,2	3,4	0,09	1,33	4,5	5,2
IX	9,3	3,2	0,32	1,34	4,3	4,4
X	8,7	3,2	0,45	1,35	4,3	4,7
					l	

Волгоградское водохранилище, 1961 г.

Результаты расчетов представлены в табл. 1. Как видно из таблицы, различия в скоростях ветра на берегу и на водохранилище невелики и максимальны в конце лета и осенью. Следует отметить, что небольшие различия в скорости ветра суша — водоем связаны с преобладанием ветров поперек водохранилища, т. е. с малыми расстояниями. Рассчитанные скорости близки к наблюдавшимся.

Расчеты скорости ветра на Рыбинском водохранилище проводились по материалам наблюдений Рыбинской ГМО за 1959 г. Наблюдения над водной поверхностью проводились с плавучей станции (ПОМ), расположенной в центре водохранилища. Скорость ветра измерялась контактным анемометром на высоте 2 м. В качестве береговых станций были использованы наблюдения ст. Пошехонье-Володарск и ст. Брейтово, расположенных на противоположных берегах водохранилища. Скорость ветра приводилась к высоте 1 м так же, как на Волгоградском водохранилище. Расчеты проводились для средних декадных и средних месячных скоростей ветра. Поскольку береговые станции отражают условия суши только при ветрах с суши на водоем, расчет средней декадной и средней месячной скоростей ветра $u_{1(0)}$, темперaтуры воздуха T_1 и величины Х проводился по формулам, аналогичным (3), где половина данных бралась по ст. Пошехонье-Володарск (когда для этой станции направление ветра было с берега на водохранилище), а другая половина — по ст. Брейтово.

Результаты расчета скорости ветра представлены в табл. 2.

Таблица 2

Месяц	Декада	Х км	u _{1 (0)}	$T_{n} - T_{1}$	$\frac{T_{\Pi} - T_{1}}{u_{1}^{2}(0)}$	K	и _{расч}	инабл
v	. 1	33,6	1,8	-6,6	-2,06	1,33	2,4	3,4
	2	34,9	2,0	3,4	0,85	1,44	2,9	3,1
	3	41,0	2,7	2,9	0,40	1,62	4,4	4,2
VI	1	26,4	3,3	-1,9	0,17	1,48	4,9	3,0
	2	21,3	2,1	0,8	0,18	1,49	3,1	3,6
	3	36,7	2,8	0.8	0,10	1,56	4,4	4,6
VII	1	39,5	2,4	0,8	0,14	1,54	3,7	4,5
	2	38,0	2,2	2,3	0,48	1,62	3,6	4,4
	3	34,1	2,0	5,3	0,83	1,64	3,3	3,0
VIII	1 ·	42,8	1,7	2,6	0,91	1,67	2,8	3,8
	2	37,2	1.8	3,1	0,96	1,66	3,0	3,9
	3	27,1	3,5	2,2	0,18	1,53	5,4	5,0
IX	1	34,8	1,7	4,1	1,43	1,68	2,9	3,4
	2	28,8	3,3	3,3	0,31	1,57	5,2	4,7
	3	26,1	4,0	2,8	0,18	1,53	6,1	5,3
X	1	28,6	3,1	2,4	0,25	1,56	4,8	6,8
	2	35,1	2,4	0,6	0,10	1,56	3,8	3,9
V.	Среднее	36,5	2,2		0,84	1,44	3,2	3,6
VI		29,1	2,6		0,03	1,52	4,1	3,8
VII	"	37,2`	2,2		0,39	1,60	3,5	3,6
VIII	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	35,6	2,3		0,68	1,63	3,8	4,2
IX		30,0	3,0		0,64	1,60	4,8	4,5
						Среднее	3,9	3,9

Прежде всего следует отметить хорошее совпадение рассчитанных и наблюдавшихся средних месячных скоростей ветра, что объясняется лучшим соответствием средних месячных условий средним характерным значениям параметров, принятых при расчете номограммы. Отклонения средних декадных величин больше, но редко превышают 1 м/сек.

При расчетах скорости ветра на Куйбышевском водохранилище (Ульяновский озеровидный плес) в 1964 г. использовались наблюдения на плавучей станции ПОМ-1. Наблюдения за скоростью ветра на ПОМ-1 проводились контактными анемометрами системы ГГО, установленными на специальной выносной стреле. Направление ветра определялось по флюгеру, установленному в центральной части судна. В качестве станции, характеризующей условия суши, принималась метеостанция Учхоз, расположенная в 20 км от водохранилища на пологом левом берегу. Из всех случаев наблюдений расчеты не проводились при неустойчивом направлении и при слабых скоростях ветра (менее 2 м/сек.). Таким образом, расчеты были проведены для 205 случаев, из них в 47% случаев отклонение рассчитанной скорости ветра от наблюдавшейся составляло

2 1165

ИБЛИОТЕНА Ленинградского **Гидромете**орологического Института

1 м/сек. и менее, в 79% — 2 м/сек. и менее. На рис. 2 представлено соотношение средних декадных¹ величин скорости ветра.

Отклонения рассчитанной скорости ветра от наблюдавшейся на водохранилище невелики (менее 1 м/сек.).

Таким образом, проведенная проверка предлагаемой методики показала, что:

1) параметры, входящие в расчетную формулу, выбраны правильно;

2) расчеты средних декадных и средних месячных величин скорости ветра можно производить с достаточной для практики точностью.



Рис. 2. Соотношение декадных скоростей ветра на суше (1) и над водной поверхностью по наблюдениям (2) и расчету (3) для Куйбышевского водохранилища.

Для решения многих практических задач, связанных с проектированием и эксплуатацией водохранилищ, необходимо знать возможные изменения в ветровом режиме, возникающие при создании водохранилищ,

Расчеты испарения, волнения, ветровых и волновых нагрузок на гидротехнические сооружения невозможно проводить без знания скорости ветра в непосредственной близости к водной поверхности.

В связи с этим представляется целесообразным провести расчеты возможных изменений в ветровом режиме, возникающих при создании искусственных водохранилищ определенных глубин и размеров в различных климатических условиях.

В качестве исходных данных принимались многолетние средние месячные величины скорости ветра по данным гидрометеорологических станций, расположенных в различных климатических условиях. Наблюдения за скоростью ветра по флюгеру на метеорологических станциях приводились к высоте 1 м и к анемометру по рекомендациям, полученным из специальных наблюдений на оз. Севан [5]. Поскольку для расчетов необходимо знать температуру поверхности водоема, были использованы результаты расчетов, приведенные в работе [1]. Напомним, что в указанной работе по методике, разработанной М. П. Тимофеевым, была рассчитана температура поверхности воды для водоемов различных глубин и размеров. Последующее уточнение рассчитанных значений температуры поверхности водоемов (см. настоящий сборник) существенным образом не отразилось на расчетах скорости ветра.

Расчеты скорости ветра проводились для водоемов радиусом 10 км и глубиной 5, 10, 15 и 20 м; для одной северной станции (Усть-Щугор)

¹ Средние декадные — условное название, так как, как указывалось выше, исключались случаи слабых и неустойчивых ветров.

Constant of Section of the He

5 YA 191

й южной (Джусалы) проведены расчеты й для водоёмов различных размеров (10 и 50 км).

Переходя к анализу результатов расчета, прежде всего следует отметить, что определенные закономерности зависимости изменений скорости ветра от глубины и размеров водоема прослеживаются по всем станциям и отличаются лишь количественно.

Величины переходных коэффициентов ветра за безледоставный период в среднем равны 1,2—1,4. Однако в сезонном ходе наблюдаются существенные различия весной и осенью; характерные величины *К* для этих сезонов будут 1,0—1,1 и 1,4—1,6. Следует отметить, что значения *К*



Рис. 3. Соотношение скорости ветра до создания водохранилища (1) и после создания водохранилища размером 10 км и глубиной 5 м (2) и 20 м (3) по данным ст. Коломна.

весной, близкие к <u>1</u> и менее, были получены для водоемов глубиной <u>20 м</u>, в то время как для мелких водоемов (H=5 м) эта величина была порядка <u>1</u>,2—1,3. Зависимость изменения скорости ветра от глубины водоема (при x=10 км) по данным ст. Коломна ($\varphi=55^{\circ}$ с. ш., $\lambda=38,5^{\circ}$ в. д.) представлена на рис. <u>3</u>. Наибольшее влияние глубина водоема оказывает-в-первую половину безледоставного периода.

Рассматривая весь период, следует отметить, что увеличение глубины водоема приводит к уменьшению скорости ветра над водной поверхностью в первую половину рассматриваемого периода и к незначительному увеличению во вторую. Указанная закономерность связана с тем, что с увеличением глубины водоема увеличивается отрицательная разность температур вода — суша, которая приводит к ослаблению скорости ветра над водоемами весной и в начале лета, в то время как изменение турбулентного обмена увеличивает ветер над водоемом. В сумме это приводит к незначительным изменениям скорости ветра при создании водоема в этот период. Осенью действия этих двух факторов одинаковые, следствием чего является увеличение скорости ветра с увеличением глубины водоема.

Проведенные расчеты позволили оценить широтную изменчивость переходного коэффициента ветра. На рис. 4 представлен для сравнения сезонный ход по данным двух станций: Джусалы (φ =46° с. ш., λ = =64° в. д.) и Усть-Щугор (φ =64° с. ш., λ =57,5° в. д.) для водоема глубиной 10 м и размером 10 км. Нетрудно видеть, что максимальные различия наблюдаются в первую половину безледоставного периода и уменьшаются к осени. Для северного водоема значения K всегда больше, нем для южного, однако к осени эти различия исчезают. В весенний и летний периоды это связано с тем, что горизонтальный гра-

2*

диент температуры больше по абсолютной величине на южном водоеме, но знак его отрицателен; в осенний же период эти различия незначительны.

Расчеты показали, что сезонный ход более резко выделяется для водоема больших размеров. Большие величины K (1,5—1,9) для водоема размером 50 км показывают, что влияние изменения турбулентного обмена больше, чем дополнительного горизонтального градиента давления (температуры) на изменение скорости ветра. Здесь же можно указать, что сезонные изменения K (постоянное увеличение от весны к осе-



Рис. 4. Соотношение коэффициентов ветра для станций Джусалы (1) и Усть-Шугор (2) при x=10 км и H=10 м.

ни), полученные из расчетов, согласуются с результатами экспериментальных исследований [6].

Несмотря на то что результаты расчетов возможных изменений скорости ветра при создании водохранилищ являются приближенными (расчеты проводились для открытых водоемов правильной формы и постоянной глубины), целесообразно провести возможное сравнение с имеющимися материалами наблюдений на существующих водохранилищах. Приведенные в [6] средние за сезон (весну, лето и осень) величины переходного коэффициента ветра для Цимлянского водохранилища сопоставим с полученными расчетными величинами за соответствующий сезон по данным ст. Тарасовка (Ростовская обл.) для водоема глубиной 15 м и радиусом 10 км, что в среднем соответствует условиям припло-

Т	а	6	л	И	ца	3

Станция	Весна	Лето	Осень
Цимлянское водохранилище	0,9	1,3	1,6
Т а расовка	1,2	1,3	1,4

нилища (табл. 3). Как видно из табл. 3, полученные из наблюдений и рассчитанные величины переходного коэффициента нескольќо отличаются весной и осенью. Если же учесть влияние орографии

тинной части Цимлянского водохра-

берегов (занижение скорости ветра на ст. Цимлянской ГМО [3]) и известную схематизацию расчетов, то соотноше-

ние расчета и наблюдений можно считать удовлетворительным. Величину переходного коэффициента, рассчитанную по ст. Кузнецк (Пензенская обл.), сравним с наблюдениями на Куйбышевском водохранилище. Для водоема радиусом 10 км и глубиной 10 м средняя за весь безледоставный период величина К равна 1,34, а по данным наблюдений 7] составляет 1,4. На основании стационарных наблюдений за скоростью зетра над водной поверхностью в 1964 г. на Куйбышевском водохраниище, организованных Комсомольской ГМО совместно с ГГО, были юлучены следующие средние месячные величины переходного коэффициента ветра, которые сопоставлены в табл. 4 с расчетами по ст. Кузнепк. Таблица 4

Как видно из табл. 4, различия между экспериментальными величинами К и полученными из расчета для условий Куйбышевского водохранилища невелики.

Таким образом, как показали расчеты, под влиянием создаваемых водохранилищ местный ветровой режим может существенно измениться, при-

Станция	VI	VII	VIII
Куйбышевское водохранилище Кузнецк	1,25 1,26	1,38 1,31	1,49 1,38

чем эти изменения максимальны в осенний период и зависят от глубины и размеров водохранилищ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Несина Л. В. Изменение метеорологического режима при создании водоемов. Труды ГГО, вып. 167, 1965.

Зайцев А. С., Тимофеев М. П. Изменение скорости ветра под влиянием огра-ниченных водоемов. См. наст. сб.
 Огнева Т. А. О методике наблюдений за ветром на водоемах. Труды ГГО,

О методике наблюдений за ветром на водоемах. Труды ГГО, вып. 112, 1963.

 Дворкина М. Д., Малевский - Малевич С. П. Из опыта эксплуатации пла-вучей установки Волгоградской гидрометеорологической обсерватории. Труды ГГО, вып. 95, 1963.

5. Метеорологический режим озера Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеоиздат, Л., 1960.

6. Тервинский В. Н. Формирование ветрового режима над Цимлянским водохранилищем. Труды ГГО, вып. 95, 1963. 7. Колобов И. В., Верещагин М. А. О влиянии Куйбышевского и Волгоград-

ского водохранилищ на метеорологические условия в прибрежной зоне. Материалы Первого научно-технического совещания по изучению Куйбышевского водохранилища, вып. 2, Куйбышев, 1963.

М. П. ТИМОФЕЕВ

ТЕПЛООБМЕН МЕЖДУ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ И АТМОСФЕРОЙ

Рассматриваются некоторые особенности теплообмена водоема с атмосферой, в частности, существование, величина и изменчивость обратного градиента температуры в тонком поверхностном слое водоема. Приводятся данные о характеристиках теплопроводности в этом слое и формулируется задача о термическом режиме поверхностного слоя водоема.

1. Главнейшие формы теплообмена водной поверхности с атмосферой следующие: турбулентный, лучистый и теплообмен, связанный с фазовыми изменениями жидкости (главным образом испарение).

Указанные формы теплообмена в сильной степени зависят от характеристик тонкого поверхностного слоя воды и главным образом от величины температуры этого слоя и прилегающего к нему слоя воздуха.

Действительно, турбулентный теплообмен определяется разностью температур поверхности воды и прилегающего воздуха. При отсутствии этой разности этот вид теплообмена не имеет места. Теплообмен, связанный с испарением (конденсацией) определяется разностью между максимальной влажностью, соответствующей температуре поверхности воды, и влажностью воздуха. Несколько иначе обстоит дело с лучистым теплообменом. Здесь нужно отдельно рассмотреть вопрос для длинноволнового излучения и солнечной радиации. Первый вид радиации поглощается очень тонким слоем (толщина этого слоя микроны) воды. Излучение этого же слоя определяет лучистый теплообмен длинноволновой радиацией. Солнечная радиация полностью поглощается (исключая, конечно, отраженную радиацию) не тонким поверхностным слоем, а слоем воды в несколько метров, иногда десятков или даже сотен метров.

Таким образом, температура тонкого поверхностного слоя воды, которая определяет турбулентный, лучистый (длинноволновый) теплообмен, так же как теплообмен за счет влагообмена, формируется без непосредственного влияния солнечной радиации, так как поглощение последней в указанном слое пренебрежимо мало.

Это обстоятельство является одной из важнейших особенностей теплообмена свободной водной поверхности с атмосферой. Вследствие этой особенности температура поверхностного слоя воды может отличаться от температуры нижележащих слоев воды, в которых поглощается солнечная радиация.

Такое положение не наблюдается, например, для температуры поверхности почвы, для которой полный лучистый теплообмен охватывает тонкий поверхностный слой.

Указанная особенность теплообмена водной поверхности с атмосферой прежде всего выражается в существовании на поверхности так называемой «холодной» пленки, т. е. обратного температурного градиента вблизи водной поверхности. Впервые, по-видимому, на это указал Монтгомери [9]. С тех пор появилось некоторое количество работ, в которых приводятся данные по определению разности между температурой поверхности воды T_п и температурой нижележащих слоев T_h. Следует напомнить, что обычные методы измерения температуры воды не пригодны для получения объективных данных о величине T_п. Поэтому исследователи или использовали радиометры [10, 11], или определяли величину Т п косвенными методами [1, 12]. Физический анализ вопроса приведен в работе автора [1]. Этот вопрос обсуждается также в известном обзоре Дикона [13], который указывает на недостаточность данных для сколько-нибудь полного освещения этой важнейшей физической особенности теплообмена вода — атмосфера. Тем не менее и на основании приведенных исследований можно сделать заключение не только о существовании холодной пленки, но и о характерных величинах разности (T_n-T_h) и ее изменчивости. При неустойчивых условиях в приводном слое величина ($T_n - T_h$) колеблется в довольно широких пределах, от 1,0 до 0,1° и более. Далее установлена положительная корреляция между $(T_n - T_h)$ и величиной испарения с водной поверхности *E*. И, наконец, имеет место обратная корреляция между ($T_n - T_h$) и интенсивностью теплообмена в поверхностных слоях воды.

Хотя указанные закономерности установлены на основе анализа ограниченного (по объему) материала наблюдений, но они согласуются с физической картиной явления, в частности, в том виде, как она изображается в элементарной теории процесса [1] и в некоторых работах [2], посвященных теоретическому анализу вопроса о влиянии солнечной радиации на формирование температуры воды [1, 2].

2. Для приближенного анализа термических условий, складывающихся на водной поверхности, используем уравнение теплового баланса для тонкого поверхностного слоя водоема.

В простейшем случае это уравнение имеет вид

$$\boldsymbol{R}_{\mu} = \boldsymbol{L}\boldsymbol{E} + \boldsymbol{P} + \boldsymbol{B},\tag{1}$$

где $R_{\pi} = E_n - E_a = -E_{a\phi}$ - баланс длинноволновой радиации; *P*, *LE* - теплообмен с атмосферой, теплота за счет испарения; *B* - теплообмен водной поверхности с нижележащими слоями воды $\left(B = \lambda \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z \to 0}\right)$.

Соотношение (1) относится к такому поверхностному слою водоема, для которого изменение теплосодержания $\left(c\rho h \frac{\hbar dT}{dt}\right)$ и поглощение солнечной радиации можно считать малыми величинами по сравнению с написанными членами уравнения (1). Несколько ниже мы оценим величину *h*. Но уже из определения *h* следует, что уравнение теплопроводности для этого слоя будет иметь вид

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k \, \frac{\partial T}{\partial z} \right] = 0. \tag{2}$$

(3)

23

Отсюда для величины В получаем следующее выражение:

 $B=\frac{\lambda}{\hbar}(T_{\mathfrak{n}}-T_{\hbar}),$

где $\lambda = c \rho k$ — среднее значение коэффициента теплопроводности воды в слое 0 — h. Поэтому для величины ($T_{\pi} - T_{h}$) получаем следующую формулу:

$$T_{\rm II} - T_h = -\frac{h}{\lambda} \left(E_{\rm sop} + LE + P \right) = \frac{h}{\lambda} B. \tag{4}$$

Последнее соотношение, строго говоря, является трансцендентным уравнением для определения величины $(T_{\pi} - T_{h})$ или T_{π} , так как все члены в скобках справа являются функциями величины T_{π} . Тем не менее оно может быть использовано как для приближенного определения величины $(T_{\pi} - T_{h})$, поскольку величины справа могут быть независимо определены, а также для общего анализа зависимости величины $(T_{\pi} - T_{h})$ от различных факторов.

Соотношение (4) показывает, что знак разности $(T_n - T_h)$ определяется знаком суммы всех составляющих теплообмена водной поверхности с атмосферой. При этом можно отметить следующие условия:

При равновесных условиях в приводном слое $(T_n - {}_h T) \sim -(E_{\mathfrak{s} \phi} + LE)$, так как для средних условий величины $E_{\mathfrak{s} \phi}$ и LE одного порядка $(P \approx 0)$ и поскольку $E_{\mathfrak{s} \phi} > 0$ и LE>0, то $(T_n - T_h) < 0$.

При устойчивых условиях в приводном слое

$$(T_{\mathrm{n}}-T_{h})\sim -E_{\mathrm{s}\phi},$$

поскольку потоки LE и P относительно малые величины.

В случае сильной инверсии величина $E_{igh}+LE+P$ может оказаться отрицательной, тогда $(T_n - T_h) > 0$, т. е. в этом случае обратного градиента температуры воды у поверхности не будет наблюдаться.

Приближенное условие, когда не будет наблюдаться обратный градиент температуры воды, т. е. когда $(T_n - T_h) > 0$, можно получить из уравнения (4), выражая величины потоков через разность температур вода — воздух в следующем виде:

$$\frac{n}{2}\left[A(T_1-T_n)-B'\right] \ge 0$$

 $T_1 - T_{\pi} \geqslant \frac{B'}{A},$

или

где

Ê

$$B' = E_{g\phi}^{(0)} + Laud,$$

$$A = c'_{p}au + 4\sigma T_{0}^{3},$$

$$c'_{p} = c_{p} + L_{n}', \quad n' = n(1 + \alpha), \quad \alpha = \frac{m}{n} (T_{n} - T_{1})$$

$$n = \frac{dq_{n}}{dT_{1}}, \quad m = \frac{d^{2}q_{n}}{dT_{2}^{2}}.$$

Оценим порядок величины ($T_1 - T_n$), т. е. мощность инверсии, при которой возможно осуществление этого условия.

Если принять $E_{a\phi}^0 = 0,1$ кал/см²мин., a = 1 г/м³ = 10⁻⁶г/см³, $u_1 = 3$ м/сек., $d = q \mid_{T_{\Pi}-T} - q = 0,62 \cdot 10^{-3}$ ($e_T - e$) = 0,62 · 10⁻³ · 5, $d = e_T - e = 5$, L = 600 кал/г, то

$$B' = \frac{0.2}{60} + 0.6 \cdot 10^{-3} = 1.7 \cdot 10^{-3} + 0.6 \cdot 10^{-3} = 2.3 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см}^2 \text{сек.},$$

$$A = 1.23 \cdot 10^{-4} + 6.76 \cdot 10^{-4} \approx 8 \cdot 10^{-4}.$$

Тогда при n'=1,3 n $T_1-T_{\pi} \ge 2,8$, где T_1 — температура воздуха на водоеме на высоте 1 м.

Так как при сильных инверсиях E и P очень малы, то в этом случае

$$B\approx E_{\mathrm{s}\phi}^{(0)}, \qquad A\approx 4\sigma T_0^{\mathrm{s}}.$$

Это дает

$$T_1 - T_n \ge \frac{E_{\mathfrak{s}\phi}^{(0)}}{4\sigma T_0^3} = \frac{1.7 \cdot 10^{-3}}{6.76} = 2.6^{\circ} \mathrm{C}.$$

Наконец, при неустойчивых условиях в приводном слое $(T_n - T_h) \approx -(E_{s\phi} + LE + P)$ и в этом случае $(T_n - T_h) < 0$, так как все потоки тепла $(E_{s\phi}, LE, P)$ положительны и имеют один и тот же порядок величины. В этом случае можно ожидать наибольшие по абсолютному значению разности $(T_n - T_h)$, если другие факторы (например, T_h , λ) сильно не изменяются. Из этого простого анализа можно заключить, что знак (и величина) разности $(T_n - T_h)$, определяется в основном знаком величи $E_{s\phi}$ и LE (P).

Для иллюстрации приведем некоторые примеры о знаке разности $(T_n - T_h)$ для средних условий некоторых водоемов. Знак этой разности определяется знаком величины B (или суммы $E_{s\phi} + LE + P$). Для последней величины с учетом уравнения теплового баланса для всего деятельного слоя водоема

$$R = S(1 - A) - E_{ab} = LE + P + B_{r}$$
(5)

получаем следующее уравнение:

$$B = B_{\mathrm{T}} - S(1 - A), \tag{6}$$

где S(1-A) — поглощенная водоемом солнечная радиация; B_{τ} — затраты тепла, связанные с теплообменом в деятельном слое водоема (главные из них: изменение теплосодержания водоема и адвективный теплообмен).

Формула (6), в отличие от уравнения (4), выражающего связь B с составляющими теплообмена водной поверхности с атмосферой, устанавливает связь B с величиной $B_{\rm T}$ — теплообмен внутри водных масс. Последнее соотношение позволяет определить величину B (а тем самым и знак разности ($T_{\rm n}$ — $T_{\rm h}$) по несколько другим исходным данным. Приведем некоторые данные о величине B для средних условий. В табл. 1 помещены значения величины B, вычисленной по средним многолетним величинам $B_{\rm T}$ и S (1—A) для оз. Байкал [8] и оз. Севан [7]. Величины B даны в 10³кал/см²сек.

Таблица 1

	I	Π	Ш	IV	V N.	VI	VH	VIII	IX	Х	XI	ХЦ	Год
Севан	—5,6	5,2	3,8	-2,1	-2,0	-3,1	-4,7	-4,9	—5,8	5,1	5,5	5,8	4,5
Бай ка л			—	·	-1,0	—Ò,9	-0,8	-1,4	2,4	-4,5	-7,0	6,5	3,1

Из табл. 1 видно, что знак *В* для обоих водоемов сохраняется для всех месяцев безледоставного периода. При этом необходимо отметить, что в апреле — мае на Севане и в июне — августе на Байкале по средним многолетним данным имеет место инверсия температуры воздуха в приводном слое. В этот период на Байкале наблюдается конденсация на водной поверхности. Несмотря на это, величина *В* меньше 0 главным образом за счет влияния величины эффективного излучения $E_{эф}$. Однако за более короткие промежутки времени $E_{эф}$ может быть отрицательной и тогда величина *В* будет положительной, а это должно означать отсутствие обратного градиента температуры воды.

Таким образом, для водоемов суши (таких, как озера Байкал, Севан) величина В в течение года отрицательна и определяется не только испарением (конденсацией), но и в не меньшей степени длинноволновым радиационным теплообменом.

Приведем некоторые данные о величине В для условий океана. На основании формулы (1) Л. А. Строкина вычислила значение В для девяти кораблей погоды, находящихся в северной части Атлантического океана. Вычисления произведены по средним десятилетним данным (за период 1951—1960 гг.). По этим данным составлена табл. 2, где помещены средние величины В по всем кораблям погоды.

											Таблица	2
I.	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	ХП Год Атлас	2
7,6	7,2	-6,1		2,6	-2,4	-2,3	-3,2	-4,4		-6,6	-7,5 -5,0 -4,0)
	.e	1.1	· · ·	$(1,1) \in \mathbb{R}^{n}$	∦ -i	1.1.1		1997	2.8	1.1	e get e très é page	

В последних графах табл. 1 и 2 приведены средние годовые значения В и значения В, полученные из «Атласа теплового баланса зем-A state of the second ного шара» [3].

Данные табл. 1 и 2 показывают, что величины В, характеризующие средние многолетние условия, для океанов и некоторых водоемов суши (например, для оз. Севан) имеют одинаковые порядок и годовую изменчивость.

Рассмотрим, как складывается величина В. В табл. 3 приводятся данные о средних многолетних величинах E_{эф}, LE, P (в процентах) для оз. Севан и Атлантического океана (средние по девяти кораблям погоды за 10-летний период).

Таблица З

(7)

			I	Π	III	IV	V^{1}	VI	VII	VIII	I IX	X	XI	XΠ
о. Севан		$E_{\mathfrak{s} \phi} \ P \ LE$	44 31 25	45 27 28	60 11 29	$72 \\ 4 \\ 24$	64 7 29	57 6 37	43 9 58	41 9 50	37 12 51	38 20 42	42 19 39	42 25 33
Атлантический океан	•	E _{эф} P LE	16 34 50	18 31 51	18 18 64	20 21 59	32 13 55	36 10 54	32 10 58	28 12 60	24 10 66	22 20 58	17 33 50	16 32 52

Хотя в распределении указанных величин для океана и водоема суши имеются определенные сходства, но заметны и различия, обусловленные особенностями годовой изменчивости рассматриваемых составляющих теплового баланса. Главное отличие условий для океана от условий водоемов суши состоит в том, что величина В над океанами обусловливается в основном теплообменом за счет испарения. Над водоемами суши Е эф играет такую же роль в формировании величины В, как и величина E^{\bullet} (точнее LE^{\bullet}). По-видимому, предположение о том, что B (а значит, и величина $T_{n} - T_{h}$) обусловливается только величиной LE, не является полностью справедливым, в особенности для водоемов суши.

3. Прежде чем оценивать величину ($T_{n} - T_{h}$) по данным о величине В, кратко рассмотрим вопрос о величине слоя, для которого справедливо уравнение (1). Уравнение теплового баланса для поверхностного слоя воды можно написать в виде

$$(B-B_h) + S(1-A) \ (1-e^{-\alpha h}) = c_v h \ \frac{dT}{dt}$$

или 6. Q. -

$$B-B_{h}=c_{v}h\frac{dT}{dt}-S(1-A)(1-e^{-\alpha h}).$$

Уравнение (1) выполняется, если *h* достаточно мало так, что правая часть (7) значительно меньше любого члена левой части. Поэтому *h* может быть оценено с помощью неравенства

$$h \ll \frac{B}{c_v \frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + S(1-A)\alpha}$$
(8)

Если для величин, входящих в это соотношение, принять следующие характерные значения: 10 мм в соотношение соотноше

 $B \approx 0.8$ кал/см²мин.; $\frac{\partial T}{\partial t} \approx 1$ град/час; $\alpha = 0.04$ см⁻¹; S = 0.5 кал/см²мин., A = 0.1. Тогда для h получаем оценку $h \ll 20$ см.

Таким образом, поверхностный слой h имеет толщину не более 1-2 см. Если для расчетов величины $(T_n - T_h)$ глубина h значительно пре-

Если для расчетов величины $(T_n - T_h)$ глубина h значительно превышает указанную величину, то формула (3) должна быть заменена следующей [1]:

$$T_{n} - T_{h} = \frac{h}{\lambda} (B - A'), \qquad (9)$$

где величина

$$A' = c_v \int_0^n \left(1 - \frac{z}{h}\right) \frac{\partial T}{\partial t} dz - S(1 - A) \left[1 - \varphi(\overline{z})\right]$$

учитывает влияние изменения теплосодержания слоя воды и поглощение им солнечной радиации.

4. Когда известна величина *B*, то $(T_n - T_h)$ может быть определена по формуле (3), если *h* порядка 1 см, или по формуле (9), если *h* заметно больше указанной выше величины. В последнем случае требуется знание $\frac{\partial T}{\partial t}$ и количество поглощенной радиации. В обоих случаях для определения величины $(T_n - T_h)$ необходимо знание средней для выбранного слоя *h* величины коэффициента теплопроводности. В дальнейшем под *h* мы будем понимать величину порядка 1 см и поэтому для определения $(T_n - T_h)$ будем применять формулу (3). Для определения $(T_n - T_h)$ необходимо знание λ для поверхностного сантиметрового (и менее) слоя воды. Сразу можно отметить, что эта величина до сих пор никем не определялась, и поэтому ее значение никому не известно. О значении λ можно сделать следующие два предположения:

1) λ равно среднему значению турбулентной теплопроводности для поверхностного деятельного слоя водоема. Величина λ для этого слоя на основании косвенных определений имеет порядок $(10^{\circ} - 10^{2})$ кал/см град. сек. Так как для средних условий величина *B* имеет порядок $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см²сек., то для $(T_{n} - T_{h})$ получаем следующую оценку: $(T_{n} - T_{h})$ ($5 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-5}$) градусов, т. е. в этом случае существование холодной пленки будет иметь символическое значение. Если бы это предположение о λ было справедливо, то экспериментальное определение величины $(T_{n} - T_{h})$ всегда приводило бы к следующему результату: $(T_{n} - T_{h}) \approx 0^{\circ}$ С;

2. λ для очень тонкого поверхностного слоя воды близко к молекулярному значению коэффициента теплопроводности. В этом случае для величины ($T_n - T_h$) получаем оценку

$$(T_{\pi} - T_{\hbar}) = -\frac{\hbar B}{\hbar} = -\frac{1 \cdot 5 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 3 \cdot 10^{-3}} \approx -3.8^{\circ} \text{C},$$

т. е. очень значительную величину.

Что в настоящее время можно сказать о величине λ для тонкого поверхностного слоя воды, т. е., иначе говоря, о значении λ (z) при $z \rightarrow 0$ (где z — глубина водоема)?

Нам кажется, можно утверждать следующее.

Выражение lim λ (—z) = λ_0 не совпадает с характерными значе-

ниями λ , которые получаются на основании анализа температуры воды, измеряемой обычными термометрами. Можно даже утверждать, что $\lambda_0 < \lambda$, так как водная поверхность, подобно почве, препятствует развитию турбулентного обмена.

Оценки коэффициента турбулентного обмена, исходя из теории волнового движения, хотя и не обязательно должны совпадать со значениями λ , получаемыми из температурного поля, для поверхностного слоя (при $z \approx 0$) [4, 5, 6] будут порядка 0,025—0,0017 кал/см сек. град.

Кроме того, в настоящее время имеются экспериментальные данные [14], которые показывают, что в очень тонком (толщиной около 0,5 мм) поверхностном слое воды существуют значительные вертикальные градиенты температуры воды. Их величина достигает значений (1—10) град. см⁻¹. Существование таких градиентов возможно только при относительно небольших коэффициентах теплообмена в воде. Известно, что в деятельном слое, когда $\lambda \approx (1-10)$ кал/см сек. град. вертикальные градиенты температуры на несколько порядков меньше, чем указанные величины для поверхностного слоя. Учитывая обстоятельство, что в этом слое воды нет оснований предполагать большого изменения тепловых потоков с глубиной, можно предположить, что величина λ_0 может на порядок или несколько порядков отличаться от среднего турбулентного значения λ для деятельного слоя.

Кроме того, по аналогии с приводным слоем атмосферы можно также предполагать, что λ_0 близко к молекулярному значению. Известно, что для приводного слоя атмосферы имеет место условие

$$\lim_{z\to 0} k(z) \to \gamma,$$

где v — молекулярная вязкость воздуха [1].

Поэтому для правильного описания термического режима поверхностного слоя водоема вообще и для расчета температуры поверхности в частности необходимо учитывать следующие два фактора:

а) сильное изменение коэффициента обмена в поверхностном слое водоема;

б) влияние солнечной радиации.

С учетом сказанного уравнение теплопроводности для поверхностного слоя водоема будет иметь вид (без учета горизонтального турбулентного обмена)

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \left[k(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{S(t) (1-A)}{c_v} \sum_{i=1}^n \frac{e^{-\alpha_i z}}{\alpha_i}$$
(10)

с начальным и граничным условиями:

 $T|_{t=0} = T_0(z) = \varphi(z),$ (11)

$$k \frac{\partial I}{\partial z} = B - cT$$
 при $z = 0,$ (12)

где

$$B = \frac{(\rho aac_p^1 + 4\sigma T_0^3) T_a - E_{\vartheta \psi}^{(0)} - L\rho \, aud}{c_{\pi}}, \qquad (13)$$

$$c = \frac{\rho a u c_p + 4\sigma T_0^3}{c_v} , \qquad (14)$$

$$c'_p = c_p + L_n, \quad n = \frac{dq_n}{dT}, \tag{15}$$

T_a — температура воздуха.

В этой формулировке задача, насколько нам известно, еще пока не решалась.

Условие (12) может быть переписано в виде

$$k \frac{\partial T}{\partial z} = c(T_{\mathfrak{s}} - T)$$
 при $z - 0$,

где

$$T_{\mathfrak{s}} = T_{\mathfrak{a}} - \frac{E_{\mathfrak{s}\mathfrak{G}}^{(0)} + L_{\mathfrak{p}}aud}{\mathfrak{p}auc_{p}' + 4\mathfrak{s}T_{0}^{3}},$$

с имеет прежнее значение.

Таким образом, необходимо получить решение уравнения теплопроводности с объемным источником при смешанном граничном условии.

5. В заключение рассмотрим влияние неточности определения Т_п на величину потока B и тем самым на точность оценки величины $(T_n - T_h)$. Относительное изменение величин $E_{\mathfrak{s}\phi}$, P, LE при изменении температуры поверхности на величину dT_n может быть оценено по фор-

мулам:

$$\frac{dE_{9\phi}}{E_{9\phi}} \approx \frac{4dT_{\pi}}{T_{\pi\kappa}}$$

$$\frac{dP}{P} \approx \frac{dT_{\pi}}{T_{\pi}-T}$$

$$\frac{d(LE)}{LE} \simeq 0,06 \frac{q_{\pi}}{q_{\pi}-q} \alpha T_{\pi}$$
(15a)

Из этих уравнений видно, что при $dT_{\rm n} \approx 1^{\circ}$ можно ожидать следующие величины:

$$\frac{dE_{\mathfrak{s}\mathfrak{s}\mathfrak{b}}}{E_{\mathfrak{s}\mathfrak{p}}} \approx 0,01; \ \frac{dP}{P} \approx 0,3; \ \frac{d(LE)}{LE} \approx 0,15.$$

Поэтому величину $\frac{dB}{B}$ при $dT_n = 1$ можно оценить значением примерно **0**,10 — 0,20.

Отсюда можно сделать вывод, что для средних условий уравнение (3) даже при использовании неточных значений величины Т позволяет правильно оценить величину (T_п -- T_h). Кроме того, ошибка в определении истинного значения температуры поверхности воды наиболее существенно влияет на точность определения потоков P и LE. Учитывая, что современные методы определения температуры поверхности водоема связаны с систематической ошибкой от 0,1 до 1,0°С, можно предположить, что систематические ошибки в расчете потоков LE и Р при использовании измеренных стандартными методами величин T_п могут иметь порядок от нескольких процентов до десяти и более.

Выводы

1. Термический режим тонкого поверхностного слоя водоема характеризуется обратным градиентом. Величина этого градиента для слоя толщины $h = 10^{-1}$ см имеет порядок $0, 1 - 1, 0^{\circ}$ С.

2. В указанном слое коэффициент теплопроводности, по-видимому, близок к его молекулярному значению. Поверхностный слой водоема характеризуется резким изменением коэффициента теплопроводности с глубиной, от поверхности λ сильно увеличивается с глубиной. Таким образом, на небольшой глубине (ориентировочно десятки сантиметров) он достигает значений, характерных для турбулентной теплопроводности, имея значение у поверхности, близкое к молекулярному коэффициенту.

3. В связи с п. 2 при построении теории термического режима поверхностного слоя водоема очень существенным является учет поглощения солнечной радиации водой.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, 1963. 2. Пивоваров А. А. О влиянии проникающей в море солнечной радиации на формирование температуры воды. Океанология, № 2, 1963.
- 3. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. Межведом-
- Агластеплового оаланса земного шара. 110д ред. М. И. Будыко. Межведом-ственный геофизический комитет, М., 1963.
 Доброклонский С. В. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря и волнение. ДАН, т. 58, № 7, 1947.
 Богуславский С. Г. Зависимость коэффициента турбулентности от парамет-ров морских волн. ДАН, т. 115, № 3, 1957.
 Шулейкин В. В. Физические основы прогноза ветровых волн в океане. Изв. АН, сер. геофиз., № 5, 1959.
 Метопологиенский режим озера Серан Под рек. М. П. Тихофооро. Биско.
- 7. Метеорологический режим озера Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеонздат, Л., 1960. У8. Верболов В. И., Сокольников В. М., Шимарев И. Н. Гидрометеорологи
 - ческий режим и тепловой баланс озера Байкал. Изд. «Наука», 1965.
 - Montgomery R. B. Problems concerning Convective Layer. Ann., No 4, Acad. Sci., 48, 1947.
 Ball F. K. Sea Surface Temperatures. Austr. J. Phys., 7, 1954.

 - 11. Ewing G., McAlister E. H. On the Thermal Boundary Layer of the Sea
 - Ewing G., McAlister E. H. On the inermal boundary Layer of the sea Science, vil. 131, No 3410, 1960.
 Hasse L. On the Cooling, of the Sea Surface by Evaporation and Heat Exchange. Tellus, vol. 15, No 4, 1963.
 The Sea, vol. 1. Physical Oceanography: New York London.
 McAlister E. Measurement of Total Heat Flow from the Sea Surface. Applied Optics, vol. 3, No 5, 1964.
 Bøyum G. A. Study of Evaporation and Heat Exchange between the Sea Surface and the Atmosphere Geophysica Norvegica vol. XXII No 7 1962.

 - the Atmosphere. Geophysica Norvegica, vol. XXII, No 7, 1962.

Ũ,

Л. В. НЕСИНА

РАСЧЕТ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПРОЕКТИРУЕМЫХ ВОДОЕМОВ

Рассматривается методика определения составляющих теплового баланса проектируемых водоемов на основании расчетов температуры поверхности воды, температуры и влажности воздуха и скорости ветра над поверхностью водоема. Приводится пример расчета составляющих теплового баланса для водоемов разных размеров и глубин, а также анализ результатов расчета.

В настоящее время проблеме определения составляющих теплового баланса ограниченных водоемов и, в частности, определению испарения с поверхности водоемов посвящено большое количество работ. Как правило, предлагаемые в них методы определения составляющих теплового баланса или предполагают определенный комплекс гидрометеорологических наблюдений на водной поверхности или основываются на использовании эмпирических соотношений, имеющих локальное значение [1, 2]. Поэтому возникает затруднение в применении этих методов для расчета составляющих теплового баланса проектируемых водоемов.

В работе [3], как результат обобщения более ранних работ [4, 5, 6, 7, 8], предложен метод определения составляющих теплового баланса ограниченных водоемов, в основу которого положены последние работы по изучению процессов, происходящих на поверхности водоема, и взаимодействию водоема с окружающей сушей. Исходными данными для определения составляющих теплового баланса указанным методом служат материалы актинометрических и метеорологических наблюдений на гидрометеорологических станциях.

Этот метод может быть успешно применен для определения составляющих теплового баланса как существующих, так и проектируемых водоемов, поскольку в его основу положены материалы наблюдений на суше. В настоящей работе указанная методика была использована нами для расчета составляющих теплового баланса проектируемых водоемов. Расчет составляющих производился на основании средних многолетних величин метеорологических элементов, поэтому полученные результаты также следует считать средними за многолетний период. Уравнение теплового баланса для деятельного слоя воздуха, как известно, имеет следующий вид:

$$R \pm LE \pm P \pm B_{\rm r} + (\Pi - C) \pm B_{\rm r} = 0,$$
 (1)

где R — радиационный баланс деятельного слоя воды, E — испарение с водной поверхности, P — турбулентный теплообмен между поверх-

ностью воды и атмосферой, B_{τ} — изменение теплосодержания слоя воды, $(\Pi - C)$ — изменение тепла в слое за счет горизонтальной адвекции тепла, B_{r} — теплообмен с ложем водоема.

Расчеты составляющих теплового баланса выполнены нами для непроточных, перемешиваемых водоемов с глубинами от 5 до 20 м. Поэтому величины (П—С) и В_г мы не учитывали. Толщина деятельного слоя воды в данном случае равна глубине водоема.

Соотношение между величинами радиационного баланса деятельного слоя водоема и поверхности суши выражается следующей формулой [6]:

$$R = R' + Q'(A' - A) + L \sigma T_0^3 (T_{\pi} - T_{\pi}), \qquad (2)$$

где R', Q', A' — радиационный баланс, суммарная радиация и альбедо поверхности суши; A — альбедо водной поверхности; T'_n — температура поверхности суши; T_n — температура поверхности воды; σ — постоянная Стефана — Больцмана.

Рассмотрим возможность определения параметров формулы (2). Сейчас сеть актинометрических станций довольно равномерно распространена по территории СССР. Поэтому величины R', Q', A' и T'_n легко получить для любого района СССР из непосредственных наблюдений актинометрических станций. Вследствие того, что альбедо водной поверхности является достаточно устойчивой величиной, для расчета R по формуле (2) можно принять значения A, полученные в зависимости от широты H. E. Тер-Маркарянц [9]. Температура поверхности воды в свою очередь рассчитывается на основании метеорологических наблюдений на суше. Методика определения температуры поверхности водоемов, а также температуры T и влажности e воздуха над ними по метеорологическим наблюдениям на суше подробно рассматриваются в работе [10]. Однако в последнее время в методику расчета T_n , T и e внесены некоторые уточнения, которые были учтены нами при расчете составляющих теплового баланса. А именно:

1. Радиационные характеристики, необходимые при расчете T_{n} , определялись на основании непосредственных актинометрических наблюдений на суше по формуле

$$R_0 = Q'(A' - A) + R' + 4\sigma T_0^3 (T'_n - T),$$
(3)

где T' — температура воздуха на суше, остальные обозначения прежние. 2. Вместо эмпирических коэффициентов для перехода от скорости ветра на суше к скорости ветра над водной поверхностью использовались коэффициенты, полученные в результате решения задачи о трансформации ветра над ограниченными водоемами [11].

3. Приняты уточненные на основании экспериментальных наблюдений значения коэффициентов *ра*, учитывающих условия тепло- и влагообмена над водной поверхностью, которые приводим в табл. 1.

		and the second						Таблица
		III	IV	V	VI	VII	VIII IX	X XI
p <i>a</i>	Г/M ³	1,1	1,1	1,1	1,7	2,1	2,1 4,2	4,2 4,2

4. В том случае, когда отсутствуют сведения о дате вскрытия водоема, начальное значение температуры поверхности водоема T_{n0} принимается равным температуре воздуха за месяц до даты перехода температуры воздуха через нуль [12].

5. Температура и влажность воздуха над поверхностью водоема определялись на основании уточненных значений температуры поверхности воды. Кроме того, при расчете *T* и *е* учитывалась стратификация воздушной массы над водоемом (показатель степени n в формулах для расчета T и e принят равным 1/7 для весны, 1/10 для лета и 1/13 для осени).

После того как по наблюдениям гидрометеорологических станций на суше были рассчитаны величины R, T_n, T, e и u₁, для определения изменения теплосодержания воды использовалась следующая формула [8]:

$$B = R - \rho a u_1 [L(q_{\pi} - q) + c_p (T_{\pi} - T)], \qquad (4)$$

где

$$\rho a = \overline{\rho a} \left(1 + b' \, \frac{\Delta T}{u_1^2} \right) \,, \tag{5}$$

$$\overline{\rho a} = \frac{R}{u_1[L(q_{\overline{n}}-q)+c_p(T_{\overline{n}}-T)]},$$
(6)

 u_1 — скорость ветра на высоте 1 м над водной поверхностью, q — удельная влажность воздуха, L — удельная теплота парообразования, c_p — теплоемкость воздуха, b' — численный коэффициент, который в наших расчетах изменения теплосодержания принят равным 0,5. Черта сверху в формулах (5) и (6) означает осредненные значения этих величин за безледоставный период.

Для определения испарения с поверхности водоема и турбулентного теплообмена между его поверхностью и атмосферой использовались известные формулы, полученные на основании уравнения (1) и соотнощения Боуэна:

$$LE = 1,55 \frac{(R-B)\Delta e}{1,55 \Delta e + \Delta T},$$

$$D = \frac{(R-B)\Delta T}{(R-B)\Delta T}$$
(9)

$$P = \frac{(R - B)\Delta T}{1,55 \Delta e + \Delta T},\tag{8}$$

где $\Delta T = T_n - T$, $\Delta e = e_n - e$, $e_n - максимальная$ упругость водяного пара при температуре поверхности.

Изложенная выше методика позволяет рассчитать составляющие теплового баланса проектируемых водоемов для любого пункта, где имеются стандартные

наблюдения метеорологических станций. На рис. 1 и 2 приводятся результаты расчета *R, E, P* и *B*_т для условий Казахстана и Вологодской области (данные наблюдений взяты по станциям Джусалы и Белозерск). Представленные на рис. 1 и 2 составляющие теплового баланса рассчитаны для водоемов со средним размером x=10 км и глубиной Н=5 м. На этих рисунках потоки тепнаправленные к ла, водной поверхности, расположены выше оси х, а потоки обрат-









Рис. 2. Составляющие теплового баланса водоема с x=10 км и H=5 м в условиях Вологодской области (ст. Белозерск). Усл. обозначения см. рис. 1.

с водной поверхности быстро увеличивается. Со второй половины июля величина радиационного баланса постепенно уменьшается. Однако в это же время заканчивается аккумуляция тепла водоемом и начинается поступление тепла к водной поверхности из нижележащих слоев. Уменьшение радиационного притока тепла компенсируется теплоотдачей нижележащих слоев.

Поэтому величина испарения сохраняется при уровне максимального значения сентября. ДО В последующий период одновременное уменьшение радиационного притока тепла и[»] теплоотда-ЧИ нижележащими слоями и увеличение турбулентного теплообмена поверхности водоема с атмосферой приводят к быстрому убыванию величины испарения с водной поверхности.

Сравнение рис. Ти 2 показывает, что соотношение составляющих в течение безледоставного

34



Рис. 3. Изменение составляющих теплового баланса с увеличением глубины водоема.

a — май, b — октябрь, 1 — радиационный баланс, 2 — испарение. 3 — турбулентный теплообмен, 4 — изменение теплосодержания воды.

ного направления — ниже оси х. Это позволяет нагляднее представить соотношение компонент теплового баланса в течение безледоставного периода.

показывают Как рис. 1 и 2, сразу после вскрытия водоема почти все радиационное тепло идет на нагревание воды. На испарение в это время тратится незначительное количество тепла. Турбулентный поток тепла в это время направлен к водной поверхности. Величина его также мала, как и затраты тепла на испарение. Такое соотношение составляющих теплового баланса сохраняется примерно до середины мая. Далее поток тепла в воду постепенно уменьшается, а испарение

периода южного и северного водоемов одинаково. Некоторые различия в абсолютных величинах составляющих обусловлены зависимостью радиационного баланса от щиротного положения водоема.

Чтобы выяснить, как велико влияние морфометрических характеристик водоема на величины составляющих теплового баланса, нами выполнены расчеты составляющих для водоемов различных размеров и глубин. На рис. З изображено изменение составляющих теплового баланса при увеличении глубины водоема от 5 до 20 м. Поскольку наибольщие контрасты в величинах составляющих теплового баланса для водоемов с разными глубинами приходятся на периоды нагревания и охлаждения, для иллюстрации указанных различий мы выбрали результаты расчета для мая и октября. Рисунок 3 показывает, что в период нагревания при изменении глубины водоема от 5 до 20 м радиационный баланс увеличивается примерно на 10%, а в период охлаждения такое же изменение глубины приводит к уменьщению радиационного баланса на 20%. Объясняется это следующим образом. Весной над поверхностью водоема устанавливается инверсия температуры. На водоемах с большими глубинами инверсия больше, поэтому меньше величина эффективного излучения [13].

Осенью градиенты температуры над водной поверхностью имеют обратный знак. Поэтому увеличение градиента на водоемах с большими глубинами приводит к более высоким значениям эффективного излучения последних. Что касается других составляющих теплового баланса, то их изменение с увеличением глубины водоемов от 5 до 20 м значительно больше. В период нагревания испарение с поверхности водоема с $H{=}5$ м в 4 раза больше соответствующей величины для водоема с H=20 м. В период охлаждения соотношение величин испарения для указанных водоемов обратное. Величина испарения с поверхности водоема с H=5 м в 2 раза меньше, чем для водоема с H=20 м. Одной из основных характеристик, определяющих величину испарения с водной поверхности, является температура испаряющей поверхности. Известно, что чем глубже водоем, тем медленнее он прогревается весной и, следовательно, тем ниже температура его поверхности. В период охлаждения запасы тепла более глубоких водоемов поддерживают его температуру на более высоком уровне по сравнению с мелкими. Представленное на рис. З изменение Е с увеличением Н соответствует изменению температуры поверхности в указанные периоды.

Величина турбулентного теплообмена определяется разностью температур поверхности водоема и воздуха. Выше упоминается, что эта разность возрастает по абсолютной величине с увеличением глубины водоема. Как показывает рис. 3, таким же образом изменяется P. Между величиной изменения теплосодержания воды и глубиной водоема существует прямая зависимость. Чем больше глубина водоема, тем большее количество тепла требуется на его нагревание весной и тем больше тепла отдает он осенью. Это подтверждается рис. 3, который показывает, что значение $B_{\rm T}$ для водоема с H=5 м меньше соответствующего значения для водоема с H=20 м в 3 раза.

Значительно меньшее влияние, чем глубина водоема, оказывает на составляющие теплового баланса размер водоема. Рисунок 4 показывает, что изменение размера водоема от 1 до 100 км не оказывает существенного влияния на величины составляющих теплового баланса. Величина радиационного баланса в период нагревания несколько меньше на водоеме с x = 100 км, чем на водоеме с x = 1 км, так как увеличение влажности над поверхностью водоема с увеличением его размера приводит к уменьшению инверсии над ними. Это в свою очередь приводит

3*

к увеличению эффективного излучения и уменьшению радиационного баланса. В период охлаждения разность температур поверхности воды и воздуха определяется в основном глубиной водоема, т. е. запасом тепла в водной массе. Поэтому над водоемами с одинаковой глубиной и существенно различными размерами (1 км и 100 км) указанные разности мало отличаются друг от друга (в приведенном на рис. 4 примере они отличаются на 0,2°). Вследствие этого величины R для обоих водоемов одинаковы. В течение всего безледоставного периода испарение меньше с водоема с x = 100 км. Это обусловлено более высокой влаж-



Рис. 4. Изменение составляющих теплового баланса с увеличением размера водоема. Усл. обозначения см. рис. 3.

ностью над водоемами больших размеров. Различия в величинах турбулентного теплообмена для сравниваемых водоемов невелики. Обусловлены они также различиями в градиентах температуры над сравниваемыми водоемами.

Уменьшение испарения с увеличением размера водоема приводит к повышению T_n и соответственно к увеличению изменения теплосодержания воды.

В заключение приведем результаты некоторых сопоставлений рассчитанных нами для существующих водоемов величин составляющих теплосого баланса с наблюденными величинами.

В табл. 2 помещены рассчитанные по изложенной выше методике и измеренные на плавучей станции значения радиационного баланса для Волгоградского водохранилища за безледоставный период 1962 г.

Данные табл. 2 показывают, что различия измеренных и рассчитанных значений R находятся в пределах 10%.

				· ·	Табл	ица 2
	, ·	VI	VII	VIII	IX	X
<i>R</i> изм .	• • • •	420	404	316	193	45
R _{pacy} .		467	434	311	184	45
$\frac{\Delta R}{R}$ % .	• • • •	10	7	2	5	0
Рассчитанная нами многолетняя норма испарения для Аральского моря равна 1102 мм, по водному балансу эта величина составляет 977 мм.

Таким образом, в настоящее время с помощью изложенной выше методики на основании обычных метеорологических наблюдений станций суши можно осуществить оценку возможных изменений характеристик климата и метеорологического режима, которые возникают под влиянием водоемов.

Глубина водоема оказывает существенное влияние на величины составляющих теплового баланса. Для южных широт изменение глубины водоема от 5 до 20 м следующим образом отразится на величинах составляющих теплового баланса:

а) радиационный баланс в период нагревания увеличивается в среднем на 10%, а в период охлаждения уменьшается на 20%;

б) испарение в период нагревания уменьшается примерно в 4 раза, в период охлаждения увеличивается в 2 раза. Поскольку наибольшие величины испарения приходятся на период охлаждения, можно ожидать, что в среднем за безледоставный период величина испарения будет больше с поверхности водоемов с большими глубинами;

в) изменение теплосодержания водоема увеличивается примерно в 3 раза как в период нагревания, так и в период охлаждения;

r) изменение абсолютного значения турбулетного теплообмена велико (в 4-5 раз). Однако вследствие малости этой величины в течение. всего безледоставного периода она играет небольшую роль в общем балансе.

Для северных широт указанные изменения будут несколько меньше. Размер водоема незначительно влияет на величины составляющих теплового баланса.

ЛИТЕРАТУРА

- Кошкарев О. Д. Метод расчета испарения с водной поверхности по тепловому балансу. Труды ВНИИГ, вып. ХХІV, 1952.
 У 2. Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери воды на испарение из водохра-нилищ засущливой зоны Казахстана. Изд. «Наука», Алма-Ата, 1965.

 - 3. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л., 1963. Гидрометеоиздат.,
- V4. Тимофеев М. П., Лайхтман Д. Л. О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4, 1955.
- 5. Тимофеев М. П. О расчете составляющих теплового баланса ограниченных водо-емов. Труды ГГО, вып. 59, 1956.
 6. Тимофеев М. П. О метеорологическом эффекте орошения. Метеорология и гид-
- рология, № 11, 1952. √7. Тимофеев М. П.
- имофеев М. П. О методике расчета температуры водоемов. Метеорология и гидрология, № 12, 1958.
- ✓ 8. Тимофеев М. П., Несина Л. В. О вычислении изменения теплосодержания воды по метеорологическим данным. Сб. «Малые водоемы равнинных областей СССР и их использование». Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

🗸 9. Тер-Маркарянц Н. Е. О средних дневных величинах альбедо мо́ря. Труды

ГГО, вып. 100, 1960. 10. Несина Л. В. Изменение метеорологического режима при создании водоемов. Труды ГГО, вып. 167, 1965.

11. Тимофеев М. П., Зайцев А С. Изменение скорости ветра под влиянием огра-

ниченных водоемов. См. наст. сб. 12. Пиотрович В. В. Расчет сроков ледостава и очищения от льда озер и водо-хранилищ. Гидрометеоиздат, Л., 1955.

ИЗ. Кириллова Т. В. Радиационный баланс для водоемов различной глубины и различных размеров. Труды ГГО, вып. 167, 1965.

Г. В. ГИРДЮК, С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ

a ann an Ar

late the liter.

网络达尔 经济 计集成 的复数

ОБ ИЗЛУЧАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ

conservations and another the state states and attack determined a

BERGE PERSON TRAC

OTH A MENTER

V. At M. M. Marking and M. Marking Sciences and Sciences

[26] SHORE SERVER SHORE SHORE AND ADDRESS TO A CONTRACT STREET, SHORE SHORE

Приводятся данные об излучательной способности водной поверхности, полученные в естественных условиях над океаном.

Величина излучательной способности водной поверхности представляет интерес для ряда задач расчета эффективнного излучения, радиационного баланса водной поверхности и особенно при измерении температуры поверхности воды радиационным методом, поскольку в этом случае использование ошибочных значений излучательной способности может привести к погрешности расчета температуры, превышающей ошибки измерений температуры воды обычным методом. Поэтому величинам излучательной способности водной поверхности должно быть уделено значительное внимание. Разные авторы в своих работах приводят значения излучательной, способности от 0,88 [1] до 0,98 [4], обычно же в расчетах используется величина 0,95-0,96.

В работе Е. П. Новосельцева и Н. Е. Тер-Маркарянц [2] приводятся рассчитанные величины излучательной способности по всему спектру излучения, откуда следует, что для интегрального потока радиации $\delta = 0,89$. Авторы работы [2] объясняют такие различия с данными, приводимыми обычно в литературе, тем, что экспериментальные данные определения б относятся обычно к величинам, измеренным по нормали к поверхности, между тем как их расчет относится к излучению в полусферу. К этому следует добавить, что согласно работе [2] имеется значительная селективность излучательной способности по спектру. Так в районе 8—12 мк в имеет значительно бо́льшие значения, 0,93—0,95, при бо́льших длинах волн эта величина уменьшается. В связи с этим неизбежны расхождения в экспериментальных данных по определению &, если эти данные остносятся к различным участкам спектра. Величину же излучательной, способности воды можно считать постоянной лишь в определенном участке спектра и при определенном телесном угле.

Для целей теплобалансовых расчетов представляет интерес величина δ во всем спектре при излучении в полусферу и для этих целей следует определить среднее значение излучательной способности воды. Если же ставится задача радиационных измерений температуры поверхности прибором с определенным участком пропускания спектра и ограниченным углом зрения, то следует использовать величины б. определенные для данного участка спектра и данного угла зрения. Интегральную величину δ можно использовать лишь при применении прибора с широкой областью пропускания и телесным углом, близким к л.

Необходимо обратить внимание и на следующее обстоятельство. Под излучательной способностью поверхности обычно подразумевается отношение потока теплового излучения поверхности к излучению абсолютно черного тела при этой же температуре поверхности, т. е.

$$\delta = \frac{E_{\uparrow}}{\sigma T^4},$$

(1)

где E_{\uparrow} — восходящий поток длинноволновой радиации, T — температура поверхности.

При этом предполагается, что Е↑ равняется потоку теплового излучения поверхности, а другие источники излучения отсутствуют.

В естественных условиях в величину восходящего потока входит не только поток теплового излучения поверхности, но и отраженная часть противоизлучения атмосферы

$$E_{\uparrow} = \delta \sigma T^4 + \alpha E_{\rm A}, \qquad (2)$$

где E_A — противоизлучение атмосферы, α — длинноволновое альбедо для потоков противоизлучения атмосферы.

В этом случае величину δ, полученную из выражения (1), можно использовать лишь при выполнении условия

$$x = 1 - \delta. \tag{3}$$

Между тем известно, что излучательная способность воды меняется по спектру, а так как спектральный состав потоков теплового излучения поверхности и излучения атмосферы различен, то в естественных условиях равенство (3) не выполняется.

Поэтому для целей теплобалансовых расчетов целесообразно принять справедливым соотношение (3), но определять величину излучательной способности не из выражения (1), а из выражения

$$E_{\uparrow} = \delta' \sigma T^4 + (1 - \delta') E_{\mathbf{A}}, \qquad (4)$$

откуда

$$\delta' = \frac{E_{\dagger} - E_{A}}{\sigma T^{4} - E_{A}}.$$
(5)

При этом будем получать некоторую «эффективную» величину излучательной способности б', которая численно может быть не равна величине

$$\delta = \frac{E_{\uparrow}}{\sigma T^4},$$

но которую можно впоследствии вводить в расчеты потоков длинноволновой радиации для естественных условий как постоянную величину, так как она определена при средних значениях σT^4 и E_A с характерным для них спектральным составом радиации.

Для определения б' требуются данные большого числа измерений величин E_{\uparrow} ; $E_{\rm A}$ и температуры поверхности воды T.

В июле — сентябре 1965 г. на экспедиционном судне «Айсберг» в районах Северной Атлантики такие наблюдения были проведены. Температура T измерялась поверхностным ртутным термометром, находящимся при измерениях на глубине 0,5—1 м. Величины E_A и E_1 измерялись радиометром с германиевым фильтром щироким участком пропускания (2—30 мк) и телесным углом, близким к л. Согласно данным работы [2], для такого спектрального интервала $\delta = 0,906$ при спокойной водной поверхности и увеличивается до 0,92 при волнении в 4—5, баллов, Вопросы методики измерений температуры поверхности воды и излучения атмосферы по радиометру изложены в работе [3]. Из 670 случаев прове-

денных измерений вначале были отобраны 243 случая с величинами эффективного излучения, большими 0,05 кал/см² мин., так как при близких величинах E₁ и E_A неизбежны большие ошибки расчетов.

Результаты этих наблюдений представлены на рис. 1. Средняя величина б' оказалась равной 0,906, среднеквадратичное отклонение величин составляет 0,027. Во время наблюдений учитывалось влияние δ'





слоя воздуха согласно графику, приведенному в работе [3].

Кроме того, из всех полученных данных была проведена выборка случаев, когда разность температур воды и воздуха была меньше 0,5° при значениях E_{ab} , больших 0,08 кал/см²мин. (90 случаев). Средняя величина б' при этом не изменилась и оказалась равной 0,905. Однако эти величины б' нельзя представить как окончательные ввиду наличия систематических ошибок при определении температуры поверхности. Известно, что температура излучающей поверхности воды обычно меньше температуры на некоторой глубине, которая измеряется термометрами и принимается за температуру поверхности [3]. Поэтому в расчеты следует ввести поправку к величине σT⁴ на градиент температуры в. поверхностном слое.

Во время экспедиции на судне В. В. Виноградовым проводились измерения температуры поверх-

ностного слоя воды с помощью микротермисторов. В результате обработки данных оказалось, что в среднем в умеренных широтах температура поверхности ниже температуры, наблюденной по поверхностному ртутному термометру, на 0,3° (эта велечина хорошо согласуется с имеющимися литературными данными [3]). Если ввести эту поправку к температуре Т, входящей в расчет, то окончательно получим б'=0,922. Эти данные относятся к средним условиям волнения, имевшимся во время проведения наблюдений (2-3 балла). Как видно, полученная из наблюдений величина б' подтвердила данные расчетов б, выполненных Е. П. Новосельцевым и Н. Е. Тер-Маркарянц. Это позволяет с уверенностью использовать в расчетах излучательную способность воды, равную 0,91—0,92 при средних условиях волнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллова Т. В. Формирование радиационного баланса подстилающей поверх-

- ности. Труды ВНМС, т. VII. Гидрометеоиздат, Л., 1963. 2. Новосельцев Е. П., Тер-Маркарянц Н. Е. Об излучательной способности водной поверхности. Труды ВНМС, т. VI. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
 - 3. Малевский Малевич С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. См. настоящий сборник. 4. Gates D. Winter Thermal Radiation Studies in Yellowstone Park. Science, 7, vol.
 - 134, 1961.

Т. В. КИРИЛЛОВА, Н. С. ОРЛОВСКИЙ

эффективное излучение водохранилищ

Рассматриваются результаты обработки актинометрических наблюдений на Волгоградском и Новосибирском водохранилищах с точки зрения выявления зависимости эффективного излучения водохранилищ от влажности воздуха, облачности и разности температур поверхности и воздуха.

В 1962—1964 г. на плавучей станции Волгоградского водохранилища и на островной станции Новосибирского водохранилища производились актинометрические наблюдения над водной поверхностью. На Волгоградском водохранилище наблюдения проводились под руководством участии начальника отдела метеорежима А. Я. Мыльникои при вой. Результаты некоторых наблюдений опубликованы [1, 2]. На Новосибирском водохранилише наблюдения производились под руководством и при участии ст. инженера метеорежима А. В. Кунявской [3]. Методическое руководство осуществлялось Главной Геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова. Исходными материалами для данной статьи являлись таблицы ТМ-12 на указанных водохранилищах, за 16 месяцев на Волгоградском и за 11 месяцев на Новосибирском водохранилищах, с июня по ноябрь. Материалы наблюдений любезно предоставлены нам Волгоградской и Обской гидрометеорологическими обсерваториями.

Известно, что экспериментальный материал по наблюдениям эффективного излучения водных поверхностей крайне ограничен и неоднороден. Кроме того, как и для поверхности суши, очень трудно оценить погрешности наблюдений, особенно в светлое время суток. Эффективное излучение по определению является разностью потоков теплового излучения поверхности и теплового излучения атмосферы и составляет величину, почти на порядок меньшую, чем значения указанных выше потоков. Помимо этого, в светлое время суток эффективное излучение определяется как разность поглощенной радиации и радиационного баланса и это приводит к дополнительным ошибкам. Ошибки, естественно, возрастают в условиях неустойчивой погоды и меняющейся облачности. Вследствие этого дополнительным условием при критическом просмотре используемых нами материалов наблюдений была принята малая – при высотах солнца больше 30°. Тем самым исключаизменьчивость лись случаи неустойчивой погоды. Размер случайных ошибок был сведен к минимуму большим количеством наблюдений при однородных погодных условиях. Невозможность учета систематических ошибок, присущих методу определения эффективного излучения по наблюдениям балансомером и пиранометром, может поставить под некоторое сомнение

полученные количественные результаты. Однако нам представляются результаты убедительными, поскольку можно положить, что систематические ошибки метода присущи всем наблюдениям и на воде и на суше и при различных условиях погоды. Задачей же работы является выявление особенностей эффективного излучения водохранилищ в зависимости от метеорологических условий.

В работах Шулейкина [4]. Бенашвили [5], Самойленко [6], Попова и Рязанова [7], Меньшова и Дегтярева [8] рассматривались вопросы о том, какие эмпирические формулы наилучшим образом могут оценить величину эффективного излучения поверхности морей, океанов и водохранилищ, как правило, для средних климатических условий.

Известно, что эффективное излучение является функцией температуры поверхности, облачности, функции пропускания, содержания водяного пара в атмосфере, вертикального распределения температуры и влажности в пограничном слое атмосферы; зависит эффективное излучение и от излучательной способности подстилающей поверхности.

Формула для расчета эффективного излучения имеет следующий вид:

$$E = \sigma T^4 f(e) f(n) + A \Delta T, \tag{1}$$

где T — температура воздуха; f(e) — функция, определяемая по влажности воздуха (зависящая от функции пропускания, общего содержания водяного пара в атмосфере и вертикального распределения температуры и влажности); f(n) — функция, зависящая от облачности: A — постоянный коэффициент; ΔT — разность температур вода — воздух.

Соответственно указанным параметрам представило интерес провести анализ эмпирических материалов с точки зрения зависимости эффективного излучения от:

1) влажности воздуха (а соответственно от содержания водяного пара в пограничном слое воздуха и во всей атмосфере). Для этого для случаев безоблачного неба и малых градиентов температур вода — воздух следует получить зависимость

$$\frac{E}{\sigma T^*} = f(e)$$
 при $n = 0$ и $\Delta T \leqslant \pm 1^\circ;$

2) разности температур вода — воздух (и косвенно от температурной стратификации всего пограничного слоя). Эта зависимость может быть выявлена для однородных условий облачности, в первую очередь для случаев безоблачного неба, т. е. n=0.

Для того чтобы при этом исключить влияние влажности, можно определить

$$\Delta E = E - \sigma T^4 f(e) = f(\Delta T);$$

3) от облачности. Зависимость f(n) можно определить по следующей формуле:

$$f(n) = \frac{E - A\Delta T}{\sigma T^4 f(e)}.$$

В соответствии с указанным и были обработаны наблюдения на Волгоградском и Новосибирском водохранилищах.

При безоблачном небе и равновесной стратификации

$$E = E_o = \sigma T^4 f(e).$$

На основании 275 случаев наблюдений при безоблачном небе и $\Delta T < \pm 1^{\circ}$ была установлена связь $\frac{E}{\sigma \cdot T^4}$ от влажности воздуха.

Установленне вида эмпирической зависимости производилось согласно методике, изложенной А. К. Успенским в работе [9]. Значения коэффициентов определялись методом наименьших квадратов. Полученная нами формула имеет вид

$$E = \sigma T^4(0,375 - 0,045 \sqrt{e}), \qquad (2)$$

где *е* в мб.

Если выделить отдельно ночные наблюдения (112 случаев), то, применяя вышеописанную методику, получим следующее выражение:

$$E = \sigma T^4(0,275 - 0,028 V e). \tag{3}$$

Одной из причин того, что ночные наблюдения дали несколько иную зависимость, чем средние за сутки, может быть различная чувствительность балансомера к коротковолновой и длинноволновой радиации. Из полученных эмпирических формул следует, что при одних и тех же значениях температуры и влажности дневные значения эффективного излучения выше ночных в обычном диапазоне изменения влажности воздуха.

Известно, что чувствительность балансомера к длинноволновой радиации меньше, чем к коротковолновой. Однако данные наблюдений по балансомеру обработаны с одним значением переводного множителя

При этом результаты обработки ночных наблюдений оказываются заниженными по сравнению с дневными, поскольку $a_{\kappa} < a_{\pi}$. В дальнейшем будем основываться на формуле (2).

Зависимость (2), полученную нами при равновесных условиях, можно использовать для определения влияния стратификации.

Влияние стратификации на эффективное излучение определяют обычно через $\Delta T = T_{воды} - T_{возд}$.

На основании формулы (2) для каждого наблюдения при безоблачном небе было рассчитано $E = E_{\Delta T=0}$, где $\Delta T = 0$ условно означает



Рис. 1. Зависимость ΔE от ΔT (по данным наблюдений на водохранилище).

 $\Delta T \ll \pm 1^{\circ}$. Затем рассчитывалось ΔE по формуле $\Delta E = E_{\Delta T} - E_{\Delta T=0}$. Всего было использовано 917 наблюдений. Полученные результаты представлены на рис. 1.

Если принять линейную зависимость, то уравнение прямой, несколько смещенной относительно нулевой точки, получаем в виде

$$\Delta E = 0,0034 \ \Delta T - 0,0065.$$

Коэффициент корреляции r = 0.88.

43

(4)

Если принять криволинейную зависимость, то большие значения углового коэффициента получаются при инверсиях и меньшие — при сверхдиабатических градиентах.

Обычно предполагается, что $\Delta E = 4 \delta \sigma T^3 \Delta T$ и принимается $A = 4 \delta \sigma T^3 \approx 0,007$ (при измерениях эффективного излучения в кал/см² мин.).

Полученные нами меньшие значения коэффициента A (примерно в 2 раза) свидетельствуют о том, что разность температур поверхности и воздуха не определяет полностью изменения эффективного излучения при отклонении стратификации от равновесной. Действительно, при изменении стратификации изменяется и излучение атмосферы. Изменения в излучении атмосферы, как правило, имеют одинаковый знак, как и изменения в излучении поверхности.

Изменения эффективного излучения (разность излучения поверхности и излучения атмосферы) не могут быть определены лишь различиями в излучении поверхности. Поскольку изменения в излучении атмосферы уменьшают всегда возможные изменения эффективного излучения, то коэффициент A должен быть меньше, чем 4 сT³. Получаемая нами расчетная формула для эффективного излучения при безоблачном небе имеет вид

$$E = \sigma T^4(0.375 - 0.045\sqrt{e}) + 0.0034 \Delta T - 0.0065.$$
(5)

То, что при $\Delta T = 0$ не выполняется равенство $\Delta E = 0$, может быть объяснено с нашей точки зрения тем, что существует систематическая ошибка в определении температуры поверхности воды ртутными термометрами [10] и температура слоя излучения несколько ниже, чем показывают ртутные термометры.

Для того чтобы определить значения коэффициентов, учитывающих влияние облачности, и установить вид зависимости от степени облачности, все наблюдения были сгруппированы по баллам общей облачности от 1 до 10, а также отдельно выделены случаи облачности 10/10, 10/0.

Для каждого наблюдения при определенном балле облачности и эффективном излучении E_n вычислялось эффективное излучение при ясном небе E_0 , далее определялась поправка ΔE по ΔT и затем отношение $\frac{E_n - \Delta E}{E_0}$.



Рис. 2. Зависимость эффективного излучения от степени облачности.

Всего было обработано 1965 наблюдений. Результаты обработки представлены на рис. 2.

Для определения значений коэффициентов, определяющих влияние облачности, использовалась формула

$$c = 1 - \frac{E_n - \Delta E}{E_0}, \qquad (6)$$

(7)

справедливая при сплошной облачности n=1.

По результатам обработки получено: для облачности 10/10 c=0,61, для облачности 10/0 c=0,39, для облачности 10/n c=0,52.

Сравнение со значениями коэффициентов, рекомендуемых для тех же широт для суши, показывает, что для водной поверхности значения коэффициентов ниже. Причиной этого может являться иной механизм воздействия облачности на температуру поверхности, а следовательно, и на эффективное излучение. В то время как на суше наличие облачности в летний период сопряжено со значительным уменьшением температуры поверхности, на воде температура при соответствующих условиях меняется незначительно, что и может привести к ослабленному влиянию облачности на эффективное излучение на водоемах.

Для подтверждения полученных результатов нами по аналогичной методике были определены значения коэффициентов *с* по данным береговых наблюдений ст. Огурцово (Новосибирское водохранилище) и ст. Волгоград, СХИ. При облачности 10/10 соответственно получено значение коэффициента для условий сплошной облачности нижнего яруса, равное 0,73.

При определении *с* для суши предварительно нами было определено E = E(e) и $E = E(\Delta T)$.

Формула для определения эффективного излучения при безоблачном небе получилась следующей:

$$E = \sigma T^4(0.261 - 0.026\sqrt{e}).$$

Зависимость $E = E(\Delta T)$ представлена на рис. 3. Обращает на себя внимание тот факт, что и для условий суши

 $A < 4 \sigma T^3$.



Рис. 3. Зависимость ΔE от ΔT (по данным наблюдений на береговых станциях).

В отношении значений коэффициентов, учитывающих влияние облачности, можно сделать заключение о том, что для водохранилищ

$c_{\rm B}\approx 0.8 c_{\rm c}$

где с_в и с_с — значения коэффициентов соответственно для водохранилищ и суши.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Кириллова Т. В., Мыльникова А. Я. Радиационный баланс Волгоградского водохранилища. Метеорология и гидрология, № 9, 1965. 2. Мыльникова А. Я. О радиационном балансе Волгоградского водохранилища.
- См. настоящий сборник.
- См. настоящая соорнях.
 Кириллова Т. В., Кунявская М. В. Суммарная радиация и альбедо Ново-сибирского водохранилища. См. наст. сб.
 Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, М., 1953.
 Бенашвили И. А. Методы расчета инсоляционного притока тепла на поверх-ность моря. Труды ГОИН, вып. 11 (23), 1948.
 Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. Гидрометео-истов.

- 0. Самон ленко Б. С. Формирование температурного режима мореи. Тидрометео-издат, 1959.
 7. Попов С. М., Рязанов С. А. Значение эффективного излучения в тепловом балансе океана. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1961.
 8. Меньшов Ю. А., Дегтярев Г. И. Об эффективном излучении поверхности океана. Метеорология и гидрология, № 7, 1963.
- 9. Успенский А. К. Выбор и нахождение параметров эмпирической формулы. Энергоиздат, М., 1960.
- 10. Малевский Малевич С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. См. наст. сб.

Т. В. КИРИЛЛОВА, М. В. КУНЯВСКАЯ

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ И АЛЬБЕДО НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Приводятся результаты наблюдений суммарной радиации и альбедо за безледоставный период 1962—1964 гг. Используются наблюдения островной станции Лысая Гора и АМС Огурцово, расположенной в 6 км от водохранилища.

Месячные суммы радиации на водохранилище оказываются, как правило, выше чем на суше, что, видимо, объясняется иным характером облачности на водохранилище.

Полученные зависимости альбедо от высоты солнца и степени облачности хорошо согласуются с результатами теоретических расчетов.

Как известно, суммарная радиация является основной составляющей радиационного баланса, а последний в свою очередь определяет приходную часть теплового баланса. При отсутствии актинометрических наблюдений на водохранилищах в расчетах теплового баланса обычно принимается предположение о равенстве суммарной радиации на водохранилище и на берегу. Однако это предположение требовало экспериментальной проверки, что и являлось одной из задач Обской гидрометеорологической обсерватории.

В ряде работ [1, 2, 3] этот вопрос также рассматривается. Как следует из вышеуказанных работ, различия в величинах суммарной радиации не являются большими, однако суммарная радиация на озерах и водохранилищах, как правило, несколько выше, чем в прибрежных районах. На Ладожском озере эти различия достигают 10%.

Новосибирское водохранилище имеет небольшие размеры, площадь его зеркала 1070 км², объем водной массы 8,8 км³.

Наблюдения за суммарной радиацией над водой производятся на острове Лысая Гора, расположенном в наиболее широкой части водохранилища. Станция Огурцово, где ведутся наблюдения по программе актинометрических станций, расположена в 6 км от водохранилища и в 26 км от острова Лысая Гора. Близость в расположении двух станций говорит о том, что влияние различий в широте места на величину приходящей радиации сводится к минимуму.

В табл. 1 представлены месячные величины суммарной радиации (ккал/см²) над водой и над сушей за безледоставный период 1963 и 1964 гг.

Как следует из таблицы, во все месяцы различия имеют один знак: суммарная радиация на водохранилище выше, чем на берегу; в среднем различия составляют 0,8 ккал/см² за месяц, что составляет относительную величину около 5%.

Таблица	
---------	--

Станция		v	V VI	VII	VIII	IX
		1963 г.				
Лысая Гора		16,2	17,1	17,0	11,3	8,2
Огурцово	• • • •	15,1	15,2	15,7	10,8	7,7
Δ	• • • •	1,1	1,9	1,3	0,5	0,5
		1964 r.		•		
Лысая Гора		16,4	15,5	16,4	12,5	7,5
Огурцово		15,2	14,6	16,4	11,6	7,4
Δ		1,2	0,9	0,0	0,9	0,1
		· .) 	ļ	

Причинами наблюдающихся различий величин суммарной радиации могут быть различия в количестве и характере облачности, неодинаковые соотношения прямой и рассеянной радиации вследствие разной прозрачности воздуха, а также различия в значениях альбедо подстилающей поверхности суши и воды.

Сравнительно небольшая ширина водохранилища, казалось бы, должна исключить возможные различия в количестве облачности. Однако следует рассмотреть результаты наблюдений за облачностью, хотя и известно, что визуальная оценка балла облачности является неточной. В табл. 2 представлены результаты наблюдений по общей облачности в среднем за каждый месяц по отдельным срокам за тот же период, что и по суммарной радиации. Средний балл облачности подсчитан с точностью до 0,1.

Таб	Л	И	ц	а	1
-----	---	---	---	---	---

	6 ч.	30 м.	9 ч. 30 м.		12 ч.	30 м.	15 ч.	30 м.	18 ч.	30 м.
ме- сяц	Лысая гора	Огур- цово								
.	-				1963	۲.		·	· · ·	
V	5,4	5,2	5,2	5,6	6,0	6,2	5,7	5,8	6,2	6,5
VI	6,2	5,9	6,3	6,0	6,1	6,4	5,7	6,4	5,2	5,2
VII	5,6	5,9	6,1	6,1	6,2	6,6	5,5	5,8	5,0	5,1
VIII	7,2	7,0	7,0	7,2	7,8	8,2	7,9	8,5	7,5	7,8
IX	6,9	7,6	6,8	7,1	7,1	8,1	7,0	7,7		(
				•	1964 1				•	
. V	5,1	4,9	4,8	4,7	5,6	6,4	6,1	6,7	6,1	6,4
VI	6,8	6,6	8,4	7,9	8,7	8,4	8,2	7,8	7,3	8,1
VII	5,6	5,3	5,1	5,1	6,0	6,6	6,7	6,8	7,7	7,6
VIII	7,2	7,5	7,7	7,5	7,9	8,4	7,8	7,8	7,5	7,5
IX	6,2	7,2	6,2	6,8	6,9	7,6	7,0	7,5	_	

Как следует из таблицы, в большем числе случаев облачность над водохранилищем меньше, чем над сушей. Наибольшие различия наблюдаются в срок 12 час. 30 мин., т. е. при больших высотах солнца. Уже

одно это обстоятельство может объяснить различия в суммах \hat{Q} на водохранилище и на берегу.

В среднем различия составляют 0,2—0,3 балла. Этот вывод согласуется и с выводами из специальных зарисовок облачности на береговых станциях Цимлянского водохранилища, опубликованных в работе [4]. Таким образом, различия в облачности действительно могут являть-

ся одной из причин, объясняющих различия в суммах радиации.

Что касается оценки влияния различной прозрачности, то в этом направлении требуется специальное изучение характеристик прозрачности. Эффект же уменьшения суммарной радиации на водохранилище за счет меньших значений альбедо на водохранилище и, как следствие, за счет меньшего вклада вторичного рассеяния по нашим наблюдениям





не обнаружен. Возможно, эффект влияния различий в облачности перекрывает остальные эффекты и в итоге на водохранилище наблюдаются бо́льшие величины суммарной радиации по сравнёнию с сушей. Преувеличение составляет в среднем 5—6%.

Суммарная радиация еще не определяет того количества тепла, которое поглощается подстилающей поверхностью. Для определения поглощенной радиации нужно знать альбедо суммарной радиации на данном водохранилище. Альбедо суммарной радиации может быть определено на основании систематических наблюдений как отношение отраженной радиации к падающей по месячным суммам за все сроки наблюдений. Средние месячные значения альбедо на Новосибирском водохранилище представлены в табл. 3.

					Табл	ица З
	V	VI	VII	VIII	IX	X
1962		6	5	7	7	7
1963	· · · ·	8	6	5	7	7
1964	_	7	6	7	7	9

Сравнение полученных результатов с таблицами, приведенными в работе [5], показывает, что для средних условий на Новосибирском водохранилище можно пользоваться указанными таблицами.

Полученные значения альбедо удовлетворительно согласуются с данными теоретических расчетов альбедо суммарной радиации, полученными Н. Е. Тер-Маркарянц. Различия не превышают 1—2%.

Как известно, в отдельных случаях альбедо суммарной радиации будет сложной функцией высоты солнца, количества облачности, соотношения прямой и рассеянной радиации, прозрачности водоема, степени волнения. Наибольшее влияние на величину альбедо оказывает высота солнца. На рис. 1 представлены результаты трехлетних наблюдений над альбедо водохранилища в условиях ясной и пасмурной погоды как функции высоты солнца. На этом же рисунке проведена кривая $A(h_{\odot})$, рассчитанная по формуле К. Я. Кондратьева и Л. А. Кудрявцевой [5]

$$A = 0,027 + 0,000213 e^{4.98 \left(\frac{\pi}{2} - h_{\odot}\right)},$$

где h_{\odot} — высота солнца в радианах.

Из рисунка следует, что при высотах солнца больше 30° альбедо при пасмурном небе выше на 1—2%, чем альбедо при ясном. При высотах солнца меньше 30° наблюдается обратная картина и различия составлют 5—10%. Данные наблюдений над альбедо при ясном небе хорошо согласуются с результатами теоретических расчетов.



Рис. 2. Зависимость альбедо от степени волнения. Интервалы высот солнца: 1) 0--10°, 2) 11-20°, 3) 21-30°, 4) 31-40°, 5) 41-50°, 6) 51-60°.

На рис. 2 представлены результаты всех наблюдений над альбедо, осредненные по интервалам высот солнца 10° и представленные как функции степени облачности. Рассмотрение рисунка показывает, что в интервале высот солнца 30—40° альбедо не зависит от степени облачности (тем самым и от наличия облачности). При малых высотах солнца альбедо уменьшается с увеличением степени облачности.

При высотах солнца больше 40° наблюдается некоторое увеличение альбедо при увеличении степени облачности. Полученный результат находится в соответствии с данными теоретических расчетов, выполненными Н. Е. Тер-Маркарянц [6]. Это дает возможность для определения альбедо при наличии облачности использовать рекомендации, полученные для условий моря. Если же для водохранилища определены зависимости $A(h_{\odot})$ для ясного (A_S) и пасмурного (A_D) неба, то для любой

высоты солнца при наличии актинометрических наблюдений следует определять альбедо по формуле, предложенной П. П. Кузьминым [7].

$$A=\frac{S'}{Q}A_S+\frac{D}{Q}A_D.$$

Использование данной формулы имеет то преимущество, что влияния волнения, прозрачности водоема учитываются при определении А_S и А_D. а влияние облачности автоматически учитывается при наблюдениях S' D и, таким образом, для любого интервала времени и задан-Ō $\overline{0}$ ной высоты солнца можно определить альбедо.

ЛИТЕРАТУРА

e konserver er egengel er

1. Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери воды на испарение из водохрани-лищ засушливой зоны Казахстана. Изд. «Наука», Алма-Ата, 1965. 2. Кириллова Т. В., Мыльникова А. Я. Радиационный баланс Волгоградского

Водохранилища. Метеорлогия и гидрология, № 9, 1965. 3. Смириова Н. П. Суммарная радиация на Ладожском озере. Труды лаборатории озероведения АН СССР «Элементы режима Ладожского озера». Изд. «Наука», 1964.

Кириллова Т. В., Тервинский В. Н., Честиая И. И. О наблюдении за облачностью над водохранилищами. Труды ГГО, вып. 95, 1963.
 Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, 1965.
 Тер-Маркарянц Н. Е. Отражение радиации морем. Актинометрия и атмо-

сферная оптика. Гидрометеоиздат, 1961. 7. Кузьмин П. П. Радиация, отраженная от поверхности моря и поглощенная слоями воды различной глубины. Метеорология и гидрология, № 7, 8, 1939.

А. Я. МЫЛЬНИКОВА

О РАДИАЦИОННОМ БАЛАНСЕ ВОЛГОГРАДСКОГО Водохранилища

Приводятся результаты наблюдений за радиационным балансом на плавучей станции Волгоградского водохранилища. Проводится сопоставление с данными наблюдений на суще, рекомендуется график связи для оценки радиационного баланса водохранилища по радиационному балансу сущи.

Стационарные наблюдения над радиационным балансом Волгоградского водохранилища дали возможность получить количественные характеристики радиационного баланса, данные, необходимые для уточнения расчетов испарения и турбулентного теплообмена методом теплового баланса, а также проверить формулу расчета радиационного баланса водной поверхности по данным наблюдений береговых станций. Данные приведены за четырехлетний период.

Наблюдения проводились на плавучей станции в теплый период года.

Волгоградское водохранилище протяженностью 580 км вытянуто с северо-востока на юго-запад в пределах Саратовской и Волгоградской областей (рис. 1).

Берега водохранилища асимметричны; правый берег высокий, обрывистый, изрезан балками и оврагами; левый берег пологий, в среднем имеет высоту 4—6 м, в отдельных местах достигает 10 м. Средняя ширина водохранилища 9,2 км, наибольшая до 17 км. Средняя глубина 9,7 м, максимальная 41 м. Площадь зеркала 3309 км². Полная статическая емкость 32,12 км³.

Плавучая станция представляет собой понтон, состоящий из шести металлических сигарообразных труб диаметром 0,8 м, соединенных между собой сверху и снизу швеллерной рамой. Длина понтона 32 м, ширина 9 м. Понтон покрыт деревянным палубным настилом. Высота палубы над водой составляет 0,5 м в носовой части и 0,15 в кормовой.

Систематические наблюдения на плавучей станции были начаты с 30 июля 1961 г., в навигации 1961—1962 гг. станция была установлена между г. Дубровкой и с. Рахинкой, а в навигационные периоды 1963— 1964 гг.— на середине водохранилища между г. Камышиным и пос. Николаевским.

Актинометрические наблюдения проводились со специальной стойки на выносной стреле длиной 3,4 м.

Наблюдения за радиационным балансом проводились по двум балансомерам, которые крепились на конце стрелы. Балансомеры поочередно подключались к гальванометру, который установлен был на столе с карданным подвесом.

Наблюдения проводились круглосуточно в основные в актинометрические сроки. Поверка приборов проводилась в начале и конце навигационного периода и в период работ на водохранилище. Переводные множители были устойчивыми.

На основании параллельных актинометрических наблюдений на плавучей станции (ПРГМС), на метеорологической площадке Волгоградской гидрометеорологической обсерватории (BFMO) в 1961—1962 гг. и на метеоплощадке Волгоградского сельскохозяйственного института (ВСХИ) в 1963—1964 гг. получены количественные соотношения по радиационному балансу водохранилища и суши; по величинам радиационного баланса береговой станции ВГМО произведен расчет радиационного баланса водной поверхности.

В табл. 1 приведены месячные суммы радиационного баланса водо-

кранилища и суши по годам и средние за период 1961—1964 гг., а также их отношения. Величина отношения радиационного баланса водохранилища к радиационному балансу суши от месяца к месяцу меняется мало, в пределах 1,3—1,4, за исключением октября и ноября, когда наблюдается выравнивание радиационного баланса водохранилища и суши.

Таким образом, для пересчета месячных сумм радиационного баланса суши на радиационный баланс Волгоградского водохранилища за июнь — сентябрь можно принимать коэффициент 1,3. По данным же за 1961—1962 гг. этот коэффициент был равен 1,4 [1].

Такие же результаты получены в ясные дни при облачности 0-2 балла и волнении 0-1. балл. Данные приведены в табл. 2.

За теплые периоды 1961—1964 гг. для Волгоградского водохранилища построен график зависимости радиационного баланса суши и водохранилища, которым можно пользоваться для перевода радиационного баланса суши на радиационный баланс водной поверхности (рис. 2).



Рис. 1. Карта-схема Волгоградского водохранилища.

analaan ahaa haa ahaa ka ahaa ahaa ahaa ahaa		· · · · · · · ·		a ga di	Габлі	аца Т
Месячные суммы ра и суши (ккал/см²)	диацио и отн	ошени ошени	балан е их с	са вод редних	охран к вели	илища чин
Годы	VI	VII	VIII	IX	X	XI
	Водох	ранил	ище			
1961	12,3	11,8	11,3	4,7	1,5	0,1
1962	12,6	12,5	9,8	5,8	1,4	
1963	9,9	10,4	6,8	5,6	1,7	—0,3
1964		12,1	7,3	6,0	1,9	0,6
Средняя	11,6	11,7	8,8	5,5	1,6	0,1
S.C. 3.4	(суша				l
1961	9,1	8,0	7,1	3,7	1,9	0,3
1962	9,5	9,2	7,1	4,3	1.4	
1963	8,1	8,7	6,0	4,3	1,9	0,1
1964		9,2	5,9	4,2	1,4	-0,1
Средняя	8,9	8,8	6,5	4,1	1,6	0,1
Отношение	1,30	1,33	1,35	1,34	1,00	1,00

Таблица 2

Отношение месячных сумм радиационного баланса водохранилища к радиационному балансу суши

VI	VII	VIII	IX
1,24	1,31	1,36	1,35

Величины радиационного баланса водохранилища, снятые по графику и полученные с помощью множителя 1,3, совпадают.

Представляет интерес величина отношения радиационного баланса к суммарной радиации, которое имеет как суточный, так и сезонный ход.

Данные сезонного хода за четырехлетний период приведены в табл. 3. В летний период величина отношения меняется мало, а в осенний наблюдается значительное уменьшение. Для водохранилища отношение больше, чем для суши.

По данным систематических наблюдений на водохранилище и суше была проверена формула расчета радиационного баланса водной поверхности по данным береговой станции [2]. Данные приведены в табл. 4 за 1961—1962 гг.

Расчетные величины в июне — июле больше наблюденных, а с августа больше наблюденные величины. Наибольшие различия наблюдаются в июне — августе, 1—2 ккал/см², что составляет 10—13%.

В табл. 5 приводятся сравнения месячных сумм радиационного баланса водохранилища и испарительного бассейна, а также их отношения.





Таблица З

Сезонный ход отношения радиационного баланса к суммарной радиации на водохранилище и суше

••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Водохранилище	0,69	0,69	0,63	0,54	0,31	-0,03
Суша	0,52	0,52	0,47	0,42	0,27	0,08

Таблица 4

Месячные суммы наблюденного и расчетного радиационного баланса водохранилища (ккал/см²) и их отношения

	VI	VII	VIII	IX	Х	
		1961 г.		1		
Наблюденные	12,3	11,8	11,3	4,7	1,5	41,6
Расчетные	14,2	12,1	10,0	3,8	1,2	41,3
Отношения	0,87	0,98	1,13	1,24	1,25	1,01
		1962 г.	•	· _		
Наблюденные	12,6	12,5	9,8	5,8	1,4	42,1
Расчетные	14,3	13,6	9,6	5,6	1,9	45,0
Отношения	0,88	0,92	1,02	1,04	0,74	0,94

Таблица 5

месячные суммы радиационного оаланса водохранилища и испарительного бассейна и их отношение									
	VI	VII	VIII	IX	X				
	1962r.								
Водохранилище	12,6	12,5	9,8	5,8	1,4				
Испарительный бассейн	12,6	. 12,8	10,4	6,4	2,2				
Отношение	1,00	0,98	0,94	0,91	0,64				
	1963 г.								
Водохранилище	9,9	10,4	6,8	5,6	1,7				
Испарительный бассейн	11,9	12,9	8,4	6,1	2,1				
Отношение	0,83	0,81	0,81	. 0,92	0,81				
	1964 r.								
Водохранилище		12,1	7,3	6,0	1,9				
Испарительный бассейн	-	11,9	7,9	5,8	1,8				
Отношение		1,02	0,92	1,03	1,05				

В отношениях величин радиационного баланса водохранилища к радиационному балансу испарительного бассейна закономерности не наблюдается. Так, в 1962 г. эти отношения были меньше единицы и отличались на 2—9%, исключая октябрь, а в 1963 г. изменялись от 8 до 19%. В 1964 г. эти отношения были больше единицы и отличались на 2—5% (исключая август). За трехлетний период отношения не превышали 19%.

Таким образом, при отсутствии систематических наблюдений над водной поверхностью за радиационным балансом для расчета теплового баланса можно использовать радиационный баланс береговых станций. пересчитанный на водную поверхность с коэффициентом 1,3 для июня октября, или рассчитанный по формуле [2] радиационный баланс испарительного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

 Кириллова Т. В., Мыльникова А. Я. Радиационный баланс Волгоградского водохранилища. Метеорология и гидрология, № 9, 1965.
 Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Изд. ГГО, 1962.

Т. Н. БОРОВКОВА

ПОГЛОЩЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ ВОДНЫМИ МАССАМИ КУЙБЫШЕВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

На основании проведенных наблюдений за подводной радиацией приводятся данные распространения проникающей радиации на Куйбышевском водохранилище.

Рассматривается вопрос влияния сине-зеленых водорослей на воличину ослабления радиации по глубине.

Изучение поглощения солнечной радиации водными массами является необходимым, так как солнечная радиация играет весьма важную роль в жизни водоема и населяющих его организмов. В связи с этим на Куйбышевском водохранилище с навигации 1964 г. были начаты актинометрические наблюдения, в том числе и измерение проникающей радиации.

Для измерения проникающей в воду радиации использовался специальный термоэлектрический пиранометр Янишевского несколько видоизмененной конструкции, так называемый подводный пиранометр. Изготовлен подводный пиранометр в экспериментальных мастерских ГГО.

Подводный пиранометр состоит из приемной части, корпуса и текстолитовой крышки. Описание прибора опубликовано в работе [1].

Приемной частью измерительной системы является стрелочный гальванометр актинометрический ГСА-1.

Наблюдения за проникающей радиацией по подводному пиранометру производились на плавучей станции ПОМ-1 в районе Ульяновского озеровидного плеса и во время маршрутных съемок по всей длине водохранилища от Комсомольска до Красновидова по Волге и до Лаишева по Каме.

Наблюдения проводились во время маршрутных съемок в интервале высот Солнца от 30 до 60°, на плавучей станции — от 10 до 60°. Одновременно определялась прозрачность воды по диску Секки и цветность воды по шкале Фореля — Уле.

Погружение подводного пиранометра в воду производилось с помощью лебедки типа «Луч». Прибор во время работы бортами катера или лихтера не затенялся. Наблюдения по подводному пиранометру состояли из серий последовательных отсчетов, выполненных на разных глубинах (0, 1, 10, 15, затем от 20 до 120 см через 10 см, 150, 170, 200 см и далее в случае достаточной прозрачности). При волнении больше 1 балла глубины 1 и 10 см исключались. При волнении больше 2—3 баллов наблюдения не проводились.

Перед наблюдениями подводный пиранометр укреплялся на тросе лебедки и подвешивался над поверхностью воды на расстоянии 0,5 м от блока лебедки. Порядок наблюдения состоял в следующем. Отсчитывавалось место нуля гальванометра при замкнутой цепи. Затем подводный пиранометр присоединялся к гальванометру и производилось первое ИЗМЕДение, состоящее из трех последовательных отсчетов гальванометра. (Это измерение соответствует положению прибора на нулевом уровне.) Далее пиранометр опускался до воды так, чтобы его приемная поверхность покрывалась слоем воды до ограничивающих бортиков (толщина слоя воды 1 см); через минуту проводилось второе измерение, соответствующее положению прибора на глубине 1 см. Затем прибор перемещался на следующую глубину, фиксируемую счетчиком лебедки, и так далее до тех глубин, на которых показания гальванометра уже не отличались от положения места нуля. После отсчетов на нижнем уровне пиранометр не поднимали, и начинали повторные отсчеты снизу наверх.

При таком порядке наблюдений мы получали проникающую радиацию на заданной глубине, выраженную в делениях гальванометра. Для того чтобы получить проникающую радиацию в кал/см², каждая серия наблюдений начинались с определения суммарной радиации по пирано метру, установленному на высоте 1,5 м также над водной поверхностью. Вслед за этим к гальванометру подключался подводный пиранометр, по которому также проводилось определение суммарной радиации над водной поверхностью. При этом можно получить переводной множитель к цодводному пиранометру и полученные данные наблюдений представить как в процентах к падающей на водную поверхность радиации, так и в кал/см² мин.

Таким образом, сначала мы определяем радиацию Q_0 , поступающую на поверхность водоема, которая находится как средняя величина из шести отсчетов по подводному пиранометру, затем определяем Q_n измеренную радиацию на заданной глубине. Далее рассчитываем в долях единицы отношение проникающей радиации на заданном уровне к радиации, падающей на поверхность воды $\frac{Q_n}{Q_0}$, т. е. отношение отклонений гальванометра на заданном уровне к отклонениям его, когда подводный пиранометр водой не покрыт.

Обработка данных велась согласно «Рекомендациям ГГО по определению составляющих теплового баланса водоемов» [3].

Как было ранее отмечено, для того чтобы определить распределение проникающей радиации на Куйбышевском водохранилище, нами проводились измерения проникающей радиации в постоянной точке на плавучей станции ПОМ-1 на Ульяновском озеровидном плесе и экспедиционные выезды по всей длине водохранилища (поперечник), на отдельных участках водохранилища проводились продольные измерения подводной радиации.

Данные экспедиционных наблюдений за проникающей радиацией представлены в табл. 1 и 2, где дано отношение проникающей радиации к падающей в процентах по глубинам.

В результате проведенных исследований получено, что наибольшая глубина распространения проникающей радиации наблюдается в центральной части водохранилища, особенно в районе к югу от Тетюш до Зольного Рынка, наименьшая — в Нижне-Камском расширении (рис. 1). Пониженные величины проникающей радиации можно объяснить малой прозрачностью воды, которая в Нижне-Камском районе снижена за счет большой мутности. Как известно, величина проникающей радиации

а	2		450		-),4		0,4		.:		
и ц	1964				· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	•	0,4 (0,4				0,4 0
а б л	cra		220				 0'0 0'8		0,4				<u></u>
Ľ	авгу						0,00		0,0	0,6		,4	<u></u>
	10 4	1		•			7.0		0,9	0,6			7.
	: 1 n		50				0,8,7,		0.0	 		4	400
	ше		20					. '				4	4,000
	нли		0	÷	0,0,0,		<u>-0,0,</u>		0,0	~~~~		7 0	000 000
e Deg	ixpai		3		<u>- 4 0</u>		004		4, 0,0,			<u> </u>	0000
	воде						<u> </u>			<u></u>			-0-10
	MO	, см	0 15				~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~			ന 		-7	<u>20</u> 27 <u>20</u> 20
	BCK	бина	12(~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		0,80			9		۲ <u>،</u>	ມວນອອ
	ЫШ	Глу	110		· - · · ·		100		014140100	2		ന .	9444
	(yñ6		100		2000		-1004		01000A	8		4	1004
	ia k		÷ .	စ်စက	•	<u>∞ 4 0 0</u>		0.07.0.0°	10		2	0.00 0 x	
	нЙ F		80		977	-	0000		40040	12	-	9	0100
	цен		70	ycr	10	уста	0.46	уста	<u>ه تر ا</u> م م	14	ycra	80	¹² 89
2	ЛЮ		60	aBI	9 11 9	aBI	4 0 0 0 4	aBr	10^{10}	16	авг	10	1213
	наб		80	1	17 16 12	2	12 18 0	က	11 13 13 13 13	20	4	14	13 13 13
1.	MM		40	1	25 20		24 8 8		$12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\$	24		17	125225
	ннө		30		34 31 24		28 17 15		$220 \\ 220 \\ 221 \\ 220 \\ 221 \\ 220 \\ 200 $	29		23	88888
) д о		20		44 37 32		34 34 37 37		$331 \\ 3533 \\ 3$	35		30	23345
	ц ()		10	•	63 52 57		432338		37 49 50 38 38	48		45	554 54 44
t.	ر %		ິນ 		71 74 68				60 66	62		62	67 67
:	ции		. 		82 84 81		83 82 80 80 78 80 78		81 81 81 68 68 79	80		62	82888 862888 80
	радиа		Цветность воды				XIII XIX XIX XIX XIX		XVII XVIII XVIII XVIII XVIII XVIII	XVIII		XVII	XVIII XVIII XVIII XVIII
	ощей		Прозрач- м, ность, м		0,95 0,57 0,97	•	0,97 0,55 0,37 0,53		0,63 0,63 0,55 0,63	0,95		0,85	0,65 0,65 0,70
	никан	-H	Высота сол Ца, град.		57,2 50,0 30,3		52,5 58,0 57,0 24,2		49,2 53,7 51,0 34,8	24,5		47,9	57,0 58,0 53,1 4 3 ,2
	npc		.Эбр , кинэд .ним		45 14 40		20204		5490355 202025	30		35	10 10 10
· • · ·	ие	-0	пдын кмэда		12 14 16		122		0 <u>014</u> 2	17		6	1222
	Her				e.				• • • • •	ບ ບ			
•	Tpa		НС		ении crb		Ton.		ы 	ско		•	
•	poc		Райс		e T be y Bo		ле I и и		A Ka nuce J DBCK	шан ире		BKa	ч ч сви Усь
	acn	1		-	o ICKC		релн асні юш па		олеі одг М-1 ьянс тил	actu		эще	а. Вод(MOI
÷.	H	Į			Крё В Кам Лаь	· .	Kar Kp Kar		C C C C C C C C C C C C C C C C C C C	p		Xp	V HO S HO S HO S HO S HO S HO S HO S HO S

4 L	0200		- 0,4	
ииц 1961	00 45		- 4 0,4	$\begin{bmatrix} 2\\ 0,1\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\$
ycra	20 40	<u>viŭo`</u>		- <u>6</u> 00
aBr	0031	<u> </u>	, <u>)</u> , <u>6</u> , <u>7</u> , <u>1</u>	. <u>-8</u>
13	703			<u>1000</u>
оп (502		$\frac{1}{2}$	<u></u>
ິວ	220		1, <u>, , , , , , , , , , , , , , , , , , </u>	
ище	200	<u></u>	40 40 -0	4 th
СИН	170	0000000000	4 2 3 4 4 5	647
xpa	150		۵ ¹ 0 0	∞ ທ ∞
зодс	1, ch	-0 4 m m m -	∞ √ 3 ∞ 6 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	1001
OW	бина 110	20 60 71 10	110 10 10 10 10 10 10	13
BCK	100	20 40 40		11 11 17
ыше	06	69 88804470		17 13 19
yñ6ı	80		$\begin{array}{c c} & & \\ & &$	20 14 21
a K	20	100 100 100 100 100 100 100 100 100 100	22 10 112 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12	51-12
ЙH	0	T a 100 230 230 17 a 160 230 17 a 160 17 a 17	21222 33 22 a	ra 124 304
ени	0	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} \overline{5} \overline{5} \overline{5} \overline{5} \overline{5} \overline{5} \overline{5} \overline{5} $	$\begin{array}{c c} y \\ y \\ z \\$
цол	30 4	04 B 20001117 33 7	0,00,00,00 a 21,0 a	4 33 33
наб		$-\frac{100}{000} \frac{100}{0000} \frac{1000}{00000000000000000000000000000000$	1 22 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1	$13 \\ 13 \\ 13 \\ 13 \\ 13 \\ 13 \\ 13 \\ 13 \\$
MIA	10	778 574 573 554 578 554 578 554 578 55 554 578 55 55 55 55 55 55 55 55 55 55 55 55 55	553 <u>553</u> <u>5</u>	2048 844 757
анн	പ	62 [53 [54] [57]	539 539 539 539 539 539 539 539 539 539	81 6
до		900 88 84 90 90 88 84 84 84	822 822 822 822 822 822 822 822 822 822	83.90 83.00 83.00
, т				
и ()				XXX
аци	12.50112.04			
ади	OCLP' W			XXX
ыц	-Pisqeoql	0,71,0		2,1(1,6(1,9(
ающе	а, град. а, град.	449,5 449,5 339,3 336,1 50,6	33,4 46,2 35,0 13,5 13,5	34,8 43,7 48,7
ник	ни		2000 2010 2010 2010 2010 2010 2010 2010	0.00
npo	ремя наблю- сния, час.	12 16 11 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10		11 0 5 4 11 0 5 4
ние		• • • • • • • • • • •	••••	ik
ане	E E	The br	ры стян	
стр	aŭo	e yc weni f Fol o	е Го зск. Бек. Клю Клю	ГГ. Сы
odu;	<u>с</u> ,	ское М-2 баег кир сная шев шев сная тары	ыны вый у ская одеі ый]	6a 4 Trop se y
Pac		Кам ПО Лац Лаи Бол	Зол Уль Рус Кли Кли	Дам Пор Усті



Рис. 1. Распределение проникающей радиации на Куйбыщевском водохранилище.

Л) 400-450 см.; 2) 360-400 см. 3) 300-350 см. 4) 220-290 см.; 5) 220-290 см при наличии в воде сине-зеленых водорослей до 100 тыс. кл/л. 6) 210-150 см при наличии в воде сине-зеленых водорослей до 20-100 млн. кл/л.



Рис. 2. Распространение проникающей радиации в районе Новодевичья и Зольные Горы, наблюдаемое 11—12 августа 1964 г. 1 и 2—ослабление суммарной радиации при наличии в воде до 20—100 млн. кл/л сине-зеленых водорослей, 3—ослабление суммарной радиации при наличии в воде 100—200 тыс. кл/л водорослей, 4— ослабление суммарной радиации при отсутствии в воде водорослей.

и глубина ее распространения зависит от прозрачности воды и количества находящихся в ней микроорганизмов.

Солнечная радиация, поступая на поверхность воды, поглощается толщами воды, в результате чего идет равномерное ослабление радиации. Однако ослабление коротковолновой радиации обусловлено не только поглощением, но и рассеянием, и чем больше замутнен водоем, тем больше роль ослабления радиации, обусловленная рассеянием.

Таким образом, прозрачность воды является определяющим фактором, влияющим на изменение интенсивности радиации в толще водоема. На глубине 70 см зависимость поглощения радиации от величины прозрачности воды выражена довольно резко, с глубиной она сглажи-

вается, но даже и на глубине 2 м эта зависимость обнаруживается вполне отчетливо.

Цвет воды за весь период наших наблюдений на Куйбышевском водохранилище почти не изменялся и был в пределах XVII—XIX.

Особый интерес представляют наблюдения при наличии в воде синезеленых водорослей, так как массовое развитие сине-зеленых водорослей в Куйбышевском водохранилище происходит ежегодно в июле и августе и вызывает цветение воды. По наблюдениям биологической станции АН СССР показано, что наиболее интенсивное цветение из года в год наблюдается в районах мелководий вдоль берега: в расширениях Тетюшского, Ундорского и Приплотинного плесов и особенно в Черемшанском и Сусканском заливах. Здесь скорости течений незначительны или практически отсутствуют, что особенно благоприятствует развитию сине-зеленых водорослей. Численность водорослей в упомянутых районах в период максимума достигает 200—300 млн клеток в 1 л (кл/л) с биомассой до 31 г/м³ [4].

Густая пленка из всплывших на поверхность сине-зеленых водорослей в штилевые дни почти сплошным ковром покрывает значительные водные пространства. В верховьях водохранилища и по бывшему руслу остальных его плесов, где сохраняется определенная скорость течения, численность этих водорослей снижена. Средняя численность их в июле и августе по всему водохранилищу составляет порядка 5—6 млн кл/л. В сентябре количество сине-зеленых водорослей заметно уменьшается. Основная масса их в тихую погоду сосредоточена в верхнем двухметровом слое воды. Под влиянием ветров водоросли могут сноситься к одному из берегов, большей частью к левому. При этом происходит их более или менее равномерное перемешивание по всей толще воды [2].

Данные значительного числа экспериментальных исследований на Куйбышевском водохранилище свидетельствуют также о том, что весьма значительное влияние на величину ослабления радиации по глубине, особенно коротковолновой, оказывает планктон. На рис. 2 представлено ослабление суммарной радиации в районе Новодевичья и Зольные Горы, наблюдаемой II—12 августа 1964 г. на Куйбышевском водохранилище. Из сопоставления данных наблюдений по подводному пиранометру при наличии сине-зеленых водорослей и при чистой воде обнаружено, что при наличии в воде водорослей, средняя численность которых не превышала 20-100 млн кл/л, интенсивность проникновения радиации на всех горизонтах уменьшилась почти в 3 раза. Наибольшая глубина, где отмечено незначительное количество (3-5%) проникающей радиации, составляет 120 см, в то время как при отсутствии сине-зеленых водорослей глубина проникновения радиации доходит до 500 см. При наличии в воде небольшого количества водорослей, порядка 100-200 тыс. кл/л, глубина проникновения радиации составила 250 см, т. е. в 2 раза меньше, чем при чистой воде. Следует также отметить, что кривые распространения радиации с глубиной располагаются различно, если в воде при отсутствии водорослей проникающая радиация распространяется постепенно, с незначительным скачком распространения радиации на глубине от 5 до 20 см, то при наличии в воде водорослей потеря радиации имеет место сразу же в верхних слоях водоема. Так, на глубине 5 см при наличии в воде сине-зеленых водорослей до 100 млн кл/л количество радиации составляет 45%; при 20-30 млн кл/л - 65%, а при отсутствии водорослей — 75% от поступающей на поверхность воды радиации. На глубине 30 см величины распространения радиации составляют соответственно 20%, 33% и 56%. Начиная с глубины 100 см различия уменьшаются и совершенно исчезает проникающая радиация на глубине 120 см.

При проведении наблюдений за проникающей радиацией нами были также проведены сравнения данных, полученных по подводному пиранометру и диску прозрачности. На рис. З графически представлены эти данные. Из графика видно, что диск прозрачности значительно грубее описывает процесс поглощения радиации и для изучения закономерно-



Рис. 3. График сравнения данных, полученных по подводному пиранометру и диску прозрачности.

Проникающая радиация по подводному пиранометру: 1—в районе г. Тетющи, 2—в районе Камского Устья. Прозрачность воды, измеренная по диску: 3—в районе г. Тетющи, 4—в районе Камского Устья.

стей проникающей радиации следует использовать подводный пирано- метр.

Представляет интерес дневной ход проникающей радиации на разных глубинах. На рис. 4 и 5 представлены графики дневного хода проникающей радиации при высотах Солнца от 10 до 60°, т. е. от 3 час. 30 мин. до 19 час., за 30 июля и 4 августа 1964 г. На графиках видно, что на глубинах от 10 до 40 см дневной ход проникающей радиации совпадает с дневным ходом суммарной радиации, падающей на водную поверхность, с максимумом в 13 час. Далее с глубиной зависимость $\frac{Q_n}{Q_0}$ иная: кривые дневного хода проникающей радиации мало изменяются от срока к сроку. В июле прослеживается второй максимум в дневном ходе 64





Глубины измерения: 1—1 см, 2—10 см, 3—50 см. 4—100 см, 5—120 см, 6—200 см, 7—250 см.



Рис. 5. Дневной ход проникающей радиации в районе плавучей станции ПОМ-1 за 4 августа 1964 г. Глубины измерения: 1 — 1 см, 2 — 10 см, 3 — 50 см, 4 — 100 см, 5—120 см, 5—200 см, 7—250 см.

(рис. 4), который наступает в 11 час., в августе он уже не наблюдается. Такой дневной ход проникающей радиации был подтвержден и экспедиционными исследованиями в других районах водохранилища.

В настоящей работе были рассмотрены некоторые результаты экспериментальных исследований поглощения солнечной радиации водой при различных состояниях водоема и при наличии в воде биомассы. Полученные результаты показывают, что необходимо дальнейшее изучение вопроса о поглощении солнечной радиации на Куйбышевском водохранилище.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Метеорологический режим озера Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
- Кузьмичев А. И. и Стройкина В. Г. Сине-зеленые водоросли Куйбышевского водохранилища. Сб. «Экология и физиология сине-зеленых водорослей». Изв. АН СССР, М., 1965.
- 3. Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Изд. ГГО, 1962.
- 4. Стройкина В. Г. Численность и биомасса сине-зеленых водорослей в поверхностном горизонте воды Куйбышевского водохранилища. Бюлл. Ин-та биологии внутренних вод АН СССР, № 8, 9, 1960.

М. В. КУНЯВСКАЯ, М. Я. КУНЯВСКИЙ, Л. В. СУСЛОВА

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Статья содержит результаты исследования теплового баланса Новосибирского водохранилища за 1963—1965 гг. Излагается методика подсчета составляющих баланса и приведены его месячные величины за безледоставный период.

В последнее время исследование различных гидрометеорологических процессов методом теплового баланса получило широкое распространение.

В работах М. П. Тимофеева, А. П. Браславского, З. А. Викулиной, [1, 2, 3] и других авторов дана подробная характеристика и методика расчета теплового баланса для изучения гидрометеорологического режима водоемов.

Для Новосибирского водохранилища решение уравнения теплового баланса, кроме изучения гидрометеорологического режима, дает возможность уточнить величины испарения с его поверхности; при этом необходимо рассчитать величину теплозапасов, которая используется в некоторых методиках прогнозов вскрытия и замерзания водохранилища.

Изучение теплового баланса в Обской ГМО было начато в 1961 г. В данной статье обобщены результаты наблюдений за 1963—1965 гг.

Рассмотрим способы расчета отдельных составляющих теплового баланса для Новосибирского водохранилища и полученные результаты.

Радиационный баланс (R)

Уравнение теплового баланса водоема имеет вид

$$R \pm LE \pm B \pm P - (\Pi - C) = 0,$$
 (1)

где R — радиационный баланс, LE — затраты тепла на испарение, B — теплообмен между поверхностью водоема и нижележащими слоями воды, P — турбулентный обмен между поверхностью воды и атмосферой, (П—С) — разность притока и стока тепла за счет горизонтального водообмена.

Радиационный баланс воды измерялся нами в наиболее широкой части водохранилища и полученная величина распространялась на всю акваторию. При этом в различных частях водохранилища эпизодически измерялась суммарная и отраженная радиация и рассчитывалось альбедо воды.

67

 5^*



Рис. 1. Установка для актинометрических наблюдений над водной поверхностью.

Результаты наблюдений показали, что по акватории водохранилища альбедо в летнее время изменяется в пределах 1%. Большие различия для. отдельных районов, видимо, будут в период весеннего половодья (апрель — июнь), когда в водохранилище поступает мутная вода и ее прозрачность в озерной и речной частях значительно отличается.

Измерение радиационного баланса воды производилось у острова Лысая Гора с мостков на расстоянии 50 м от берега. Для установки балансомера и альбедометра над водой на мостках установлена стрела с карданным подвесом, изготовленная в ОГМО на основе гидрометрической лебедки (рис. 1). С помощью этой стрелы приборы выносятся на 2—3 м от мостков в сторону водохранилища.

Наблюдения за радиационным балансом воды выполнялись согласно «Руководству по актинометрическим наблюдениям». Месячные суммы, полученные по данным этих наблюдений, приведены в табл. 1.

Месячные суммы радиационного баланса (ккал/см ²)							
Год	VI	VII	VIII	IX	X		
1963	12,0	10,9	6,0	3,4	0,8		
1964	10,5	11,4	6,6	3,0	0,1		
1965 - Sec. 1965 - Sec. 1	11,5	11,5	6,6	4,0	0,9		

68

A. C.S.

Изменение теплосодержания

Для подсчета затрат тепла на испарение и турбулентный обмен требуется определить величину изменения теплосодержания, для чего в свою очередь необходимо найти величину теплосодержания воды.

Нами эта величина рассчитана на дату измерения температуры воды на гидрологических разрезах. Расположение гидрологических разрезов по акватории водохранилища показано на рис. 2.

Теплосодержание рассчитывалось как произведение средней температуры воды между разрезами $T_{\rm cp}$ на объем водной массы V при данном уровне, т. е.

$$A = VT_{\rm cp}.$$
 (2)

Однако основной трудностью при подсчете теплосодержания воды для многих водоемов является отсутствие надежного метода подсчета средней температуры воды на любую желаемую дату, если нет данных систематических измерений на разрезах.

Для озерной части Новосибирского водохранилища инженером Обской ГМО Ю. Н. Соколовым была найдена зависимость, позволяющая подсчитать теплозапасы на любую дату по средней температуре воздуха за предшествующий период. Для этого была построена связь величин теплозапасов А, рассчитанных на дату измерения температуры воды, со средней температурой воздуха T₂₀₀ за 10, 20 и 30 предшествующих суток по данным ГМС Лысая Гора. Наиболее надежной получилась связь со средней температурой воздуха за 20 предшествующих суток (рис. 3).

Определив среднюю температуру воздуха за 20 дней до любой даты, по графику (рис. 3) можно найти величину теплозапасов озерной части водохранилища на эту дату (A_1) .

В табл. 2 приведены величины теплозапасов, полученные по измеренным температурам воды (A)и снятые с графика (A_1) .



Для проверки величин теплозапасов, рассчитанных по температуре воздуха, было проделано следующее. По графику (рис. 3) были получены теплозапасы на начало и конец каждой декады и определены их изменения за декаду. Затем, используя величину теплозапасов, определенную по первому за навигацию измерению температуры воды, и рас-





считанные декадные изменения теплозапасов, производился расчет теплозапасов на конец каждой декады и на дату измерения температуры воды.

Сравнение наблюденных (A) и расчетных (A_1) (табл. 2) теплозапасов свидетельствует о незначительных отклонениях величин, полученных двумя способами, и о возможности использования предложенного метода расчета для определения теплозапасов воды и их изменений в озерной части Новосибирского водохранилища.

Определить по температуре воздуха теплозапасы воды речной части водохранилища не удалось, так как в этом случае на величину теплозапасов большое влияние оказывает приток тепла по Оби.

Приведенные в данной статье теплозапасы всего водохранилища определялись на конец каждого месяца по формуле (2), но отдельно для озерной и речной частей (табл. 3). В этом случае средняя температура воды на конец месяца определялась по графику связи средней температуры воды в озерной и речной частях со средней на рейдовых вертикалях 21 и 19 (рис. 4 и 5).

Для малопроточных водохранилищ величина (П—С) бывает малой и если (П—С) « IB, то изменение теплосодержания можно принимать равным теплообмену между поверхностью и нижележащими слоями, т. е. B— (П—С) $\approx B$.

Таблица 2

с графика (ткал 1010)								
Дата наблю- дения на разрезе	T _{cp}	V млн м ³	A	${\cal T}_{200}$	A_1			
1963 г.								
2 V	8,6	4862	4,2	6,0	4,2			
4 VI	11,8	5024	5,9	10,1	7,0			
2 VII	19,6	6431	12,6	18,5	12,7			
30 VII	20,9	6480.	13,5	20,2	13,9			
16 VIII	18,8	6475	12,2	16,8	11,5			
30 VIII	17,9	6343	11,4	16,1	11,1			
4 X	10,5	6255	6,6	9,7	6,7			
30 X	4,2	6129	2,6	3,6	2,5			
1964 r.								
30 V	12,8	6475	8,3	11,4	7,9			
30 VI	19,1	6550	12,5	17,6	12,3			
30 VII	22,0	6470	14,2	20,9	14,5			
5 IX	17,9	6500	11,6	16,5	11,5			
30 IX	11,6	6188	7,2	11,3	7,9			
20 X	3,3	5959	2,0	1,9	1,4			
1965 r.								
28 V	14,2	6215	8,8	14,1	9,9			
30 VI	21,1	6510	13,7	19,6	13,7			
1 VIII	22,6	6495	14,7	22,8	15,9			
31 VIII	16,2	6470	10,5	16,1	11,2			
30 IX	11,8	6550	7,7	12,1	3,5			
2 XI	3,2	6475	2,1	3,3	2,4			
-		1 1			1			

Теплозапасы озерной части Новосибирского водохранилища, рассчитанные на дату измерения и снятые с графика (ткал 10¹⁰)

Однако Новосибирское водохранилище имеет значительную проточность, так как объем его рабочей призмы небольщой (4,4 км³) по сравнению со средним объемом годового стока (50 км³).

Учитывая значительный водообмен, можно предполагать, что поступление тепла за счет притока воды по основному руслу и другим рекам, впадающим в водохранилище, а также сток тепла с водой, сбрасываемой через гидроузел, играет существенную роль в тепловом балансе водохранилища.

Для подсчета этих членов баланса необходимо определить объем притока воды в водохранилище, объем стока воды из водохранилища и среднюю температуру воды, притекающей в водохранилище и сбрасываемой из него.

В работе [4] дано подробное описание метода подсчета суммарного притока и стока воды в водохранилище.







Рис. 5. Связь средней температуры воды на рейдовой вертикали ОГМО со средней температурой в озерной части,

P.
Для подсчета величин притока и стока тепла необходимо определить среднюю температуру воды на входе в водохранилище и температуру сбрасываемой из водохранилища воды.

Температура на входе измеряется в Камне-на-Оби, на водомерном посту и на рейдовой вертикали (точка № 19).

Сравнение средней суточной температуры на водомерном посту со средней на разрезе и на рейдовой вертикали показало, что в результате хорошего перемешивания температура воды везде одинакова. Полученная температура достаточно хорошо характеризует запасы тепла, поступающего в водохранилище со стоком Оби (T_n). Температура воды,





поступающей в водохранилище по другим притокам, принимается равной температуре воды в Оби. Специальные наблюдения на этих притоках не были организованы, но данные гидрологических постов свидетельствуют о том, что температура воды отличается незначительно, и допускаемая ошибка (учитывая объем стока этих притоков) существенного влияния на величину притока тепла не оказывает.

Определение температуры воды, сбрасываемой из водохранилища, производилось различными способами.

1. Измерялась температура воды на разрезе в нижнем бьефе, вблизи плотины.

2. Ежедекадно измерялась температура воды в верхнем бьефе у здания ГЭС и на рейдовой вертикали на расстоянии 1,5 км от ГЭС.

Анализ полученных данных показал, что температура воды, измеренная в один и тот же день на разрезе в нижнем бьефе, у здания ГЭС и на рейдовой вертикали, имеет одинаковые значения. Но так как измерения не были систематическими, использовать их для расчета составляющих теплового баланса за месяц не представляется возможным. В связи с этим была найдена связь между средней месячной температурой воды на водомерном посту Верхний бьеф со средней месячной на рейдовой вертикали, подсчитанной как средняя арифметическая по ежедекадным измерениям (рис. 6).

Таким образом, по средней месячной температуре воды на посту Верхний бьеф была найдена средняя за месяц температура на рейдовой вертикали, которая использовалась для подсчета стока тепла.

Подсчитанные значения разности притока и стока тепла за 1963— 1965 гг. показывают, что изменения теплозапасов водохранилища за счет притока тепла по Оби имеют большие значения в мае и июне, когда идет приток теплой воды в водохранилище, и близкие к значениям *R*. Это объясняется тем, что Обь в отличие от рек Европейской территории СССР, на которых созданы крупные водохранилища, течет с юга на север, поэтому с весенними паводковыми водами в водохранилище поступает большое количество тепла.

Результаты измерений величины R и расчетов (П—С) и B приведены в табл. 3.

Составляющие баланса	v	VI	VII	VIII	IX	x					
	1	963 г.									
<i>R</i>	403	393	359	196	111	33					
$\Pi = C \dots$	244	274	- 72	0,0	9	17					
<i>B</i>	230	366	54	-116	-183	—192					
$B - (\Pi - C)$	—14	92	—18	-116	-174	—175					
	1	964 г.	l	•	ı	،					
<i>R</i>	361	349	367	209	.95						
$\Pi = C \ . \ . \ . \ . \ .$	354	70	47	37	35						
B	376	183	60	-78							
$B - (\Pi - C)$	22	113	13		-207						
	1	965 г.	i ,	ı		1					
<i>R</i>	394	381	374	213	134	24					
Π-С	304	120	3 6	—14	. 18	-10					
<i>B</i>	268	193	51	—193	-109	-243					
$B - (\Pi - C) \ldots$	36	73	15	—179	-127	-233					

Составляющие теплового баланса

Таблица З

Данные о (П—С) свидетельствуют о важном значении этой величины в тепловом балансе Новосибирского водохранилища в период его нагревания. Так, например, в мае 1964 и 1965 гг. значения R и (П—С) близки между собой. Таким образом, можно сделать вывод, что если создать водохранилище выше Камня-на-Оби (как это проектировалось) и задержать в нем в мае часть паводковых вод, то вскрытие и очищение от льда Новосибирского водохранилища будет происходить позднее, чем в настоящее время.

В июле — сентябре влияние притока тепла по Оби на тепловой баланс водохранилища почти не сказывается. В этот период происходит охлаждение водоема, причем поступающее за счет солнечной радиации тепло тратится в основном на испарение.

По мере накопления материалов наблюдений значения R, B и (П—С), вероятно, будут уточнены, поскольку количественные соотношения этих величин для мая и июня требуют подтверждения.

Затраты тепла на испарение и турбулентный обмен

Затраты тепла на испарение (*LE*) и турбулентный обмен (*P*) рассчитывались по формулам, рекомендованным методическим указанием ГГО [5]:

$$LE = 1,55 \frac{(R-B)\Delta e}{1,55 \Delta e + \Delta T}$$
 кал/см² сутки, (3)

$$P = \frac{(R - B)\Delta T}{1.55 \Delta e + \Delta T} \text{ кал/см}^2 \text{ сутки,}$$
(4)

Таблица 4

где Δe — разность максимальной упругости водяного пара и абсолютной влажности воздуха, ΔT — разность температуры поверхности воды и температуры воздуха.

Год	Месяц	$R_{_{\rm H3M}}$	LE	В — (П—С)	Р
1963	VI	393	318	92	-17
	VII	359	354	—18	23
	VIII	196	252	-116	57
	IX	111	222	-174	67
	X	33	150	175	69
1964	VI	349	222	113	17
	VII	367	324	13	26
	VIII	209	282	—115	41
	IX	95	228	207	76
1965	VI	381	318	73	5
	VII	374	354	15	7
	vin	213	330		62
	IX	134	222	-127	40
	Х	24	174	-233	86

Тепловой баланс Новосибирского водохранилища

Полученные величины *LE* и *P* даны в табл. 4. Из этой таблицы видно, что наибольший расход тепла идет на испарение, причем начиная с августа величина затраты тепла на испарение становится больше притока тепла от радиации.

В этот же период значительно возрастает расход тепла на турбулентный обмен. Такие большие потери тепла из водохранилища

(LE+P) при уменьшающейся величине притока тепла от радиации (R) обусловливают его охлаждение. Поэтому в третьей декаде октября в речной части появляются ледовые явления, а в конце первой декады ноября ледостав почти всегда наступает на всем водохранилище.

ЛИТЕРАТУРА

- Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери воды на испарение из водохра-нилищ засушливой зоны Казахстана. Изд. «Наука», Алма-Ата, 1965.
 Тимофеев М. П. Метеорологический режим озера Севан. Гидрометеоиздат, Л.,
- 1960.
- 3. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963. 4. Кунявский М. Я. Водный баланс Новосибирского водохранилища. Материалы совещания по гидростроительству и эксплуатации гидростанций Сибири и Северо-Восточного Казахстана. Новосибирск, 1963.

5. Рекомендации по определению составляющих теплового баланса. Изд. ГГО, 1962.

Н. В. СЕРОВА

СРАВНЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ВОДОХРАНИЛИЩА И ИСПАРИТЕЛЬНОГО БАССЕЙНА

Приводятся результаты сравнений составляющих теплового баланса водохранилища и испарительного бассейна площадью 20 м². Выясняются основные факторы, обусловливающие различия в испарении с поверхности водохранилища и бассейна.

_Испарительные бассейны площадью 20 м² установлены на ряде береговых гидрометеорологических станций озер и водохранилищ. Одной из основных задач наблюдений на бассейне является получение величины испарения с водоема по данным испарения с поверхности испарительного бассейна.

Как известно, в подавляющем большинстве случаев испарение с бассейна не равно испарению с водоема. Хотя испарительный бассейн устанавливается на береговой метеорологической площадке вблизи водоема, но микроклиматические условия испарения с них различны вследствие влияния на бассейн окружающей суши. Кроме того, значительную роль должно играть и различие в глубинах водоема и бассейна.

Эти обстоятельства приводят к тому, что составляющие теплового баланса, в том числе и затраты тепла на испарение, для водоема и бассейна могут отличаться.

В работах [1, 2] изложены результаты сравнения составляющих теплового баланса озера Севан и испарительного бассейна, расположенного на берегу этого озера. Суточный ход составляющих в сентябре 1957 г. [1] и их сезонный ход по наблюдениям 1958 г. [2] обнаруживают значительные различия в тепловом балансе бассейна и озера. Однако указанные данные получены в специфических условиях высокогорного озера, при большой глубине (около 50 м) и большой прозрачности.

Целью настоящей работы было рассмотрение составляющих теплового баланса водоема и испарительного бассейна для равнинной территории средней полосы ЕТС.

Для расчетов использовались данные Цимлянской и Волгоградской гидрометеорологических обсерваторий за 1962, 1963 и 1964 гг., любезно предоставленные нам этими обсерваториями. Все материалы относятся к периоду, когда производились наблюдения на бассейне (май — октябрь).

Теплобалансовые наблюдения, организованные на испарительных бассейнах, включают измерение следующих элементов: радиационного баланса, альбедо и температуры водной поверхности, профиля температуры воды по глубине, скорости ветра на высоте 2 м у борта бассейна. Температура и влажность воздуха на высоте 2 м над бассейном принимаются такими, как в психрометрической будке, расположенной на той же метеоплощадке, где установлен бассейн. Испарение с поверхности бассейна измеряется в миллиметрах два раза в сутки за период 12 часов с точностью до 0,1 мм.

Таким образом, для бассейна две составляющие теплового баланса (радиационный баланс R_6 и испарение E_6) измеряются непосредственно.

Исходные данные для водоемов получены сотрудниками Цимлянской и Волгоградской гидрометеорологических обсерваторий по «Рекомендациям по определению составляющих теплового баланса водоемов» [3].

T	а	б	Л	И	ц	а	ន្ទា	
---	---	---	---	---	---	---	------	--

		Цимлянское водохранилище											
	R	R ₆	LE	LE _δ	В	B ₆	Р	$P_{\mathfrak{h}}$					
V	9,8	10,3	2,3	6,0	7,8	3,2	0,3	1,1					
VI	12,7	12,4	6,4	9,2	6,3	2,2	0,0	1,0					
VII	13,2	13,2	10,4	11,3	4,3	1,2	-1,5	0,7					
VIII	9,6	9,7	11,6	10,5	-2,5	-1,5	0,5	0,7					
IX	5,9	6,4	10,2	8,6	5,0	-1,4	0,7	0,8					
X	1,4	2,8	6,3	4,1	-6,7	2,6	1,8	1,3					
	t				1			1					

	Волгоградское водохранилище												
	R	R _б	LE	LE ₆	В	B ₆	Р	Pő					
V	9,7	10,0	-1,1	4,0	16,9	5,1	6,1	0,9					
VI	12,7	12,0	5,5	9,2	7,7	1,9	-0,5	0,9					
VII	13,3	12,7	9,4	11,4	3,4	0,7	0,5	0,6					
VIII	8,8	8,9	10,6	10,2	-2,2	-1,5	0,4	0,2					
IX	5,8	6,1	13,3	8,4		2,3	0,8	0,0					
X	1,4	2,0	10,2	4,4		3,0	3,4	0,6					

В табл. 1 приведены величины составляющих теплового баланса Цимлянского и Волгоградского водохранилищ и расположенных на их берегах испарительных бассейнов (величины с индексом «б» относятся к бассейну), осредненные для каждого месяца за 3 года (1962—1964) в ккал/см² месяц.

Из таблицы следует, что величины всех составляющих теплового баланса обоих испарательных бассейнов различаются мало (вследствие того, что они расположены в одинаковых климатических условиях).

Значения радиационного баланса водохранилища и бассейна близки как между собой, так и для обоих водохранилищ.

Турбулентный теплообмен *Р* представляет собой малую величину, за исключением ранней весны и поздней осени.

Наибольшие различия наблюдаются в величинах В и В₆. Следует отметить также, что вследствие значительных различий в средних глу-

бинах рассматриваемых участков водохранилищ (Волгоградское около 17 м, Цимлянское около 12 м) величины В для них имеют различные значения, хотя сезонный ход их аналогичен.

Величины испарения с поверхности водоема и бассейна, за исключением летних месяцев (июль — август), сильно различаются между собой. В табл. 2 приведены средние величины соотношения между испарением с водохранилища и бассейна $\frac{LE}{LE_6}$ (они, по существу, являются редукционными коэффициентами) для разных месяцев для обоих водохранилищ.

Т	а	б	л	И	Ц	а	2
					_		

Водохранилище	V	VI	VII	VIII	IX	Х
Цимлянское	0, 3 8	0,70	0,92	1,10	1,19	1,54
Волгоградское	—	0,60	0,82	1,04	1 ,5 8	2,32

Для выяснения основных факторов, от которых зависят различия в составляющих теплового баланса водоема и бассейна, рассмотрим уравнения теплового баланса:

для водоема	R = LE + P + B		(1)
д ля бассейна	$R_6 = LE_6 + P_6 + B_6 $		(1)
Из этих уравнений	можно получить		

или

R

$$-R_6 = (LE - LE_6) + (P - P_6) + (B - B_6)$$
$$\Delta R = \Delta LE + \Delta P + \Delta B. \tag{2}$$

Разность радиационного баланса водоема и бассейна можно представить следующей приближенной формулой [2]:

$$\Delta R = Q(A_{5} - A) + 4\sigma T_{0}^{3}(T_{n. 6} - T_{n}), \qquad (3)$$

где Q — суммарная солнечная радиация, A_6 и A — альбедо бассейна и водоема, $T_{n.6}$ и T_n — температура поверхности бассейна и водоема, T_0 — температура воздуха.

По наблюдениям на Цимлянском и Волгоградском водохранилищах разность альбедо составляет 0,01 и только поздней осенью 0,02. Расчеты показывают, что даже для максимального по исследуемым материалам значения суммарной радиации, равного примерно 600 кал/см² сутки, величина $Q(A_6 - A)$ составляет очень малую долю (6 кал/см² сутки). Поэтому уравнение (3) можно изменить и принять

$$\Delta R = 4\sigma T_0^3 (T_{n, 6} - T_n).$$
(4)

Отсюда следует, что различие в радиационном балансе водоема и бассейна является функцией температуры воздуха и в сильной степени зависит от разности температур их поверхностей.

Величина Δ*P*=*P*—*P*₆ может быть выражена следующим образом. Из [4] следует, что для водоема

$$P = c_p a u (T_{\pi} - T_z),$$

где u — скорость ветра над водоемом, T_z — температура воздуха над водоемом.

Так как для бассейна испарение измеряется непосредственно, то можно получить

$$P_{6} = LE \frac{(T_{\pi. 6.} - T_{z6})}{1,55(e_{\pi. 6} - e_{z6})},$$

где T_{z6} и e_{z6} — температура и влажность воздуха над бассейном. Отсюда

$$\Delta P = c_p a u (T_{\pi} - T_z) - LE \frac{(T_{\pi, 6} - T_{z6})}{1,55(e_{\pi, 6} - e_{z6})}.$$
(5)

Для определения величины *а* была использована формула, приведенная в [4], по которой

$$a = \frac{1}{\overline{u}} \frac{\overline{R}}{(L\Delta \overline{q} - c_p \Delta \overline{T})}.$$

Эта формула справедлива для интервалов времени, когда суммарная величина $B \approx 0$. Для средних величин за теплый сезон рассчитанная таким образом величина *a* равна 3,1 г/см³.

Различия в теплообмене в воде водоема и бассейна определяются разностью $\Delta B = B - B_{5*}$

Величина *В* для перемешиваемого водоема, помимо принятого метода (теплообмен в воде равен изменению теплосодержания минус приток, плюс сток на данный интервал времени), может быть с достаточной точностью вычислена по формуле

$$B = c_v h_{\rm cp} \frac{dT_{\rm n}}{dt},$$

где $h_{\rm cp}$ — средняя глубина водоема, $T_{\rm n}$ — средняя температура поверхности водоема, t — время.

На рис. 1 дана зависимость B, рассчитанного обычным методом, от $\frac{\Delta T_{\rm m}}{\Delta t}$, где $\Delta T_{\rm m}$ — изменение температуры поверхности водохранилища



за интервал времени Δt , равный одному месяцу. Данный график построен для приплотинной части Цимлянского водохранилища, т. е. того участка, на берегу которого расположен бассейн.

(6)

Средняя глубина этой части водохранилища, рассчитанная по графику (рис. 1), получается равной 12 м, что хорошо согласуется с расчетами $h_{\rm cp}$ по объему и площади зеркала водохрани-



лища. Аналогичный результат получен для Волгоградского водохранилища, средняя глубина которого на участке Волжский — Г. Балыклей (соответствующего расположению бассейна) равна примерно 17 м.

Величина B₆ может быть рассчитана по измеряемым на бассейне величинам

$$B_{6} = R_{6} - L E_{6} \left(1 + \frac{\Delta T_{6}}{1,55 \,\Delta e_{6}} \right), \tag{7}$$

где $\Delta T_6 = T_{n.6} - T_{z6}$, $\Delta e_6 = e_{n.6} - e_{z6}$.

Величина ΔLE была рассчитана как остаточный член по формуле (2). Результаты расчетов разностей ΔR , ΔP , ΔB и ΔLE представлены в табл. 3 (в ккал/см² месяц).

Таблица З

	Цим	лянское в	одохранил	ище	Волго	градское	водохран	илище
	ΔR	ΔP	Δ B	ΔLE	ΔR	ΔP	ΔB	ΔLE
v	1,2	—1,8			2,1	5,0		
VI	0,6	-0,9	3,6	2,1	1,5	3,0	8,1	3,6
VII	0,6	-0,6	0,3	0,9	0,9	-1,5	2,4	0,0
VIII	0,0	—0,3	1,5	1,8	0,0	0,0	-1,8	1,8
IX	0,3	0,6	4,2	3,3	0,3	0,9	—5,4	4,2
Х	0,4	0,9	5,0	3,7	-0,6	2,4	7,5	4,5
	1					l		•

Данные табл. 3, полученные методами, в основном отличными от тех, которые применялись для расчета величин табл. 1, дают тот же характер различий в составляющих теплового баланса.

Из представленных материалов можно сделать заключение, что главной причиной различного испарения с водоема и бассейна является различие в величине В — тепла, затрачиваемого на изменение теплосодержания воды. В первую очередь оно зависит от различия глубины водоема и бассейна. Влияние глубины на величину ΔB наглядно иллюстрируют табл. 1 и 3: для Волгоградского водохранилища, более глубокого, чем Цимлянское, ΔB заметно больше. Кроме того, поскольку в величине ΔB основную роль играет теплообмен в воде водоема, то, следовательно, изменение температуры поверхности водоема со временем (входящее в формулу (6)) очень существенно влияет на величину ΔΕ. Кроме того, различие в испарении с бассейна и водоема зависит от разности температур их поверхностей, которая определяет различия в радиационном балансе и турбулентном обмене с атмосферой (формулы (4) и (5)). Хотя величины этих различий сравнительно невелики, но сезонный ход их противоположен и, таким образом, их влияние на различие в затратах тепла на испарение (ΔLE), как об этом свидетельствует формула (2), сказывается заметно, поскольку их абсолютные величины суммируются.

6 1165

Эта сумма имеет, как правило, знак, обратный знаку ΔB и, таким образом, влияние разности температур поверхности бассейна и водоема несколько уменьшает влияние величины ΔB на различие в испарении с бассейна и водоема.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Карабанова Л. В. О суточном ходе составляющих теплового баланса испари-тельного бассейна и оз. Севан. Труды ГГО, вып. 95, 1963. 2. Метеорологический режим озера Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометео
 - издат, Л., 1960.
- 3. Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Изд. ГГО, 1962. 4. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963.

М. П. НОВОЖИЛОВА

РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА НАД АКВАТОРИЕЙ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Приведены результаты расчета средней декадной температуры и влажности воздуха над водной поверхностью по данным береговых станций по формулам трансформации, предложенным М. П. Тимофеевым.

Из произведенных расчетов сделан вывод, что предложенный мегод может быть использован для озерной части Новосибирского водохранилица.

/ М С 1961 по 1964 г. в Обской гидрометеорологической обсерватории производился расчет средней декадной температуры и влажности воздуха над водной поверхностью Новосибирского водохранилища по данным береговых гидрометеорологических станций.

Расчет производился по формулам трансформации, предложенным М. П. Тимофеевым [1, 2]:

$$T_x = T + (T_n - T)F_t,$$

$$e_r = e + (e_n - e)F_e,$$

где T_x , e_x — температура и влажность воздуха над водной поверхностью, T, e — температура и влажность воздуха на береговых станциях; T_n — температура поверхности воды; e_n — максимальная упругость водяного пара; F_t , F_e — функции, учитывающие изменение температуры и влажности воздуха над водой. Величина их зависит от пути, пройденного воздущной массой над водоемом.

Так как различия в значениях температуры и влажности воздуха над водоемом и сущей зависят от направления ветра, значения F_t и F_e рассчитывались с учетом направления ветра:

$$F_t = 1 - \frac{1,33}{x^n}; \quad F_e = 1 - \frac{1,50}{x^n},$$

где *х* — половина расстояния, пройденного воздушной массой над водной поверхностью в направлении ветра, в метрах; *n* — показатель степени, зависящий от стратификации атмосферы. При этом $n = \frac{1}{7}$ при инверсионных условиях, $n = \frac{1}{10}$ при равновесных и $n = \frac{1}{13}$ при сверхадиабатических.

Нами принят *n*, равный 0,1, так как в условиях Новосибирского водохранилища в летний период преобладают равновесные условия стратификации атмосферы. Расчет производился по данным наблюдений на гидрометстанции ГМО Обская, расположенной в 50 м от уреза водохранилища в его северо-восточной части.

83

6*

Результаты расчета F, и F, приведены в табл. 1.

Таблица 1

	C	CCB	CB	BCB	В	BЮB	HOB	HOIOB	N OI	ЮЮЗ	NO3	3Ю3	3	3C3	C3	CC3
Χ	9000	12500	2500	250	0	0	0	0	0	0	0	0	500	4000	3500	4500
F_t	0,46	0,48	0,52	0,23									0,29	0,42	0,41	0,49
F_e	0,4 0	0,41	0,45	0,14									0,19	0,35	0,34	0,35
		L i	1		l .	ļ							1			

Рассчитанные средние декадные температура и влажность воздуха сравнивались с наблюденными величинами на островной ГМС Лысая Гора, расположенной в озерной части водохранилища. Данные этой станции характеризуют состояние приземного слоя воздуха над акваторией водохранилища.

Расчетные (T и e) и наблюденные (T_1 и e_1) данные помещены в табл. 2 и 3.

Из сравнения видно, что разница между расчетной и наблюденной температурами воздуха в озерной части изменяется от 0,0 до +0,5°, за исключением третьей декады мая, первой декады сентября 1961 г. и первой декады сентября 1963 г., когда разница была 0,8—0,9°, что составляет 6% наблюденной.

Таблица 2

			1961		1962				1963		1964		
Ме- сяц	Декада	T	<i>T</i> ₁	$T_1 - T$	T.	T_1	$T_1 - T$	T	<i>T</i> ₁	$T_1 - T$	T	<i>T</i> ₁	$T_1 - T$
V	I			_ ·	9,0	8,9	1	-	_	_	5,9	5,6	0,3
	II	10,5	11,0	-0,5	14,3	14,9	0,6	. — .	· ·'	<u> </u>	5,7	6,2	0,5
	ш	13,5	1:4,4	-0,9	13,1	12,9	-0,2	11,3	11,7	0,4	14,9	15,4	0,5
VI	I	11,9	12,1	-0,2	16,4	16,4	0,0	13,8	14,5	0,7	14,5	14,9	0,4
	II	13,5	13,5	0,0	18,5	18,8	0,3	17,2	17,4	0,2	16,7	16,8	0,1
	III	20,3	20,2	0,1	19,6	19,6	0,0	19,2	19,2	0,0	18,3	18,3	. 0,0
VII	I	21,4	21,6	-0,2	21,0	21,0	0,0	20,2	20,6	0,4	21,1	21,2	0,1
	II	19,4	19,5	-0,2	20,2	20,3	0,1	20,9	21,2	0,3	19,8	20,3	0,5
*	III	19,9	20,0	0,1	22,9	22,9	0,0	19,5	19,1	0,4	21,6	21,7	0,1
VIII	I	17,5	17,8	—0,3	20,4	20,4	0,0	17,3	17,1	—0,2	21,5	21,3	-0,2
	II	16,2	16,6	0,4	18,7	18,7	0,0	17,6	17,6	0,0	18,7	18,5	-0,2
1.	III	17,0	17,3	—0,3	15,8	15,7	—0,1	15,3	14,6	—0,7	16,6	16,7	0,1
IX	Ι	13,4	14,2	.—0,8	16,3	16,3	0,0	11,5	10,6	—0,9	14,1	13,6	0,5
	II -	12,1	12,4	0,3	12,7	12,7	0,0	12,0	12,0	0,0	12,7	13,0	0 ,3
	III	9,6	9,8	—0,2	7,0	7,6	0,6	8,6	8,7	0,1	9,8	10,4	0,6
Х	Ι	2,5	1,9	0,6	<u> </u>		—	6,5	6,3	-0,2	7,1	7,0	0,1
	I II	—	_			—	. —	5,3	5,5	0,2	—		—
	III	· ·		·	-	, '.		1,8	1,7	0,1	-		

Расчетная и наблюденная температура воздуха

Таблица З

]	1961			1962			1963		1964		
Ме- сяц	Декада	е	<i>e</i> ₁	<i>e</i> ₁ — <i>e</i>	е	<i>e</i> ₁	e1e	е	<i>e</i> ₁	e ₁ —e	e	<i>e</i> ₁	<i>e</i> ₁ — <i>e</i>
v	I				6,6	6,6	0,0	5,5	5,2	—0,3	5,9	5,6	-0,3
•	П	7,6	8,0	0,4	10,2	10,9	0,7	5,4	5,8	0,4	5,7	6,2	0,5
	ш	10,2	10,8	0,6	10,5	10,2	-0,3	7,7	8,2	0,5	14,9	15,4	0,5
VI	I	8,3	8,8	0,5	12,9	12,4	0,5	9,6	9,4	-0,2	14,5	14,9	0,4
	II	10,5	10,9	0,4	15,0	14,9	-0,1	12,0	11,7	—0,3	16,7	16,8	0,1
	III	14,6	15,4	0,8	15,9	16,0	0,1	. 14,8	13,1	-1,7	18,3	18,3	0,0
VII	I	18,4	18,1	—0,3	16,7	15,2	-1,5	16,8	15,9	-0,9	21,1	21,2	0,1
	II	15,6	15,7	0,1	18,6	17,5	-1,1	13,6	14,7	1,1	19,8	20,3	0,4
	Ш	15,8	16,0	0,2	20,0	19,5	—0,5	14,7	15,4	0,7	21,6	21,7	= 0,1
VIII	I.	14,2	14,8	0,6	17 <u>,</u> 9	16,2	—I,7	15,6	14,4	-1,2	21,5	21,3	—0,2
i i i	II	14,5	14,6	0,1	15,5	14,7	-0,8	15,9	15,2	0,7	18,7	18,5	-0,2
	ÎП	14,8	14,9	0,1	12,2	11,4	-1,2	14,6	12,8	—1,8	16,6	16,7	0,1
IX	I	11,8	11,8	0,0	12,4	12,5	0,1	11,3	9,3	—2,0	14,1	13,6	-0,5
	II	10,4	10,6	0,2	11,6	10,1	—1,5	10,8	10,3	—0,5	12,7	13,0	0,3
	III	9,0	9,0	0,0	8,2	8,0	-0,2	8,8	8,2	0,6	9,8	10,4	0,6
X	Ι	5,4	5,4	0,0	\rightarrow . (· <u>·</u>	8,3	7,9	—0,4	7,1	7,0	-0,1
	II	4,0	3,2	—0,8	—		-	7,2	7,4	0,2	-	¹	_
	Ш	.—					_	6,0	5,8	-0,2	. —	1	—
													1

Расчетная и наблюденная влажность воздуха

Для влажности разности колеблются в пределах до 1 мб, за исключением третьей декады июня 1961 г., первой декады августа 1962 г., третьих декад июня и августа 1963 г., когда разница была 1,7—1,8 мб, что составляет 10—14% наблюденной. Как правило, большие разности наблюдаются при ветрах с берега (северной четверти). Так, в первой декаде сентября 1963 г., когда из 33 случаев в 26 отмечен ветер с берега, а $F_e = 0,267$, разница между расчетной и наблюденной.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что несмотря на отдельные отклонения предложенный метод расчета средней декадной температуры и влажности воздуха может быть использован для озерной части Новосибирского водохранилища, так как попытка произвести такой же расчет для речной части водохранилища хороших результатов не дала.

ЛИТЕРАТУРА

 Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Изд. ГГО, 1962.
 Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963.

Л. А. ГУЩИНА

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА НА РЫБИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

a

Рассматривается суточный ход температуры и влажности воздуха на Рыбинском водохранилище в различные сезоны года. Кроме того, дается некоторая характеристика этих метеорологических элементов в зависимости от направления ветра с суши на водную поверхность и, наоборот, с воды на сущу.

Для анализа были использованы данные береговых и озерных метеорологических станций, расположенных в районе Рыбинского водохранилища, с 1947 по 1964 г. и эпизодические наблюдения на водохранилище с судов и на урезе воды за 1963—1964 гг. Схема расположения пунктов наблюдений представлена на рис. 1.



Рис. 1. Схема расположения метеорологических станций и постов наблюдений с судов на Рыбинском водохранилище.

1- метеорологические станции, 2- пункты эпизодических наблюдений с судов.

Температура воздуха

Суточные колебания температуры воздуха над водной поверхностью значительно огличаются от колебаний температуры над почвой. Это связано, во-первых, с тем, что коротковолновая радиация распространяется в воде до значительных глубин и соответственно приток энергии распределяется по большому слою, во-вторых, режим течения в верхнем





слое воды турбулентный, и поэтому отвод тепла от поверхности в глубь воды здесь много больше, чем в глубь почвы [2]. Одним из основных факторов в распределении тепла по вертикали в условиях Рыбинского водохранилища является ветер, вызывающий волнение, поверхностные и придонные течения [5]. На рис. 2 приведен суточный ход температуры воздуха на Рыбинском водохранилище за 1951—1964 гг. В период ноябрь — май температура воздуха над акваторией водохранилища характеризуется данными наблюдений на ст. Мыс Рожновский, в период июнь — октябрь — наблюдениями на станциях Мыс Рожновский и ПОМ (Пункт открытого моря).

В зимний период суточный ход температуры воздуха над акваторией водсхранилища хорошо согласуется с данными прибрежной зоны. Различия в температуре воздуха акватории и побережья начинают прослеживаться в апреле. В начале этого месяца, когда поверхность почвы покрыта снегом, разность температуры воздуха над водохранилищем и в прибрежной зоне составляет 1—2°. Начиная со второй декады апреля наблюдается интенсивный прогрев и разность температур воздуха над побережьем и водохранилищем достигает значительных величин, доходящих в отдельные часы до 6—8° и больше. Как пример в табл. 1 приведен суточный ход температуры воздуха по трем станциям за 6 мая 1964 г. Разность температур воздуха по акватории водохранилища продолжает оставаться значительной и после весеннего таяния льда в мае и начале июня.

Таблица 1

	– Часы											
Станция	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Мыс Рожновский.	8,8	8,8	7,6	7,0	7,1	7,0	8,4	6,1	5,9	6,9		
Переборы	· 6,4	6,8	6,0	5,4	5,8	8,0	8,6	9,1	11,0	12,4		
Пошехонье-Воло- дарск	5,3	6,0	7,2	6,0	5,5	8,8	9,1	9,7	11,2	11,9		
						14						

Суточный ход температуры воздуха 6 мая 1961 г.

							Ча	сы		an s				
Станция	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Мыс Рожновский	7,4	9,8	10,8	9,4	10,4	9,3	8,0	9,2	8,8	7,8	6,0	5,6	4,4	5,5
Переборы	13,6	17,9	19,9	20,5	20,8	20,7	19,9	19,3	18,1	17,0	15,3	14,6	14,0	14,8
Пошехонье-Воло- дарск	13,7	17,2	18,8	19,6	20,1	18,8	18,8	17,5	16,1	15,0	14,7	14,3	14,2	14,8

В течение всего летнего периода, включая и сентябрь, в дневное время температура воздуха над акваторией водохранилища на 1—2° ниже, чем на его побережье. В ночные же часы, наоборот, температура воздуха над водохранилищем на 2—4° выше, чем над прилегающей сушей. В отдельные дни эти различия значительно выше (рис. 3).

Это объясняется тем, что различие в особенностях нагревания водоема и сущи сказывается не только на средних значениях температуры, но и на характере суточных колебаний ее. В дневные часы, при положительном радиационном балансе, поверхность суши сильно прогревается, так как теплопроводность почвы и растительного покрова не настолько велика, чтобы передать в глубь почвы значительные количества тепла. Бо́льшая часть поступающего тепла тратится на нагревание атмосферы и на испарение. Ночью в силу небольших накоплений тепла в почве за дневную часть суток наступает сильное охлаждение поверхности почвы, а от нее через турбулентный обмен охлаждаются прилегающие к почве слои воздуха [1].

Все это неизбежно приводит к большой амплитуде суточного хода температуры воздуха над сушей.

Изменение в течение суток температуры поверхности воды в открытой части водохранилища очень мало.



Рис. 3. Ход температуры воздуха 6 июня 1959 г. 1- ПОМ, 2- Переборы, 3- Пошехонье-Володарск.

При условии бризовой циркуляции температура воздуха на урезе воды днем мало (около 1°) отличается от значений температуры воздуха над центральной частью водохранилища, тогда как ночью эти различия значительны (рис. 4).





В октябре происходит уменьшение разности температур между акваторией и побережьем. С ноября по январь наблюдается сглаженный суточный ход температуры воздуха с небольшими амплитудами температуры (1—2°) как над водохранилищем, так и над его побережьем, так как с наступлением зимнего типа погоды влияние водохранилища на разность температур на водохранилище и на побережье совершенно не сказывается.

В течение суток максимум температуры воздуха наступает в 13— 15 час. Минимум температуры воздуха в холодное время года наблюдается в 6—8 час., в теплое — в ранние утренние часы (4—5 час.).

Если минимумы и максимумы температуры воздуха как на водохранилище, так и на побережье приходятся почти на одно и то же время, соответственно на послеполуденное и предутреннее, то в целом ход температуры в безледоставный период года над водохранилищем по сравнению с побережьем отличается приуменьшенными амплитудами, примерно на 2—4° (табл. 2).

Таблица 2

Станция	I	11	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
пом						6,2	6,2	5,5	4,8	3,8		
Мыс Рожновский	7,8	8,4	9,6	8,1	7,7	6,7	7,5	6,3	5,4	4,1	4,3	5,6
Переборы	7,0	8,2	9,4	9,0	9,3	9,1	8,8	8,3	7,2	5,0	4,9	5,2
Пошехонье-Воло- дарск	8,1	9,0	10,4	9,0	11,1	10,7	10,9	9,8	8,0	5,4	5,0	5,9

Средние месячные амплитуды температуры воздуха (1959-1964 гг.)

Это объясняется малыми изменениями в течение суток температуры воды и находящегося над ней воздуха [1].

По данным экспедиционных наблюдений и озерных станций, суточная амплитуда температуры воздуха над водохранилищем в теплый период года в отдельные дни составляет 3—12°, в то время как в удалении на несколько километров от водохранилища на суще она составляет 12—20° (табл. 3).

Таблица З

11			В	отдельні	ые дни		
J	Цата,	год	ПОМ	Мыс Рож- новский	Пере- боры	Брей∙ тово	Поше- хонье- Воло- дарск
28	v	1960	, 	10,9	14,4	15,1	20,4
6	VI	1959	8,6	10,0	15,7	15,2	19 ,9
9	VI	1960	7,1	10,3	12,8	12,2	17,9
26	VII	1964	5,7	10,9	14,8	15,7	18,7
13	VIII	1960	12,5	9,7	14,4	13,4	19,5
15	IX	1961	2,6	7,8	- 11,3	13,2	16,0

Суточная амплитуда температуры воздуха в отдельные дни

Для характеристики суточного хода температуры воздуха в районе водохранилища в период вскрытия и замерзания водохранилища были проанализированы температуры воздуха за периоды: весной от даты вскрытия до даты полного очищения, осенью от даты появления первых ледовых образований до даты установления устойчивого ледяного покрова.

В период вскрытия водохранилища температура воздуха в районе Мыса Рожновского в среднем на 1—4° ниже, чем на всем побережье. Наибольшая разница температур наблюдается днем и вечером (табл. 4). Таблица 4

Средняя	температура	воздуха	за	период	между	датами	вскры	и кит	полного
Очище	ения от ледя	ных явлен	ИЙ	Рыбинск	ого вод	охранил	ища (1	956—19	64 гг.)

	Cp	оки набли	асы	Спелняя	Средняя	
Станция	01	07	13	19	макси-	мини- мальная
Мыс Рожновский	2,9	3,1	6,0	5,2	8,9	0,7
Переборы	4,1	4,8	9,8	7,8	11,8	2,1
Брейтово	3,5	4,4	8,3	7,0	10,9	1,5
Пошехонье-Володарск	3,0	4,3	9,8	7,9	11,7	1,3
Углич	4,5	5,4	11,0	9,2	13,0	2,5
Череповец	3,1	3,8	8,6	6,9	10,6	1,5

Это объясняется тем, что в период вскрытия и очищения от льда водохранилища значительное количество тепла затрачивается на таяние льда.

Прибрежные районы водохранилища, так же как и острова, испытывают охлаждающее влияние водохранилища, особенно наветренные районы. Примером могут служить данные за 12 мая 1959 г. и 28 мая 1960 г. при потоке воздуха с водохранилища на сушу (табл. 5).

Температура воды на водохранилище в эти дни была около 10°.

m		~					_
- T	а	ю	Л	и	Ц	а	- 5

Температура воздуха 12 мая 1959 г. и 28 мая 1960 г.

<u> </u>					Часы	· · ·		- z -		·
9	10	11	12	13	14	15	16	17	.18	19
		12 ма	ія 19	59 г.						
8,7	9,0	10,0	10,5	10,6	8,8	8,9	9 ,0	9,0	9,2	10,2
12,1	12,6	13,5	14,1	14,5	15,1	15,5	13,6	12,1	11,7	11,4
12,8	13,5	14,1	14,7	15,5	16,1	16,8	17,0	17,2	16,7	15,4
		28 ма	ая 19	960 г.						
16,1	16,1	16,5	16,6	17,1	17,3	17,5	17,4	17,6	17,3	17,3
17,7	19,5	20,4	19,5	18,9	18,1	18,0	17,6	17,8	18,6	18,0
18,5	20,0	21,0	21,0	21,8	22,1	22,5	22,3	22,3	21,8	20,8
	9 8,7 12,1 12,8 16,1 17,7 18,5	9 10 8,7 9,0 12,1 12,6 12,8 13,5 16,1 16,1 17,7 19,5 18,5 20,0	9 10 11 12 M a 8,7 9,0 10,0 12,1 12,6 13,5 12,8 13,5 14,1 28 M a 16,1 16,1 16,5 17,7 19,5 20,4 18,5 20,0 21,0	9 10 11 12 12 мая 19 8,7 9,0 10,0 10,5 12,1 12,6 13,5 14,1 12,8 13,5 14,1 14,7 28 мая 19 16,1 16,5 16,6 17,7 19,5 20,4 19,5 18,5 20,0 21,0 21,0	9 10 11 12 13 12 мая 1959 г. 8,7 9,0 10,0 10,5 10,6 12,1 12,6 13,5 14,1 14,5 12,8 13,5 14,1 14,7 15,5 28 мая 1960 г. 16,1 16,5 16,6 17,1 17,7 19,5 20,4 19,5 18,9 18,5 20,0 21,0 21,0 21,8	Часы 9 10 11 12 13 14 12 мая 1959 г. 8,7 9,0 10,0 10,5 10,6 8,8 12,1 12,6 13,5 14,1 14,5 15,1 12,8 13,5 14,1 14,7 15,5 16,1 28 мая 1960 г. 16,1 16,1 16,5 16,6 17,1 17,3 17,7 19,5 20,4 19,5 18,9 18,1 18,5 20,0 21,0 21,0 21,8 22,1	Часы 9 10 11 12 13 14 15 12 мая 1959 г. 100 10,5 10,6 8,8 8,9 12,1 12,6 13,5 14,1 14,5 15,1 15,5 12,8 13,5 14,1 14,7 15,5 16,1 16,8 28 мая 1960 г. 16,1 16,5 16,6 17,1 17,3 17,5 17,7 19,5 20,4 19,5 18,9 18,1 18,0 18,5 20,0 21,0 21,0 21,8 22,1 22,5	Часы 9 10 11 12 13 14 15 16 12 мая 1959 г. 8,7 9,0 10,0 10,5 10,6 8,8 8,9 9,0 12,1 12,6 13,5 14,1 14,5 15,1 15,5 13,6 12,8 13,5 14,1 14,7 15,5 16,1 16,8 17,0 28 мая 1960 г. 16,1 16,1 16,5 16,6 17,1 17,3 17,5 17,4 17,7 19,5 20,4 19,5 18,9 18,1 18,0 17,6 18,5 20,0 21,0 21,0 21,8 22,1 22,5 22,3	Часы 9 10 11 12 13 14 15 16 17 12 мая 1959 г. 8,7 9,0 10,0 10,5 10,6 8,8 8,9 9,0 9,0 12,1 12,6 13,5 14,1 14,5 15,1 15,5 13,6 12,1 12,8 13,5 14,1 14,7 15,5 16,1 16,8 17,0 17,2 28 мая 1960 г. 16,1 16,1 16,5 16,6 17,1 17,3 17,5 17,4 17,6 17,7 19,5 20,4 19,5 18,9 18,1 18,0 17,6 17,8 18,5 20,0 21,0 21,0 21,8 22,1 22,5 22,3 22,3	Часы 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 12 мая 1959 г. .

В осенний период при появлении первых ледовых явлений и до установления устойчивого ледостава температура воздуха в районе Мыса Рожновского на 0,5—2,0° выше, чем над побережьем (табл. 6). Наименьшая разница температур наблюдается в 13 час.

Из табл. 6 видно, что чем дальше станция расположена от глубоководной и открытой части водохранилища, тем на нее в меньшей степени сказывается его влияние,

Таблица б

Средняя температура воздуха за период от даты появления первых ледовых явлений до даты установления устойчивого ледяного покрова (1956—1964 гг.)

	Расстоя-		Срок наб		Срелняя	Средняя	
Станция	ние от уреза, км	01	07	13	19	макси- мальная	мини- мальная
Mara Downer our S	0.05	2.0	2.0	0.0	0.7		10
мыс рожновский	0,05	3,0	—3,3	,	-2,7	0,0	4,9
Переборы	0,2	—3,4	3,8	-2,2	—2,9	1,0	5,5
Брейтово	1,0	—3,5	—3,8	2,1	3,2	0,9	6,0
Гаютино	1,5	-4,0	—4,3	2,8	—3,8	0,9	6,4
Пошехонье-Воло-							
дарск	2,0	4,3	4,8	2,7	4,1	-1,2	6,9
Череповец	1,5	4,2	4,3	—2,9	4,0	-1,4	6,5

Поэтому чаще всего в конце октября и первой половине ноября температура воздуха несколько выше в прибрежной полосе водохранилища, чем на некотором удалении от него.

Влажность воздуха

Абсолютная влажность воздуха над водохранилищем в зимний период почти такая же, как и над прилегающим побережьем. Наименьшие значения ее отмечаются в феврале (около 3 мб). С марта наступает увеличение абсолютной влажности. Максимального значения она достигает в июле, 12—15 мб над побережьем и около 16 мб над водохранилищем (табл. 7).

Таблица 7

Станция	Срок наб-	1	11	111	IV	v	VI	V11	V111	IX	x	XI	XII
	ния							-				.	
ПОМ	01	-				_	14,2	16,6	15,4	10,6	7,5		
	07			·		—	13,8	16,2	14,9	10,4	7,4		
	13		, 		<u> </u>	• <u> </u>	14,2	16,7	15,3	10,5	7,4	<u> </u>	<u> </u>
	19	—		-	<u></u>	<u> </u>	14,6	17,0	15,6	10,6	7,5	<u> </u>	_
Мыс Рожновский	01	3,3	2,9	3,0	5,1	8,7	13,5	15,9	14,8	10,7	7,3	4,5	3,7
	07	3,2	2,8	2,8	5,1	8,7	13,5	15,8	14,6	10,4	7,3	4,5	3,6
	13	3, 3	3,1	3,5	5,6	9,1	13,9	16,1	14,9	10,7	7,4	4,6	3,7
	19	3,2	3,0	3,3	5,5	9,1	14,4	16,6	15,3	10,7	7,4	4,5	3,6
Переборы	01	3,0	2,7	3,2	5,7	8,7	12,9	15,1	14,0	10,4	7,2	4,5	3,5
	07	2,9	2,6	3,0	5,8	8,7	13,2	15,6	14,2	10,1	7,1	4,5	3,5
	13	3,0	2,9	3,8	6,2	8,7	13,0	15,2	14,2	10,4	7,3	4,6	3,6
	19	3,0	2,8	3,6	6,2	9,2	13,6	16,1	14,8	10,6	7,3	4,5	3,5
Брейтово	01	3,0	2,6	3,1	5,6	8,4	12,2	14,4	13,5	10,0	7,1	4,5	3,6
	07	3,0	2,6	3,0	5,6	8,6	12,9	15,3	14,1	10,0	7,0	4,4	3,5
	13	3,1	2,8	3,5	6,0	8,7	13,1	15,5	14,4	10,4	7,3	4,6	3,5
	19	3,0	2,7	3,3	6,1	9,0	13,5	16,1	14,8	10,4	7,2	4,5	3,6
4. Characterization of the second se second second sec	1		44 - A										

Абсолютная влажность (мб) (1951-1962 гг.)

С августа начинается уменьшение абсолютной влажности и в декабре ее значения составляют 3,6 мб.

Разница между абсолютной влажностью над водохранилищем и побережьем зависит от температуры поверхности воды и температуры

окружающей суши, от направления ветра с берега или с водохранилища (по отношению к станции).

Так, например, в летний период 1963—1964 гг. за 01 час. абсолютная влажность по ст. Брейтово при ветре с суши на 2,3 мб меньше, чем над водохранилищем (табл. 8).

Суточный ход абсолютной влажности над водохранилищем выражен слабее, чем температура воздуха. Наибольшая амплитуда абсолютной влажности отмечается в летние месяцы (0,4—1,2 мб). В остальные же месяцы амплитуды суточных колебаний абсолютной влажности не превышают 0,5 мб. В отдельные дни величина ее может быть значительно больше, что

Таблица 8

Разности абсолютной влажности воздуха (мб) над водохранилищем и побережьем за 01 час в летний период 1963 — 1964 гг. при различных направлениях ветра

	Направлен отношени	ие ветра по ю к станции
Станция	с суши	с водо- хранилища
Брейтово	2,3	0,6
Гаютино.	2,9	0,2

зависит от изменения условий погоды в течение суток (табл. 9).

Таблица 9

93

Суточный ход абсолютной влажности воздуха (мб) над акваторией водохранилища 24—25 июня 1964 г.

				Часы									
3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	
11,2	13,7	13,3	13,2	13,6	11,0	11,0	11,7	11,8	11,8	14,9	17,2	18,5	

В течение суток наименьшие значения абсолютной влажности отмечаются перед восходом солнца и в 14—16 час., наибольшие — в часы, близкие к полудню, и в 19—21 час.

В табл. 10 представлены данные по относительной влажности. Различия в значениях относительной влажности над водохранилищем и побережьем находятся в пределах 5% в течение безледоставного периода и в пределах 2—3% в период, когда водохранилище покрыто льдом. Наибольших значений относительная влажность достигает в конце осени и начале зимы (84—88%). К середине зимы она несколько понижается (на 3—4%). В конце зимы с ослаблением циклонической деятельности относительная влажность начинает заметно уменьшаться и в марте составляет 77—81%.

Наименьшая относительная влажность наблюдается в мае — июне (68—76%). Во второй половине лета относительная влажность начинает возрастать, в сентябре и октябре приближается к зимней.

Суточный ход относительной влажности над водохранилищем и прибрежной зоной имеет незначительные различия и изменяется по сезонам года.

Относительная влажность (%) (1951-1962 гг.) Срок IV V VI VII VIII LIX Х ΧI XII I П Ш Станция наблюдения ПОМ ____ ------------____ ____ Мыс Рож-новский Переборы Брейтово 0

Таблина 10

В течение зимы относительная влажность повсюду во все сроки наблюдений составляет 82—90%. В первую половину зимы суточный ход ее выражен очень слабо. В феврале относительная влажность ночью и утром на 2—8% больше, чем днем и вечером.

В марте и апреле суточный ход относительной влажности выражен более резко, а амплитуда ее составляет 10—15%, в отдельные дни более 20%.

Летом в течение суток колебание относительной влажности составляет над водохранилищем 10—15%, над побережьем 20—30%. В отдельные дни при устойчивой антициклональной погоде суточные амплитуды ее могут превышать 40%. Так, по ст. Гаютино суточная амплитуда относительной влажности 23 августа 1953 г. составила 54%, 6 августа 1960 г.— 58%, по ст. Брейтово 3 июня 1957 г.— 55%, по ст. Переборы 8 июня 1951 г.— 57%, по ст. ПОМ 9 июня 1957 г. и 27 июня 1961 г.— 47%.

Осенью суточные колебания относительной влажности уменьшаются над водохранилищем до 6—12%, над побережьем до 15—20%.

Кроме того, в теплый период года относительная влажность в ночные и ранние утренние часы над водохранилищем меньше, чем над прилегающим побережьем. Днем же, наоборот, относительная влажность в этот период над водохранилищем на 4—8% больше, чем над побережьем.

Дефицит влажности в зимние месяцы незначителен: 0,4—0,6 мб. С марта он сильно возрастает и наибольших значений достигает в июне июле: до 4,5—4,8 мб над водохранилищем и до 5,1—6,7 мб над побережьем (табл. 11).

Таблица 11

N	<u> </u>	де	рицит	Dilar	KHOC1	n (mo) (150	1	02 11.				
Станция	Срок наблю- дения	а І І 1	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
пом	01	·		_	·	·	2,9	3,4	2,9	1,7	1,0		
• •	07	· ·	·	. —	· ·		3,1	3,4	2,7	1,5	0,9		—
	13			·	. —	·	6,2	6,8	5,7	3,4	1,6	·	
. 1	19						5,4	6,0	4,8	2,7	1,3		
Мыс Рож-	01	0,4	0,5	0,5	1,1	2,2	3,4	3,4	3,1	1,9	1,2	0,7	0,5
новский	.07	0,4	0,4	0,4	1,1	2,4	3,6	3,7	2,8	1,6	0,9	0,6	0,4
	13	0,5	0,6	1,1	2,3	4,4	7,1	7,6	6,7	3,8	1,7	0 ,9	0,5
	19	0,4	0,5	0,8	1,9	3,9	6,0	6,3	5,1	3,0	1,4	0,8	0,5
Переборы	01	0,4	0,4	0,6	1,3	2,1	2,4	2,2	1,8	1,4	1,0	0,7	0,5
	07	0,4	0,4	0,5	1,3	3,1	4,1	3,6	2,4	1,3	0,9	0,6	0,5
	13	0,5	0,7	1,4	4,0	6,9	9,7	9,8	8,1	4,8	2,1	1,0	0,5
	19	0,5	0,5	1,0	2,7	5,2	7,9	7,2	5,3	2,7	1,4	0,8	0,5
Брейтово	01	0,5	0,5	0,8	1,3	2,0	2,3	1,9	1,7	1,2	1,0	0,7	0,5
	07	0,5	0,4	0,6	1,4	3,0	4,3	3,6	2,4	1,2	0,8	0,6	0,5
1997 - 1997 -	[°] 13	0,6	0,7	1,6	3,6	5,9	8,8	8,2	7,2	4,5	2,1	1,0	0,6
	· . 19	0,5	0,6	1,1	2,5	4,9	7,0	6,2	4,5	2,2	1,3	0,8	0,5
	1	I .	1	L .	I	L	1	1	1	1	£ 10 10	(· .	1 .

(NG) (1051.

1069

В августе — ноябре над водохранилищем дефицит влажности в отдельные часы суток может быть несколько большим, чем над побережьем. Это объясняется более высокими температурами воздуха над водохранилищем [2].

В зимние месяцы дефицит влажности в течение суток изменяется незначительно (0,1—0,2 мб). С марта суточная амплитуда дефицита влажности возрастает. Наибольшие средние месячные суточные амплитуды наблюдаются в летние месяцы: до 6—9 мб над побережьем и 2,6—3,6 мб над водохранилищем.

В отдельные годы (июль 1960 г.) средние месячные суточные амплитуды дефицита влажности составляют 5,9—8,5 мб над водохранилищем и 10,9—14,7 мб над побережьем (табл. 12).

	Срок	наблю	дения,	часы	Суточная	
Станция	01	07	13	19	ампли- туда	
пом	5,0	4,8	10,7	8,9	5,9	
Мыс Рожновский	5,0	6,2	13,5	9,5	8,5	
Переборы	3,0	4,8	16,3	10,0	13,3	
Брейтово	2,9	5,9	13,8	10,8	10,9	
Гаютино	3,0	5,9	15,5	12,5	12,5	
Пошехонье-Володарск .	2,2	5,1	16,9	12,1	14,7	

Суточный ход дефицита влажности в мб, июль 1960 г.

Таблица 12

При резких изменениях влагосодержания воздушных масс в летние месяцы в отдельные дни суточная амплитуда дефицита влажности может быть весьма значительной. Так, по ст. ПОМ 12 июня 1959 г. суточная амплитуда составила 15,7 мб, по ст. Брейтово 29 июня и 8 июля 1954 г.— 24,3 мб, по ст. Переборы 29 июня 1954 г.— 28,0 мб.

Значения дефицита влажности над побережьем и у прибрежной полосы над водной поверхностью, так же как и температура воздуха, в значительной степени зависят от направления воздушного потока с водохранилища на сушу и, наоборот, с суши на водоем. Примером могут служить данные за 13 час. 1964 г. по ст. Брейтово в летний период (табл. 13).

Таблица 13

a .	илиш	водохран	C	Ссуши					
VIII		VII	VI	VIII	VII	VI			

Разность дефицита влажности (мб) за 13 час.

В табл. 13 дефицит влажности в августе над водохранилищем на 0,3 мб больше, чем по данным ст. Брейтово. Это объясняется тем, что температура воздуха в выбранный период над центральной частью водохранилища была на 1-3° выше, чем по ст. Брейтово.

Максимальные величины дефицита влажности за весь безледоставный период наблюдаются в 13 час. Минимальные же его значения над водохранилищем наблюдаются в 01 час (май — июль) и в 07 час. (август — октябрь), над побережьем в 01 час (май — август) и в 07 час. (сентябрь — октябрь).

Выводы

1. В безледоставный период ход температуры воздуха над водохранилищем по сравнению с прилегающей сушей отмечается преуменьшенными амплитудами (на 2-4°).

2. Летом температура воздуха над водохранилищем обычно днем несколько ниже (на $1-3^{\circ}$), а ночью выше (на $2-4^{\circ}$), чем над побережьем.

3. В период вскрытия водохранилища температура воздуха над его акваторией на 1-6° ниже, чем над побережьем.

Осенью при появлении ледовых явлений и до установления ледостава температура воздуха над водохранилищем на 1-2° выше, чем над побережьем.

4. В теплый период года, когда наблюдается бризовая циркуляция, температура воздуха на урезе воды днем мало отличается от температуры воздуха над центральной частью водохранилища, а ночью эти различия значительные (более 2°).

5. Зимой наблюдается суточный ход температуры воздуха с небольшими амплитудами $(1-2^{\circ})$ как над водохранилищем, так и над его побережьем.

6. Влажность воздуха зимой над водохранилищем и побережьем почти одинакова. Наибольшая суточная амплитуда влажности отмечается в летние месяцы.

7. Температура и влажность воздуха над побережьем и у прибрежной полосы над водой зависит от направления воздушного потока (с водохранилища на сушу и, наоборот, с суши на водохранилище).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. І и II, Гидрометеоиздат, Л., 1952.

√2. Коноводов Б. П. Влияние больших озер на распределение дефицита влажности воздуха. Труды ГГИ, вып. 11, 1941.
 3. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат.,

Л., 1961.

4. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоиздат, Л., 1950.

5. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
6. Та'чалов С. Н. Термический режим Рыбинского водохранилища. Сб. работ РГМО, № 1. Гидрометеоиздат, М., 1959.

П. А. ВОРОНЦОВ

О СТРАТИФИКАЦИИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ НАД ЛАДОЖСКИМ ОЗЕРОМ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД

Рассматриваются результаты шести полетов самолета ЛИ-2 в октябре — ноябре 1960 г. по маршруту Волхов — Новая Ладога — Сухо, маяк.

Наиболее резкие различия термических характеристик подстилающей поверхности обычно наблюдаются между сушей и обширными водоемами, следовательно, здесь же должны наблюдаться и наиболее значительные изменения свойств движущегося воздуха под влиянием процессов тепло- и влагообмена.

Ладожское озеро, над которым совершались полеты, самое большое в Европе. Берега его южной части низменные, заболоченные, местами песчаные; северные берега крутые, скалистые и изрезанные, покрытые лесами. В северной части озера наблюдаются весьма значительные (до 260 м) глубины с низкими температурами воды, даже в летние месяцы не поднимающимися выше 10°. Южная часть озера более мелководная, вода здесь летом прогревается до 22—25°, а осенью быстро охлаждается. Такие особенности озера создают большие горизонтальные градиенты температуры северной и южной частей озера во все сезоны.

Во время полетов с 17 октября по 2 декабря центральная часть озера имела почти постоянную температуру воды, 7—8°, в южной мелководной части температура воды находилась в пределах 1—3°. Станция Сухо, маяк расположена на границе южной мелководной части озера и его



Рис. 1. Вертикальный разрез полетов над Ладожским озером.

центральной глубоководной части. При ветрах северной половины горизонта в районе станции температура воды осенью повыщалась на несколько градусов.

Таким образом, при ветрах северного, северо-западного и северовосточного направлений холодный воздух, переходящий на теплую поверхность Ладожского озера, начинает прогреваться и устойчивая его стратификация в нижнем слое должна переходить в неустойчивую с вертикальными градиентами температуры $\gamma > 1^\circ$. При переходе на более холодную водную поверхность от ст. Сухо, маяк к Новой Ладоге и далее на сушу в район Волхова неустойчивость в нижних слоях за счет охлаждения нарушается и вновь восстанавливается устойчивая стратификация, типичная для данного сезона.

В работе даны некоторые количественные характеристики этого процесса.

Схема полетов в районе Сухо, маяк — Волхов приведена на рис. 1.

Вертикальное зондирование до 2—2,5 км проводилось над Волховом и Сухо, маяк, горизонтальное зондирование — на высотах 50, 100, 200 и 500 м. Основной трудностью полетов было сохранение постоянной высоты полета. В моменты пересечения береговой линии в районе Новой

Таблица 1

Распределение t° , $\gamma^{\circ}/100$ м над Сухо, маяк и Волховом и разностей температур ΔT , Δt_1 и Δt_2 при теплой адвекции

<u> </u>				· · · · ·	4	x ²						
Дата,	Эле-					Выс	ота, к	м		· .		<i>t</i> ° воды, направле-
часы	менты	0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	скорость ветра
he.			1.1.1		С	yxo, 1	маяк		·· · · .		:	3
18 X	t ^o	3,8	1,6	-0,8	-3,0	-4,1	6,2	7,1	10,2	-8,4	8,0	6 , 8°;
10,6	Υ		4,8	4,8	2,2	1,1	1,0	0,5	1,0	0,4	0,1	80°;
												9 м/сек.
	۱. I		(. 1	}. ₽		(ι . ·		, 1	ł. ·
					•	БОЛХ	08					
	t°	—3, 0	-3,2	3,4	-4,2	5,0	 - 6,2	-7,3	-10,2	6,4	-8,6	
	γ		0,4	0,4	0,8	0,8	0,6	0,6	1,0	08	0,4	}
2000 - AA	ΔT	6,8	4,8	2,6	1,2	0,9	0,0	0,2	0,0	-0,2	0,6	
	Δt_1	· 4,0	2,7	1,6	0,8	0,5	0,0		_ ·		<u>.</u>	
	Δt_2	-2,8	1,9	1,0	0,4	0,4	0,0	—	_	_ ·	·	
	[/ -	1	1	ſ	C	vxo.	маяк	(·	•	:	
1 X I	1 +0	118	1 10	0.6	1-15	1-24	-4.4	1-4.8	i <u> </u>	-102	1-14.6	1.8%
10.7			1,0	20	. 0.0	0,0	10	0.2	0,0	0.8	0.0	400.
10.1		.—	1,0	0,2	0,9	0,9	1,0	0,2	. 0,4	0,0	0,3	3 M/COV
	[· ·		1 5]	1		1 1 2			J M/CCK.
÷ .						Волу	ОВ					
	t°	-4,7	4,5	-4,3	-4,0	3,2	4,4	4,8	- 6,8	10,2	}14,0	1
	γ		_0.4	-0.4	-0.3	0.8	0.6	0.2	0.7	0.7	0,8	
•	AT	65	47	37	2.5	0.8	0.0	0.0	0.8	0.0	0.6	
	Λ <i>t</i> .	4.6	30	03	1.4	0.6	0,0				·	
	A +	1 0	15	1.4	11	0,0		<u> </u>		{·		
	1 ¹ ²	1,9	1,0	1,4	1 : 1,1	0,2	0,0			Ľ.		t .

. 99

7*

Таблица 2

Дата,	Эле-					Высс	ота, ки	M				<i>t</i> ° воды, направле-
часы	менты	0,0	0, 05	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	рость ветра
	· · · ·					Волх	ов					
25 X	l t°	5,5	5,6	- 5,8	6,2	-6,2	-6,0	—6, 0	-8,2	-12,0	_15,3	2,4°:
10,2	γ		0,2	0,4	0,4	0,0	-0,1	0,0	0,7	0,8	0,7	180°;
												5 м/сек;
- 5,					C C	yxo,	маяк			•		
	t° .	-2,0	3,0	-3,6	4,6	—5,6	—5,8	-6,0	—7,8	-11,9	-15,1	
	Ϋ́	<u> </u>	2,0	1,2	1,0	1,0	0,1	0,1	0,6	.0,8	0,6	
• • • • •	ΔΤ	3,5	2,6	2,2	1,6	0,6	0,2	0,0	-0,4	- 0,1	- 0,2	
	Δt_1	2,8	2,0	1,7	1,2	0,4	0,2					
	Δt_2	0,9	0,6	0,5	0,4	0,2	0,0		· ·	—	<u> </u>	
•	•	-		•		Волх	ОВ		•. •	•		•
2 XI	t°	6,6	-6,2	—6,0	-5,8	—5,6]	—6,0	-4,8	5,8	— 7,8	— 9,3	1,0°;
13,2	1.γ	1	-0,8	_0,4	-0,2	-0,2	0,2	-0,6	0,3	0,4	0,3	160°;
			-		~	· . [E n e	6 м/сек.
				;	C	yxo,	маяк					
	t°	0,8	-1,8	-2,6	-4,0	-5.0	-6,0	-4.8	-6.4	- 8,6	- 9,8	la de la
	γ		2,0	1,6	1,4	1,0	0,5	-0,6	0,5	0,4	0,4	
	ΔΤ	5,8	4,4	3,4	1,8	0,6	0,0	0,0	-0,6	0,8	- 0,5	
	Δt_1	4,0	3,0	2.4	1.2	0,4	0,0					
	Δt_2	1,8	1,4	1,0	0,6	0,2	0,0		·		- -	

Распределение t° и $\gamma^{\circ}/100$ м над Сухо, маяк и Волховом и разностей температур ΔT , Δt_1 и Δt_2 при холодной адвекции

Ладоги на ленте осциллографа делалась отметка. Всего было выполнено шесть полетов, из них полеты 18 октября и 1 ноября в условиях теплой адвекции при ветрах с озера, 25 октября и 2 ноября при холодной адвекции и ветрах с суши и 17 и 27 октября поток был направлен примерно вдоль береговой линии.

В обработку взята только температура воздуха. Запись приемника влажности оказалась недостаточно надежной. В табл. 1—3 приведены основные результаты вертикального и горизонтального зондирований по маршруту Волхов — Сухо, маяк: распределение температуры воздуха (t°) над Сухо, маяк и Волховом до высоты 2 км, значения вертикального температурного градиента $(\gamma^{\circ}/100 \text{ м})$ между слоями, разность температур между Сухо, маяк и Волховом (ΔT) и разности температур между Сухо, маяк и Новой Ладогой (Δt_1) и между Новой Ладогой и Волховом (Δt_2) с выделением случаев теплой и холодной адвекции, а также случая движения воздуха вдоль береговой линии.

Хотя между началом зондирования и концом полета в районе Волхова было свыше 4 часов, все измерения можно отнести к одному мо-

Таблица З

Распределение t° и $\gamma^{\circ}/100$ м над Сухо, маяк и Волховом и разностей температур ΔT , Δt_1 и Δt_2 при движении потока вдоль берега

Дата.	Эле-		•	1. A		Высо	та, ки	<u> </u>			.	<i>t</i> ° воды, направление
часы	менты	0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	и скорость ветра
			•	•	. C	yxo, 1	маяк					
17 X	t° l	3,4	2,2	1,2	0,4	0,0	—1,0	-2,6	2,8	1,1	1,4	6,2°;
10,3	Υ	i	2,0	2,0	0,8	0,7	0,5	0,8	0,1	-0,8	-0,06	320°;
		÷.,,,									1.	5 м/сек
•						Волх	ов	· ·			·	•
	t°	0,2	0,5	0,8	-1.5	0,5	-1,0	-2,2	1,8	2,4	1,4	
	·γ	· - ·	0,6	0,6	0,7	-1.0	0,3	0,6	1,3	0,5	0,2	ļ
	ΔT	3,6	2,7	2,0	1,9	0,5	0,0	0,4	-1,0	-1,3	0,0	
	Δt_1	2.5	1,8	1,4	1,0	0,3	0,0					
	Δt_2	1,1	0,9	0,6	0,9	0,2	0,0					
	l	I	• •		, , ,	wxo.	Magir	1 · ·				1
97 X	1 f o	0.5	0.1	N Q	L_03	1 7		16 0		-5.8	43	320
10.4	~		-1.2	-16	1.2	1.4	1.2	1.0	12	0.8	01	120°:
10,1		н. н. н. 1	1,2	1,0	1,2		1,2	1,0	1,2	0,0	0,1	5 м/сек
· ·		•	[.]					1	l		1	
						Волх	ОВ					
	t ^o	2,8	-1,8	0,7	1,4	-2,2	-4,0	-6,0	9,7		2,9	
•	Ϋ́		-1,0	-2,2	0,7	0,8	0,9	1,0	1,2	-1,0	0,6	
÷	ΔT	2,3	1,9	1,6	1,1	0,5	0,0	0,0	0,1	-1,2	-1,4	
•	Δt_1	1,5		1,2	0,9	0,3	0,0	· ·			-	
	Δt_2	0,8	0,5	0,4	0,2	0,2	0,0	[-]		l

менту времени, считая, что суточный ход температуры был небольшим. Температура воды на ст. Сухо, маяк измерялась один раз в сутки и считалась неизменной. Шаропилотные наблюдения проводились в Новой Ладоге; в указанных таблицах приведен средний вектор ветра в слое 0,0—0,3 км.

Все же ввиду некоторой разности температур воздуха между временем начала зондирования и концом полета в процессе расчета величин Δt_1 и Δt_2 были проведены некоторые их сглаживания в пределах $\pm (0,2-0,3^\circ)$ в слое 0-200 м. Величина трансформации на уровне 0,3 км получена путем интерполяции между высотами 0,2 и 0,5 мк.

В табл. 1—3 температура воздуха на уровне 2 м во всех пунктах находилась путем снятия с кривой суточного хода четырехсрочных наблюдений в метеорологической будке и экстраполяцией вниз с уровня 50 м (минимальная высота полета). Поэтому величины ΔT , Δt_1 и Δt_2 на высоте 2 м приведены как ориентировочные.

Но даже и с этими оговорками полученные количественные характеристики условий трансформации масс воздуха в слое 0,5 км представляют интерес.

Вектор ветра охарактеризован направлением в градусах азимута, скорость — в м/сек., время — в целых и десятых часа соответственно началу зондирования над Волховом.

Поскольку трансформация воздуха исследовалась в слое 50—500 м, выше значения Δt_1 и Δt_2 не приведены.

В табл. 2 исходные данные температуры взяты над Волховом, так как движение воздуха было от берега на водоем.

Значения ΔT , Δt_1 и Δt_2 всюду взяты со знаком плюс как абсолютные величины, показывающие трансформацию воздуха.

Если понимать под трансформацией изменение температуры или других метеорологических элементов в движущейся массе во времени, то, строго говоря, почти во всех полетах курс самолета и направление переноса воздуха не совпадали и расхождения составляли от 20 до 60°, а данные табл. З дают не величны трансформации, а разности температур в двух воздушных массах, расположенных над Сухо, маяк и Волховом.

Наибольшие средние абсолютные величины изменения температуры масс воздуха на пути в 60 км (расстояние между Сухо, маяк и Волховом) при случаях теплой адвекции составляли на высоте 2 м примерно 6,5° и на 200 м около 2°, соответственно для холодной адвекции значения ΔT были порядка 4,0 и 1,7° и при движении вдоль береговой линии различия в температурах воздуха над Сухо, маяк и Волховом составляли на высоте 2 м примерно 3,0 и на 200 м около 1,5°.

Почти во всех полетах на уровне 0,5 км величины ΔT были равны 0°, т. е. в данных условиях влияние подстилающей поверхности распространялось до высоты 400—500 м. Стратификация более высоких слоев от 0,5 до 2,0 км нами не рассматривалась, так как различия величин ΔT были, очевидно, вызваны, как правило, уже макропроцессами.

Над теплой водной поверхностью во всех случаях наблюдаются сверхадиабатические значения γ . часто близкие к 3—4° на высоте 100 м; слой с неустойчивым состоянием распостраняется до высоты 200—300 м. Над сушей те же величины γ уменьшаются до 0,3—0,5°, а в некоторых случаях развивается инверсия температуры.

Здесь интересно отметить, что несмотря на неустойчивое состояние воздуха над водоемом, турбулентность над Сухо, маяк была слабая почти во всех случаях болтанка самолета отсутствовала или была слабой (1 балл); над береговой зоной и в районе Волхова несмотря на устойчивость, как правило, наблюдалось усиление турбулентного состояния и болтанка самолета была 1—2 балла, причем часто на верхней границе инверсионного слоя.

Анализ величин Δt_1 и Δt_2 , характеризующих изменение температуры воздуха по высотам между Сухо, маяк и Новой Ладогой и Новой Ладогой и Волховом, показывает, что, как правило, эти значения пропорциональны расстоянию между пунктами. Путь воздуха между Сухо, маяк и Новой Ладогой вдвое больше, чем путь между Новой Ладогой и Волховом, и значения Δt_1 почти всюду примерно вдвое больше величин Δt_2 . Это обстоятельство показывает, что климатические особенности Новой Ладоги в большой степени определяются взаимодействием суши и Ладожского озера.

В дальнейшем будем считать, что на пути воздуха Сухо, маяк — Волхов или обратно происходит непрерывное и пропорциональное пути движения изменение его термического состояния.

Имея некоторые фактические материалы о трансформации, попытаемся сделать хотя бы ориентировочные обобщения применительно к береговой зоне водоемов типа Ладожское озеро. Для стационарных условий на ограниченных водоемах М. П. Тимофеев [1] предложил уравнение для определения температуры воздуха на некотором расстоянии x от границы раздела в виде

$$T_{x, z} = T_0 + (T_{\pi} - T_0) F\left(\frac{1}{L}, 2p\right).$$

Воздух, начальная температура которого у земли на суше T_0 , движется над водной поверхностью с температурой T_{π} , искомая температура воздуха над водной поверхностью на расстоянии x км от берега и на высоте z будет $T_{x,z}$, причем $T_{x=0} = T_0$ и $T_{z=0} = T_{\pi}$. Функция $F\left(\frac{1}{L}, 2p\right)$ описывает изменение температуры воздуха, дви-

Функция $F(\frac{1}{L}, 2p)$ описывает изменение температуры воздуха, движущегося над поверхностью воды, и изменяется от нуля при x = 0 и $z \to \infty$ до единицы при $x \to \infty$ и z = 0. Значения параметра L, от которого зависит F, определяется размерами водоема, над которым перемещается воздух, высотой над водной поверхностью и отношением коэффициента турбулентности на z = 1 м к скорости ветра на том же уровне $(\frac{k_1}{u_1})$.

Тогда

$$F=\frac{T_{x,z}-T_0}{T_{\pi}-T_0}.$$

Поскольку М. П. Тимофеев рассматривает сравнительно небольшой по толщине слой воздуха, то им принято допущение, что при x=0 $T_z = T_0 = \text{const.}$

В условиях, когда рассматривается слой воздуха толщиной несколько сотен метров, это допущение не может быть применено. Если известно распределение температуры над береговой зоной по высоте или она может быть рассчитана, то возможно вместо функции F применить другую функцию вида A, где

$$A_z = \frac{T_{x, z} - T_z}{T_{\pi} - T_0};$$

здесь вместо T₀ взята величина T_z.

Зная величину A_z и начальную стратификацию, можно сделать некоторые обобщения из приведенного выше материала для расчета температуры воздуха на расстоянии x от берега и на высотах z, т. е. $T_{x, z}$. Здесь $T_{x, z} - T_z = \Delta T_z$ взята из табл. 1—3, а $T_n - T_0 = \Delta T_0$ есть разность температуры воздуха на высоте 2 м над берегом и температуры поверхностного слоя воды T_n для случая холодной адвекции. Для теплой адвекции примем ΔT_0 , вычисленное тем же способом. При движении воздуха вдоль береговой линии величина ΔT_0 будет определять те же величины, но в параллельно движущихся воздушных массах.

Физически функция A_z будет характеризовать изменение температуры воздуха на уровне z на расстоянии x км при $T_n - T_0 = 1^\circ$. Здесь принимается линейное изменение ΔT_z во времени и пространстве, что, конечно, можно принять только в первом приближении и при x не менее 20—30 км. Верхний предел x, судя по полетам над Ладожским озером летом 1955 г. [2], может достигать 60—80 км.

Для расчетов изменение A обычно относят к единице расстояния, которую мы принимали равной 10 км. Все расчеты A_z и A_{10} в слое 0,5 км даны в табл. 4.

Таблица 4

				-	_					
				Высот	а, км					
Дата		0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,5	Вид адвекции	Δ Τ ⁰ ₀	и м/сек.
18 X	Az	0,69	0,49	0,26	0,12	0,09	0,0	Теплая	9,8	9
	A ₁₀	0,12	0,08	0,05	0,02	0,015	0,0			
1 XI	A_z	1,00	0,72	0,56	0,38	0,12	0,0	Теплая	6,5	· 3
	A ₁₀	0,16	0,12	0,09	0,06	0,02	0,0			
25 X	A_z	0,55	0,42	0,34	0,28	0,16	0,08	Холодная	6,4	5
	A 10	0,09	0,07	0,06	0,05	0,03	0,01			
2 XI	A_z	0,85	0,66	0,56	0,26	0,09	0,0	Холодная	6,8	6
	A_0^1	0,13	0,11	0,10	0,05	0,02	0,0			
17 X	A_z	0,57	0,42	0,31	0,29	0,08	0,0	Вдоль бере-	6,4	5
	A ₁₀	0,10	0,07	0,05	0,05	0,01	0,0	га		
27 X	A_z	0,38	0,32	0,27	0,18	0,08	0,0	То же	6,0	5
	A ₁₀	0,06	0,05	0,05	0,03	0,01	0,0			
	1					1 -				

Значения Аz и А10 при полетах в октябре и ноябре 1960 г.

Поскольку здесь использованы не расчетные, а фактические данные, значения $\frac{k_1}{u_1}$ уже вошли в профили T_x , z и T_z .

Следует заметить, что путь в 60 км масса воздуха при u=9 м/сек. пройдет примерно за 2 часа, при 6 м/сек.— за 3 часа и при u=3 м/сек. за 6 часов.

Величину A_z можно отнести также к 1 часу пути, тогда A_z нужно разделить на число часов, за которые масса воздуха прошла путь в x км.

В работе автора [3] были частично подсчитаны значения А₁₀ по той же методике для разных водоемов (табл. 5).

Таблица 5

	Величины А ₁₀	при ве	етре с	берега	a			
			Вь	исота, н	км	· · ·	Коэффи-	
Водоем	Дата, год	0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	циент тур- булентности <i>k</i> м ² /сек.	
Ладожское озеро	16 VII 1955	0,23	0,15	0,10	0,04	0,02		
	18 VII 1955	0,16	0,07	0,04	0,03	0,02	23,4	
an an Argana an Argana. An Argana	23 VII 1957	0,23	0,11	0,06	_	0,03	5,0	
	26 VIII 1957	0,15	0,08	0,05	0,04	0,03	23,4	
Карское море	30 VIII 1956	0,12	0,08	0,06	<u> </u>		13,9	
	31 VIII 1956	.0,12	0,06	0,04	 .	-	5,0	
Кольский залив	1 1953	0,15	0,08	0,04	0,03		15,0	
	1 1954	0,16	0,08	0,04	0,02			
Среднее		0,17	0,09	0,06	0,03	0,02		
	•	1		1	3	•	4	

На рис. 2 дано распределение по высоте средних значений A_{10} для некоторых водоемов в разные сезоны года.

Как видно, и на других водоемах в слое 50—300 м значения A₁₀ сравнительно близки между собой. Значительно бо́льшие расхождения отмечаются на уровне 2 м, но здесь, очевидно, точность измерений несколько меньше и больше влияние местных условий каждого водоема.



Рис. 2. Схема распределения A₁₆. 1— данные табл. 5, 2— данные табл. 4.

В дальнейшем необходимо провести более детальные исследования условий, обусловливающих процессы тепло- и влагообмена при переходах масс воздуха с водоема на сушу или с суши на водоем, в частности выяснить процессы, обусловливающие изменение функции A_z .

ЛИТЕРАТУРА

/ 1. Тимофеев М. П. О трансформации воздуха над водоемами. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.
 / 2. Воронцов П. А. О бризах Ладожского озера. Труды ГГО, вып. 73, 1958.

 2. Воронцов П. А. О бризах Ладожского озера. Груды П.О, вып. 73, 1958.
 3. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ

МЕТОДИКА РАДИАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Рассматриваются особенности температурного режима поверхностного слоя воды. Предлагается методика измерений температуры поверхности воды, связанная с применением радиационного метода, дается описание используемого прибора, рассмотрены вопросы погрешностей измерений.

Как известно, температура поверхности является характеристикой, определяющей метеорологический режим территории. При рассмотрении вопросов, связанных с описанием формирования метеорологического режима над какой-либо поверхностью, ее температура является во многих случаях достаточной характеристикой для выявления особенностей атмосферных процессов над данной территорией, так как эта величина учитывает и радиационные свойства поверхности и теплофизические характеристики нижележащих слоев. Особую роль играет величина температуры поверхности при рассмотрении вопросов теплового баланса поверхностей и расчета потоков тепла и влаги от поверхности. Среди этих вопросов особое значение, как научное, так и прикладное имеет расчет величины испарения. Естественно, что требование наибольшей точности расчетов испарения предъявляются к водным поверхностям, особенно внутренних водоемов, где запасы воды ограничены и учет испарения важен для решения целого ряда народнохозяйственных задач — гидроэнергоресурсов, строительства оросительных систем и т. д. Поэтому рассмотрение физики процессов испарения и уточнение методов его расчета находится в центре внимания работ, посвященных метеорологическому режиму водоемов. К настоящему времени существует ряд надежных методов расчета испарения и вопросы точности определения испарения в основном связаны с точностью определения исходных данных. Естественно, что наибольшим образом величина испарения зависит от температуры поверхностной пленки воды T_n, являющейся слоем испарения. Для иллюстрации зависимости интенсивности испарения от величины $T_{\rm n}$ воспользуемся примером, приведенным в работе [1].

Из формулы турбулентной диффузии для расчета испарения следует, что

$$\frac{dE}{E} = BdT_{\mathfrak{n}},$$

(1)

где величина *В* включает в себя характеристики температуры и влажности воздуха.

На основании табл. 15 из работы [1] построен рис. 1 для значений абсолютной влажности 10 и 15 мб. Из этого рисунка следует, что в диапазоне рассмотренных температур поверхности изменение величины $T_{\rm n}$ на 1° может привести к изменению B (а следовательно, и E) на 10—20%. Этот пример показывает, что высокая точность используемой в расчетах $T_{\rm n}$ является необходимой в расчетах испарения с водной поверхности (то же можно сказать и о величине турбулентного теплообмена с атмосферой).

Помимо вопроса о точности измерения температуры поверхности, следует иметь в виду необходимость правильного осреднения измеренных величин T_{π} в ряде пунктов при

величин г_п в ряде пунктов при наличии изменчивости этой величины по акватории водоема.

Однако вопрос о правильном осреднении исходных данных должен решаться отдельно в каждом конкретном случае, поскольку закономерности изменчивости T_{n} зависят от физико-географических особенностей рассматриваемого водоема. Вопросы же методики измерения температуры поверхности и закономерностей температурного режима поверхностного слоя воды носят общий характер и заслуживают серьезного внимания.





Известно, что в широкой практике гидрологических и океанологических работ за температуру поверхности воды принимается температура, измеренная на глубинах от 10 см и до нескольких метров. При этом предполагается, что турбулентное перемешивание выравнивает температуру по глубинам, а солнечная радиация не оказывает большого влияния на температурный режим поверхностного слоя воды ввиду малого поглощения. Однако в связи с наличием тепло- и влагообмена поверхности воды с атмосферой путем радиационного и турбулентного теплообмена и влагообмена поверхностный слой воды имеет температурный режим, отличный от режима нижележащих слоев. Известно, что процессы испарения и турбулентного теплообмена происходят с самой поверхности, а радиационный теплообмен (эффективное излучение) осуществляется в слое поглощения длинноволновой радиации, толщина которого имеет порядок десятков микрон [28]. Поэтому толщина слоя воды, температура которого может измениться по сравнению с нижележащими слоями за счет теплообмена с атмосферой, очень мала. В работах М. П. Тимофеева [1, 2] приведено простое качественное объяснение существования обратного вертикального градиента температур в верхнем слое воды.

Действительно, из уравнения теплового баланса для поверхностного слоя воды следует, что

$$\dot{B} = -LE - P - E_{\rm act},$$

где LE — затраты тепла на испарение; P — турбулентный теплообмен с атмосферой; $E_{э\phi}$ — эффективное излучение; B — теплообмен между поверхностью воды и нижележащими слоями, поэтому для выполнения

107

8*

условий теплового баланса величина В должна иметь отрицательный знак. Иными словами поток тепла направлен к поверхности из нижележащих слоев, что возможно, если температура на некоторой глубине выше, чем на поверхности.

Такая закономерность может нарушаться лишь в исключительных случаях — конденсации влаги, отрицательного знака турбулентного обмена с атмосферой или аномально больших значений противоизлучения атмосферы.

В связи с этим сильно осложняется вопрос об измерении температуры поверхности для последующего использования полученных данных в расчетах интенсивности тепло- и влагообмена водной поверхности с атмосферой.

К настоящему времени имеются единичные работы, посвященные экспериментальному изучению температурного режима поверхностного слоя воды.

Так, Браславский и Петровская [3] изучали распределение температуры верхнего слоя воды в испарителе ГГИ-3000 при помощи игольчатого термометра. В результате этих наблюдений оказалось, что температура поверхностного слоя в испарителе на 0,5—1,2° ниже, чем температура нижележащих слоев (5—10 см). Воспроизводя подобный опыт в лаборатории, авторы получили максимум температуры по глубине 3—5 мм при наличии внешнего источника радиации (мощной лампы). Авторы сделали вывод о том, что ввиду слабого перемешивания воды в бассейне или в испарителе перенос условий бассейна на водоем приводит к ошибке в расчетах испарения до 15%.

Первым серьезно поставленным экспериментом над открытой водной поверхностью явилась работа [29], где измерялась температура воды на поверхности (радиометром) и температура на некоторой глубине, причем эксперимент предусматривал возможность осуществлять искусственное перемешивание воды. Для этой цели на некоторой глубине был установлен насос, подававший воду из глубины к поверхности.

В результате проведенных измерений оказалось, что при отсутствии искусственного перемешивания градиент температур в исследуемом слое составлял 0,8—1°. При включении насоса градиент практически отсутствовал.

К недостаткам эксперимента следует отнести то обстоятельство, что вряд ли можно считать условия искусственного нагнетания воды из глубины к поверхности близкими к условиям ветрового перемешивания. К тому же наблюдения проводились только в ночное время, а солнечная радиация может оказывать существенное влияние на температуру поверхностного слоя (это показывает предыдущая работа).

В работе Болла [30] приведены результаты 12 серий наблюдений температуры поверхности моря, осуществленные радиометром Линке — Фойсснера. Средняя величина понижения температуры поверхности по сравнению с нижележащими слоями составляет по этим данным 0,3°. Наблюдения проводились в условиях ясной погоды и слабом ветре. Автор указывает, что величина переохлаждения поверхности может заметно меняться, но при любых условиях у поверхности существует ламинарный слой толщиной 0,15 см.

Интересную попытку расчета температуры поверхности предпринял Хассе [31]. Полагая, что градиент потенциальной температуры воздуха в нижнем слое над морем исчезает, он рассчитывал температуру воздуха, непосредственно прилегающего к морской поверхности, и полагал, что эта температура близка к температуре поверхности. В результате
расчетов оказалось, что поверхность переохлаждена по сравнению с нижележащими слоями в среднем на 0,2° (на основании 150 серий наблюдений профиля температуры). Автор полагает, что возможны случаи, когда эта величина может быть значительно больше. Наблюдения, как и в предыдущей работе, относятся к условиям отсутствия солнечной радиации. Сюда же можно добавить несколько более старых работ [32, 33, 4] с единичными измерениями и несколько работ [34, 35], посвященных водной поверхности с аномальными условиями температурного режима, возникшими под влиянием наличия мономолекулярных пленок, в которых также отмечается своеобразие температурного режима поверхностного слоя воды.

Все указанные работы подтверждают тот факт, что температурный режим поверхностного слоя воды имеет свои особенности и задача изучения этих особенностей представляется очень важной. Помимо вопроса об изучении особенностей температуры водной поверхности, встает вопрос о методике ее определения.

Следуя работе [1], можно представить связь температурного градиента в верхнем слое воды толщиной *H* с условиями теплообмена в виде

$$T_{\mathfrak{n}} - T_{\kappa} = -\frac{H(LE + P + E_{\mathfrak{s}\phi})}{\lambda}, \qquad (2)$$

где λ — коэффициент теплопроводности воды, T_n — температура поверхности, T_{μ} — температура на глубине H.

Отсюда видно, что разность температур $T_n - T_{\mu}$ зависит от процессов теплообмена поверхности с атмосферой (испарения, турбулентного обмена и эффективного излучения) и характеристик обмена (λ).

Из выражения (2) следует также, что величина $T_n - T_{\kappa}$ не может быть принята постоянной и введена как поправка к измеренной величине T_{κ} (которая в практике измерений принимается за T_n).

Попыткам рассчитать величину $T_{\pi} - T_{\mu}$ (по выражению (2)) препятствует отсутствие надежных данных величины λ верхнего слоя воды.

Все сказанное приводит к выводу, что измерение температуры поверхностного слоя воды является необходимым условием объяснения ряда процессов в этом слое и уточнения расчетов составляющих теплового баланса (в особенности испарения). Учитывая крайне малую толщину деятельного слоя воды, единственно перспективным путем таких измерений является метод определения температуры поверхности по потоку собственного теплового излучения — радиационный метод.

Поэтому при проведении исследований по тепловому балансу водных поверхностей встала задача разработки методики радиационных измерений температуры водной поверхности. Ниже приводится обоснование этой методики, примененной в экспериментальных работах отдела физики пограничного слоя атмосферы ГГО.

Первой попыткой в области применения радиационных термометров в метеорологии явилась, очевидно, работа Фалькенберга (1928 г.) [36]. После этого появился ряд единичных работ (Больц [37], Альбрехт [38], Фалькенберг [39]). В Советском Союзе этому вопросу посвятили свои работы Гаевский [5], Хволес [6], Кондратьев и Логинова [7], Фатеев [9], Айзенштат [10] и др.

Два основных достоинства метода радиационных измерений — принципиально большая точность измерений и широкая область применения — делают необходимым окончательное решение ряда задач, связанных с разработкой данного метода. Радиационный баланс приемника радиационного термометра, защищенного фильтром, можно записать в следующем виде (как это сделано в работе [7]):

$$cN = \beta\{\gamma[U_0P(\omega) + (1 - P(\omega)\overline{E} - E_T]\} + \beta'(\alpha S + \alpha'D), \qquad (3)$$

где с — цена деления гальванометра; N — отклонение указателя гальванометра; β , β' — характеристики поглощательной способности в длиннои коротковолновой части спектра; γ — пропускание фильтра в длинноволновой части спектра; α , α' — пропускание фильтра в коротковолновой части спектра для отраженной прямой (S) и рассеянной (D) радиации; U_0 — восходящий длинноволновый поток у земной поверхности; E — излучение слоя воздуха между поверхностью и прибором; $P(\omega)$ — функция пропускания для этого слоя; E_T — излучение прибора.

Величину восходящего потока длинноволновой радиации можно представить в виде

$$U_0 = \delta \sigma T^4 + (1 - \delta) E_A, \tag{4}$$

предполагая, что длинноволновое альбедо для потоков излучения атмосферы равняется величине $(1-\delta)$.

Как видно из уравнения (3), для определения температуры поверхности радиационным методом необходимо учитывать влияние коротковолновой радиации, излучательной способности поверхности, отраженной части противоизлучения атмосферы и влияние промежуточного слоя воздуха.

1. Учет коротковолновой части суммарного потока радиации.

Решение этой задачи представляет столь значительные технические трудности, что в некоторых исследованиях, даже проведенных в последние годы (Лоренц, 1960 [40]), область применения метода ограничивается лишь ночными условиями.

Однако такой путь не может явиться выходом из положения при проведении систематических измерений. Для исключения влияния коротковолновой радиации возможны два пути:

1) параллельные измерения суммарного и коротковолнового потока радиации и определение длинноволнового потока как разности этих измеренных величин;

2) применение специальных фильтров.

Первый путь применен, например, в приборе Айзенштата [10]. Однако такому методу присущи все недостатки, общие при нахождении требуемой величины как разности двух измерений. При таком способе возрастают величины случайных ошибок.

Наилучшие результаты могут быть получены при помощи специальных фильтров. Наиболее часто применяемым образцом фильтра является KRS-5, однако характеристики его не совсем удачны (пропускание фильтра с 0,5 мк), поэтому требуется введение поправки.

В последнее время появились фильтры из монокристаллов полупроводников, позволяющие выбрать для измерений определенные участки спектра [11].

Для определения температуры поверхности наиболее удачны фильтры, пропускающие радиацию в области 8—12 мк (в этом диапазоне волн водяной пар прозрачен для потоков радиации).

Такие фильтры получили распространение в связи с развитием измерений с самолетов и спутников. Однако для проведения наблюдений

вблизи поверхности возможно применение фильтров с широкой полосой пропускания в длинноволновой области спектра.

При выборе материалов фильтра следует иметь в виду не только его оптические характеристики, но и эксплуатационные качества (механическая прочность, гигроскопичность, устойчивость к погодным условиям), а также характеристики теплопроводности, поскольку фильтры с малой теплопроводностью могут под влиянием поглощенной радиации иметь особый тепловой режим и вносить искажения в показания прибора.

При соответствующем подборе фильтров можно полностью исключить влияние солнечной радиации.

Применение фильтров имеет и еще одно назначение — защиту приемников от ветра. Если приемник радиации не защищен фильтром, то его обычно закрывают полиэтиленовой пленкой.

2. Излучательная способность поверхности.

Если предположить, что естественные поверхности обладают малой селективностью поглощения, то падежный эксперимент по определению излучательной способности различных поверхностей позволил бы легко учитывать эту характеристику в расчете температуры поверхности по потоку излучения. Однако экспериментальное определение излучательной способности представляет значительные трудности, и как следствие этого разные авторы, исследуя сходные поверхности, получили в ряде случаев противоречивые результаты.

Например, для песка Фалькенберг [41] дает значение излучательной способности 0,89, Гаевский [5] — 0,949, для снега — соответственно 0,995 и 0,986.

Результаты экспериментальных исследований излучательной способности различных поверхностей приводят Точидловский [12], Фалькенберг [41], Гаевский [5], однако точность этих измерений вряд ли удовлетворительна. Это можно показать следующим образом.

Если записать уравнение радиационного баланса приемника радиации, обращенного к исследуемой поверхности, в виде

$$\Delta E = \delta \sigma T_{\pi}^4 + (1 - \delta) E_{\Lambda} - \sigma T^4, \qquad (5)$$

где ΔE — измеренная величина потока, $T_{\rm n}$ — температура поверхности, $E_{\rm A}$ — излучение атмосферы, T — собственная температура приемника, то величина излучательной способности

$$\delta = \frac{\Delta E - E_{\rm A} + \sigma T^4}{\sigma T_{\rm B}^4 - E_{\rm A}} \cdot \tag{6}$$

Если измерения осуществляются в лабораторных условиях при температурах, близких к комнатным, то под величиной E_A следует понимать тепловое излучение установки, в которой происходит опыт. В этом случае величины E_A , σT^4 и σT_{π}^4 близки между собой и числитель и знаменатель выражения (6) малы по абсолютной величине. При этом относительная ошибка измерений велика.

Для определения δ из выражения (6) в естественных условиях встают трудности измерения $T_{\rm n}$ и $E_{\rm A}$ и достаточная точность определения δ (до 0,01—0,02) может быть обеспечена лишь при проведении большого числа тщательно выполненных измерений.

Следует сказать, что если отказаться от предположения, что естественные поверхности являются «серыми» телами, то результаты различных работ не могут быть сравнимыми (например, в работе [41] даны интегральные величины δ , в работе [5] — величины, полученные в области 9—12 мк).

Ввиду неопределенности значений δ для различных поверхностей ряд авторов [5, 13] ограничиваются измерениями так называемой «радиационной температуры» (в предположении $\delta = 1$). Однако радиационная температура не является физической характеристикой поверхности, обусловливающей процессы теплообмена с атмосферой, поэтому область применения такого рода данных ограничена.

Вопрос об излучательной способности водной поверхности вставал уже неоднократно, однако и здесь к настоящему времени не существует единой точки зрения. Ввиду указанных выше обстоятельств измерение δ воды в естественных условиях сопряжено с большими погрешностями. Из-за этого диапазон значений, полученных разными авторами, довольно обширен. Так, Фалькенберг [41] определяет эту величину равной 0,96, Кириллова [14] 0,88, Самойленко [15] и Зайков [16] предлагают применять в расчетах величину 0,95. В некоторых работах применяются большие значения излучательной способности. Например, Гейтс [34] полагает $\delta = 0,985$, Болл [30] — 0,97. Учитывая большое значение величины δ при расчете температуры поверхности, этому вопросу необходимо уделить более серьезное внимание.

В связи с этим большое значение имеет работа Новосельцева и Тер-Маркарянц [17], где рассчитаны величины δ для разных длин волн в широком диапозне. По результатам этой работы интегральная величина $\delta = 0,89$ при спокойной водной поверхности и 0,91 при волнении 4—5 баллов, т. е. значительно меньшая, чем у большинства других авторов. Интересно, что авторы работы [17] получили заметную зависимость излучательной способности от длины волны, т. е. предположение о «серости» излучения водной поверхности является довольно грубым приближением. Из этого следует, что при использовании инфракрасных фильтров следует применять в расчетах среднюю величину δ , соответствующую участку спектра пропускания фильтра. Поэтому данные об излучательной способности, полученные с помощью фильтров, пропускающих определенный участок спектра, могут не совпадать с данными, полученными по измерениям интегрального потока, и с измерениями для отдельных длин волн.

Так, по данным работы [17] излучательная способность воды в участке спектра 10—12 мк равна 0,95, в более далеких участках спектра она резко падает. Авторы работы [17] объясняют расхождение полученных ими данных с некоторыми экспериментальными тем, что они рассматривают излучение в полусферу, при экспериментах же, как правило, рассматривается излучение в ограниченный телесный угол.

Если же учесть угловое распределение излучения и распределение по спектру, то можно ожидать, что разница между величинами излучательной способности, рассчитанными Новосельцевым и Тер-Маркарянц и полученными экспериментально, намного уменьшится.

В работе [18] приводятся данные об излучательной способности воды, полученные в естественных условиях на основании большого числа наблюдений. Полученные результаты подтверждают расчет Новосельцева и Тер-Маркарянц и позволяют с уверенностью применять в расчетах величины δ водной поверхности, равные 0,91—0,92 для участка спектра 2—30 мк при средних условиях волнения. 3. Влияние отраженной части излучения атмосферы.

При рассмотрении любой поверхности, отличной от «черной» (т. е. практически всех естественных поверхностей) часть длинноволнового излучения атмосферы, равная $(1-\delta)E_A$, отражается от поверхности и попадает на приемник излучения. Таким образом, отличие реального излучения земной поверхности от излучения черного тела при той же температуре выражается величиной $(1-\delta)(E_A - E_n)$. Следует сказать, что в ряде работ влияние отраженной части противоизлучения атмосферы не учитывается, что является ошибкой [19].

Для выделения отраженной части противоизлучения атмосферы $(1-\delta)E_A$ из общего потока восходящей радиации нужно иметь измеренную или рассчитанную величину E_A .

Ряд авторов учитывает величину $(1-\delta)E_A$ при помощи расчетов E_A по формулам или диаграммам; Болл [30] рассчитывал по формуле $E_A = \frac{4}{5} \sigma T^4$, Лоренц [42] рассчитывал поправки $(1-\delta)E_A$ для определенных участков спектра при разных условиях температуры, влажности и облачности.

Однако подобные расчеты не отличаются большой точностью.

Наиболее удачным способом учета этой величины является измерение ее при помощи радиометра, которым проводятся измерения температуры поверхности, если у прибора большой угол зрения. При измерении излучения атмосферы прибор обращается в зенит.

4. Влияние промежуточного слоя воздуха.

Так как в воздухе постоянно присутствуют поглотители длинноволновой радиации (водяной пар, углекислый газ, различные примеси), то поток длинноволновой радиации, приходящей на прибор, установленный на некоторой высоте, несколько отличается от своей величины на уровне земной поверхности. Для расчетов при малых толщинах слоя можно ограничиться рассмотрением поглощения только водяным паром, так как влияние других поглотителей значительно меньше (особенно над водной поверхностью).

Ряд авторов (Фалькенберг [39], Больц [37], Гейтс [34]) для исключения влияния слоя воздуха производили измерения при установке приборов на высоте нескольких миллиметров от поверхности. Ряд схем, предложенных Фатеевым [9], также требуют установки приборов вблизи исследуемой поверхности. Однако такой способ установки приборов совершенно неприменим при работе над свободной водной поверхностью. При работе над поверхностью суши в дневное время такой метод может дать значительные ошибки ввиду затенения исследуемого участка поверхности прибором. Влияние промежуточного слоя воздуха можно рассчитать на основании данных распределения температуры и влажности в этом слое. Так, Больц [37] построил диаграмму для расчета величины этой поправки в зависимости от содержания водяного пара и соотношения температур воздуха и поверхности. Болл [30] вводил поправку в виде $\beta(T_1-T_2)$, где T_1 — температура поверхности, T_2 — температура воздуха, β — коэффициент, зависящий от содержания водяного пара в воздухе, величина которого меняется в пределах 0,10-0,16.

При измерениях с больших высот (например, с самолета) метод расчета поправок на влияние слоя при широкой области пропускания фильтра может привести к значительным ошибкам. Альбрехт [38] проводил измерения с самолета над поверхностью с известной температурой на разных высотах и таким образом рассчитывал влияние слоя воздуха. Такой путь вряд ли является перспективным. Выше сказано, что с появлением полупроводниковых фильтров стало возможным проводить измерения в районе окна прозрачности атмосферы с больших высот. При малой толщине слоя (наземные наблюдения) метод расчета поправок на влияние слоя воздуха обеспечивает достаточную точность измерений и при применении фильтров с широким участком пропускания.

Помимо затронутых выше вопросов, для практического использования метода радиационных измерений встает ряд технических задач, связанных с конструкцией используемого прибора.

В зависимости от целей использования конструкции приборов резко отличны друг от друга. Большинство конструкций предназначено для измерения температур поверхностей малых линейных размеров и поэтому имеют малый угол зрения [43, 7, 40, 44, 45].

Однако малый угол зрения прибора приводит к тому, что на приемник попадает лишь незначительная часть суммарного потока радиации. Вследствие этого величина входного сигнала невелика и требуется значительное усиление термотока. Между тем техника усиления малых величин постоянного тока несовершенна и вследствие этого могут возникать значительные ошибки. Кроме того, пользуясь такими приборами невозможно осуществить прямое измерение величины противоизлучения атмосферы для последующего учета этой величины в расчете температуры поверхности.

Близкий к п входной угол имеют приборы Гаевского [20] и Айзенштата [10].

Остроумный метод измерения температуры поверхности, позволяющий не учитывать излучательную способность поверхности, предложил Фалькенберг [39]. Однако применение его прибора в естественных условиях вряд ли возможно.

Ряд схем радиационных термометров предложен Фатеевым [9], однако они не опробованы в работе.

Следует отметить, что значительный интерес, проявленный в последние годы к радиационным измерениям температуры поверхности, в основном выражается в создании новых конструкций приборов, усовершенствовании измерительной аппаратуры и в решении других технических вопросов. Однако ряду принципиальных вопросов не уделяется должного внимания и некоторые спорные моменты часто принимаются без обсуждения. Особенно это касается величины излучательной способности и учета отраженной части противоизлучения атмосферы для водных поверхностей. Поэтому ряд результатов, полученных разными авторами, трудно сравним.

Если иметь в виду водную поверхность как объект изучения, то на основании критического рассмотрения имеющихся работ можно сформулировать ряд выводов по измерению температуры воды радиационным методом. Эти выводы приняты в дальнейшем для реализации метода.

1. Величину излучательной способности воды следует вводить в расчеты согласно данным, приведенным в работе [18].

2. Величину отраженной части противоизлучения атмосферы следует учитывать в виде $(1-\delta)E_A$, используя измеренные величины E_A и вводя в расчет величину δ согласно [18].

Расчеты величины E_A над водоемами могут дать ошибочные результаты, поскольку имеющиеся методы расчетов справедливы для условий суши и такие расчеты для водных поверхностей сами по себе являются предметом изучения. Для измерения E_A входной угол прибора не должен быть малым.

3. Влияние слоя воздуха между поверхностью и прибором можно рассчитать с достаточной точностью, так как обычно разность температур вода — воздух незначительна и абсолютная величина поправки на влияние слоя воздуха невелика при проведении наземных наблюдений. 4. При проведении наземных наблюдений можно использовать филь-

тры, пропускающие широкую область инфракрасного спектра. 5. Желательно использование простой измерительной схемы. Если входной угол прибора достаточно большой и фильтр пропускает бо́льшую часть длинноволнового излучения, то измеряемая часть потока радиации достаточно велика и не требуется усилительной аппаратуры.

6. Прибор и измерительная схема должны учитывать особенности производства наблюдений над водной поверхностью: быть нечувствительными к качке, не требовать обязательного наличия источника напряжения и др.



Рис. 2. Схема радиационного термометра.

С учетом изложенного, для проведения измерений была использована одна из конструкций, предложенных В. Л. Гаевским, в которой применен фильтр из германия. Прибор, подобный этому, описан в работе [20]. Эта конструкция была исследована в лаборатории и в полевых условиях. В результате этих исследований были обнаружены некоторые конструктивные недостатки, снижающие точность измерений, а именно:

1. Температура корпуса прибора испытывает значительные колебания, особенно при переменной облачности и неустойчивом ветре. В этом случае неопределенной является величина температуры холодных спаев термозвездочки, что ведет к ошибкам расчета температуры поверхности.

2. Неудачно взаимное расположение термозвездочки и термометра сопротивления, в результате чего при прохождении тока через термометр сопротивления в процессе измерения сопротивления горячий спай термозвездочки нагревается и искажаются показания.

3. Недостаточен тепловой контакт между термометром сопротивления и корпусом прибора. Вследствие этого корпус прибора (холодные спаи) может иметь иную температуру, чем термометр.

4. Не совсем удачно конструктивное оформление прибора.

В связи с этим в конструкцию прибора были внесены некоторые изменения. На рис. 2 представлена схема прибора в измененном виде, в каком и проводилась впоследствии его эксплуатация. Прибор имеет название «радиометр ГГО с германиевым фильтром». На крышку 1 навинчивается корпус 2 (латунь). Внутри находится красномедный сердечник 3, имеющий отверстие в центре. При помощи шайбы 4. ввинчивающейся в корпус, крепится фильтр 5. В сердечник вмонтирована термозвездочка производства Тбилисского завода ГМП, применяемая в актинометрах. Термозвездочка приклеена к медной шайбе 6 и горячие ее спаи 7 открыты для попадания потока радиации. Холодные спаи 8 прижаты шайбой 6 к сердечнику 3. В теле сердечника выточен круговой паз, по которому намотан термометр сопротивления 9, Выводы от термозвездочки 10 и термометра сопротивления 11 выходят к измерительной аппаратуре через латунную трубку, посаженную на крышке. Сердечник крепится к крышке при помощи винтов 12. Прибор заключен в пенопластовый кожух 13, который скрепляется крышками 14 и сквозными винтами 15.

Внесенные в конструкцию изменения имеют следующие преимущества.

1. Заключение корпуса в пенопластовый кожух создает стабильный тепловой режим прибора и исключаются пульсации температуры корпуса. Пенопластовый кожух выполняет задачу термостатирования корпуса на период проведения измерений (несколько минут).

2. Как показали опыты, влияние тока, проходящего через термометр сопротивления во время включения мостовой схемы, не оказывает теплового воздействия на термозвездочку.

3. Термометр сопротивления имеет хороший тепловой контакт с медным сердечником (непосредственная намотка термометра на корпус) и его показания характеризуют температуру холодных спаев термозвездочки.

4. Прибор быстро и легко разбирается.

Наконец можно отметить, что применение в качестве чувствительного элемента стандартной термозвездочки значительно облегчает и удешевляет изготовление прибора.

В качестве измерительной аппаратуры в работе использовались гальванометры ГЗП-47, М-196/2, М-95 или самописцы Н-373 и К-12-21, обеспечивающие точность измерения в 10⁻³ кал/см² мин., и один из типов мостов постоянного тока. Из этих приборов для измерений в условиях качки наиболее удачными являются гальванометр М-95 и мост Р-333.

При работе использовалась следующая методика измерений.

1. В положении прибора приемником вниз измеряется восходящий поток длинноволновой радиации E_{\uparrow} .

2. В положении прибора приемником вверх и при затенении датчика теневым щитком (во избежание перегрева фильтра коротковолновой радиацией) измеряется поток излучения атмосферы E_A .

3. Рассчитывается температура поверхности согласно выражению (5) по формуле

$$\sigma T_{n}^{4} = \frac{\sigma T^{4} - (1 - \delta)E_{A} \pm \Delta E \pm E_{c}}{\delta}, \qquad (7)$$

где E_c — поправка на влияние промежуточного слоя воздуха, остальные обозначения указаны выше. При этом при спокойной водной поверхности полагается $\delta = 0.91$ [18], $\sigma = 8.16 \cdot 10^{-11}$ кал/см² мин. град.⁴, σT^4 определяется по измеренной температуре прибора, E_A и ΔE измеряются.

Величина Е_с определяется по графику поправок, аналогичному приведенному в работе [23].

На рис. З приведен этот график в уточненном виде, где поправки выражены в единицах потока излучения.

Знак поправки E_c определяется в зависимости от соотношения температур воды и воздуха, знак ΔE — в зависимости от направления термотока в цепи термозвездочки.

При работе можно использовать два прибора, один из которых, обращенный вниз, устанавливается на выносной стреле, а другой, обращенный вверх, установлен на судне или плавучей станции в таком месте, где отсутствует влияние посторонних источников излучения.





Можно использовать и один прибор, при этом для измерения E_A выносная стрела подводится к борту и прибор затеняется.

Важным вопросом для обеспечения достаточной точности измерений является градуировка прибора.

Градуировки по потокам длинноволновой радиации являются достаточно сложной задачей. Особенные трудности возникают при проверке двухсторонних приборов (балансомеров). К настоящему времени существуют методы поверок пиргеометров и радиометров при помощи искусственных установок — черного излучателя или снежного неба. Методика поверок при помощи этих установок описана в работе [22].

Установка «снежное небо» создает устойчивую температуру излучающей поверхности (тающий снег, 0°С) с равномерным распределением ее по полусфере. Излучательная способность поверхности снега может быть с достаточной степенью точности принята за 1. Недостатком установки является то обстоятельство, что не имеется возможности получить переводный множитель при любых значениях излучающей поверхности, кроме 0°.

Черный излучатель имеет высокое значение излучательной способности полости (практически равное единице) и имеется возможность задавать различные значения ее температуры. При градуировках по черному излучателю температура прибора ниже температуры излучающей среды, при градуировке по снежному небу соотношение температур обратное.

При поверках прибора использовалась конструкция черного излучателя, разработанная в отделе радиационных исследований ГГО.

В табл. 1 приводятся результаты градуировки радиометра по черному излучателю, проведенные в диапазоне температур излучающей полости 15—35°С.

Таблица 1

	Порядковый номер										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Среднее
<i>k</i> •1()₄ кал/см² мин.	7,55	7,62	7,60	7,30	7,57	7,55	7 ,9 0	7,50	7,42	8, 0	7,60

Среднеквадратичная ошибка этих 10 серий измерений равняется 2%. Этот же прибор был поверен при помощи снежного неба. Результаты градуировок приведены в табл. 2. Среднеквадратичная ошибка равняется 0,3%.

Таблица 2

	1	at the state				
	1	2	3	4	5	Среднее
<i>k</i> ·10 ⁴ кал/см ² мин	7,55	7,53	7,60	7,68	7,65	7,60

Таким образом, оба метода градуировок дали один и тот же переводный множитель при осреднении всех случаев поверок, причем разброс величин переводного множителя, полученных с помощью снежного неба, меньше. Если полагать известным множитель прибора, определенный по черному излучателю и, пользуясь им, рассчитать температуру тающего снега в установке «снежное небо», то приведенные в табл. 2 результаты можно представить в следующем виде:

	Порядковый номер								
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1	2	3	4	5	Среднее			
t° снега	+0,1	-0,1	0,0	+0,1	+0,2	+0,1			

Полученные результаты показывают удовлетворительную точность в определении переводного множителя радиометра. Ниже будут приведены оценки возможных ошибок измерений за счет погрешностей в определении переводного множителя прибора.

Следует иметь в виду, что вопросы характеристик поглощения покрытия приемника радиации имеют непосредственное значение для результатов измерения, если переводный множитель прибора рассчитывается, или же если условия градуировок не воспроизводят собой условий эксплуатации прибора при проведении измерений. Если же переводный множитель прибора определяется в условиях, аналогичных условиям измерений, то характеристики покрытий приемника учитываются в самой величине переводного множителя. Поэтому при упомянутой методике поверок прибора вопросы характеристик поглощения приемника элемента не имеют непосредственного значения при проведении измерений.

Градуировки термометра сопротивления прибора не представляют трудностей и методика их достаточно разработана.

Отличительной чертой описываемого прибора является наличие фильтра. На рис. 4 показана кривая пропускания применяемого фильтра — пластинки германия толщиной 1 мм и тщательно отшлифованной с обеих поверхностей. Исследования проведены А. М. Броунштейном на

установке ИКС-14. Фильтр непрозрачен для видимой радиации и в участке спектра с максимумом излучения черного тела имеет ровную характеристику пропускания. Следует отметить, исследования разных ЧТО образцов германиевых пластинок (отличающимся по примесям — золото, сурьма) дали практически одинаковые кривые пропускания. Различия порядка 5%



Рис. 4. Кривая пропускания фильтра из германия (толщина 1 мм).

наблюдаются лишь в величине пропускания и объясняются разным качеством обработки фильтров, ход кривой пропускания по спектру coxpaняется.

Помимо удачных характеристик пропускания, германий обладает хорошими эксплуатационными качествами, поэтому этот фильтр наилучшим образом подходит для целей наземных измерений температуры поверхности.

Были проведены специальные исследования теплового режима фильтра. Естественно, что если фильтр имеет ту же температуру, что и корпус прибора, то тепловое влияние фильтра на приемник излучения отсутствует. Для исследований была изготовлена термопара, один из спаев которой при помощи станиолевой пластинки наклеивался на фильтр, а другой — на корпус прибора.

При исследовании нагрева фильтра за счет длинноволнового излучения (опыты проводились в черном излучателе) оказалось, что перегрев фильтра по отношению к корпусу прибора составляет сотые доли градуса и при максимально возможных разностях температур между прибором и излучателем не превышает 0,04°. Такой результат естествен, так как фильтр поглощает незначительную часть длинноволновой радиации, его теплопроводность достаточно велика, 0,14 кал/см² сек. град. [11] и имеется хороший тепловой контакт фильтра с корпусом прибора.

Аналогичным образом было исследовано тепловое воздействие на фильтр коротковолновой солнечной радиации. Ввиду того что фильтр поглощает часть солнечной радиации (за вычетом отражения), ошибки за счет перегрева фильтра могут быть заметными. Однако результаты испытаний показали, что ошибка значительна лишь при экспозиции прибора приемником вверх и отсутствии затенения приемника. При затенении приемника перегрева фильтра обнаружено не было. При обращении прибора приемником вниз ошибки за счет перегрева фильтра обнаруживаются при больших значениях отраженной радиации и слабых скоростях ветра. В табл. 3 приводятся разности температур фильтр — прибор,

			таолица с
Вре час.	мя, мин.		Δt°
10	10		0,18
11	Í0		0,18
12	10		0,90
13	15		0,04
. 14	08		0,04

измеренные на одном из ледников Кавказа при работе над фирном со значениями отраженной радиации до 0,8 кал/см² мин. и при слабых скоростях ветра (от 0 до 1,5 м/сек.).

Как видно из табл. 3, величины перегрева фильтра невелики (за исключением одного случая) даже при таких высоких значениях отраженной радиации. Очевидно, что при величи-

нах отраженной радиации 0,05—0,10 кал/см²мин. (характерных для условий водной поверхности) эта ошибка будет пренебрежимо мала.

Таким образом, фильтр не вносит заметных ошибок в измерения потоков длинноволновой радиации над водной поверхностью, а его характеристики (процент пропускания, спектральные участки пропускания) являются постоянными и входят в переводный множитель прибора.

Как указано выше, расчет температуры поверхности при использовании радиационного метода проводится по формуле

$$\sigma T_{n}^{4} = \frac{\sigma T^{4} \pm \Delta E - (1 - \delta) E_{A} \pm E_{c}}{\delta}$$

Если учесть, что величина E_A определяется из наблюдений как разность собственного излучения прибора и измеренного потока $\sigma T^4 - kN_1$ (где k — переводный множитель, N_1 — отклонение указателя гальванометра при обращении прибора вверх), а величина ΔE равняется kN_2 (N_2 — отклонение указателя гальванометра при обращении прибора вниз), то это соотношение можно записать в виде

$$\sigma T_{\pi}^{4} \doteq \frac{\sigma T^{4} - (1 - \delta) \left(\sigma T^{4} - kN_{1}\right) \pm kN_{2} \pm E_{c}}{\delta}$$
(8)

Полагая, что при измерениях восходящего и нисходящего потоков собственная температура прибора и его излучение неизменны, можно выражение (8) преобразовать так:

$$\sigma T_{\pi}^{4} = \sigma T^{4} + \frac{kN_{1}(1-\delta) \pm kN_{2}}{\delta} \pm \frac{E_{c}}{\delta}.$$
 (9)

Если считать величину δ водной поверхности известной и равной 0,91, то

$$\sigma T_{\pi}^{4} = \sigma T^{4} + 1,1 \ k(0,09 \ N_{1} \pm N_{2}) \pm 1,1 \ E_{c}. \tag{10}$$

На основании соотношения (10) можно оценить абсолютные величины случайных ошибок измерений. Известно, что при тщательной градуировке термометра сопротивления можно обеспечить точность измерений в 0,1°С, что может дать ошибку в расчете потоков за счет первого слагаемого, равную 0,001 кал/см² мин.

Если учесть, что среднеквадратичная ошибка в определении k составляет 2%, то случайная ошибка расчета за счет второго слагаемого правой части выражения (10) составляет 0,02 k (0,09 $N_1 \pm N_2$).

Очевидно, что величина погрешности, допускаемой за счет случайной ошибки в определении переводного множителя, будет меняться в зависимости от величин N_1 и N_2 . Очевидно также, что ошибка уменьшается в случае, когда N_2 имеет отрицательный знак, т. е. когда температура прибора выше температуры водной поверхности (такое соотношение температур обычно при измерениях днем).

В табл. 4 приведены характерные значения N для ясной и пасмурной погоды в дневное и ночное время, полученные из наблюдений над водной поверхностью.

Учитывая, что ошибка определяется выражением 0,02 k (0,09 $N_1 \pm N_2$), и используя результаты, помещенные в нижней строчке табл. 4, получим, что максимальная ошибка (день, ясно) при величине $k = 8 \cdot 10^{-4}$ кал/см² мин/деление равняется 0,0003 кал/см² мин.

		140	, nn qu i
. Д	ень	He	ОЧЬ
ясно	пасмур- но	ясно	пасмур- но
	1		

100

---5

15

40

5

1

Таблица 4

30

-5

Такой результат (крайне малые ошибки за счет погрешностей в определении переводного множителя) является следствием того, что в условиях открытой водной поверхности градиенты температур вода — воздух, как правило, малы и прибор имеет температуру, близкую к температуре воды, т. е. эффективное излучение прибора мало по величине.

100

30.

20

 N_1

 N_2

 $|0,09 N_1 \pm N_2|$. .

Рассмотрим теперь возможную ошибку за счет погрешности в определении величины E_c . Номограмму для определения этой величины предложил Больц [37], причем там же показано хорошее совпадение рассчитанных величин E_c по этой номограмме с данными эксперимента, проведенного в условиях, когда эта поправка велика по абсолютной величине. Лоренц [40] сопоставил данные Больца с расчетами по радиационной номограмме Меллера и также получил хорошее согласование (расхождения не превышают 10%) при малых величинах разности температур ΔT поверхность — воздух (до 5°).

Учитывая, что экспериментальные данные Больца подтверждаются результатами расчетов по его номограмме, можно сделать вывод, что для условий водной поверхности (когда ΔT не превышает нескольких градусов) величину E_c можно рассчитать с точностью, не меньшей 10%.

Однако номограмма Больца имеет некоторые недостатки. Так она рассчитана лишь для условий положительных величин ΔT , а результаты расчетов выражены в градусах, хотя известно, что зависимость температуры от потоков нелинейна (при использовании радиационного метода измеряются именно потоки). Поэтому нами был построен график поправок E_c в диапазоне температур воздуха —8÷30° и температур поверхности 0 —30°С (таким диапазоном можно ограничиться при рассмотрении процессов над водной поверхностью), причем величины E_c выражены в единицах потока излучения (см. рис. 3) [23]. Исходными данными при построении графика являлись данные Дикона об излучательной способности водяного пара [46].

Ниже (табл. 5) приведены результаты расчетов по графикам Больца ($\Delta T'$) и по построенному графику (ΔE и $\Delta T''$) при использовании одних и тех же исходных данных.

9 1165

	and the second second	Δ <i>L</i>	$\Delta T''$	$\Delta T'$
20°	22°	0.0015	0,2°	[0,2%]
10	12	0,0010	0,1	0,1
0	2	0,0005	0,07	,0,05
20	25	0,0040	0,6	0,5
10	15	0,0035	0,5	0,35
0	5	0,0030	0,4	0,2
20	30	0,0090	1,3	1,2
10	20	0,0075	1,0	1,0
0	10	0,0060	0,8	0,7

Таблина 5

Здесь ΔE выражено в кал/см² мин. и принято, что 1°C соответствует 0,007 кал/см²мин. Влажность при расчетах принята 100%.

Результаты табл. 5 показывают, что оба графика дают очень близкие результаты. Если учесть, что в условиях водной поверхности ΔT обычно составляет несколько градусов, то десятипроцентная точность расчетов величины E_c приводит к ошибкам, меньшим 0,0005 кал/см² мин., с характерными значениями 0,0002—0,0003. Если же имеются большие градиенты вода — воздух (например, над ограниченным водоемом ранней весной), то ошибка увеличится и достигнет величины 0,0010—0,0015 кал/см² мин.

При проведении расчетов температуры водной поверхности для учета влияния излучения слоя воздуха использовался график, изображенный на рис. 3.

Таким образом, на основании выражения (10) можно получить максимальную ошибку в измерении потока излучения водной поверхности, не превышающую 0,002 кал/см²мин., что приведет к ошибке в расчете температуры воды в 0,2°. При обычных для водоема условиях (малые градиенты температур вода — воздух) эта ошибка уменьшается. Здесь предполагается, что известна излучательная способность воды. Если же



Рис. 5. Влияние различных величин излучательной способности поверхности на результаты расчета восходящего потока длинноволновой радиации при разных температурах поверхности.

допускается ошибка при использовании величины излучательной способности, то, разумеется, допускаются дополнительные погрешности, имеющие систематический характер.

В работе [23] приведен график, показывающий зависимость ошибки расчета температур поверхности от величины излучательной способности (рис. 5). При построении графика принята зависимость $E_{\rm A} = -\frac{4}{5} \sigma T^4$.

Из рис. 5 видно, что при t_n, равной 10-20°, погрешность в определении & на 0,01 приводит к ошибке расчета температуры поверхности в 0,1°.

Начиная с 1961 г. описанный метод измерения температуры поверхности воды и потоков длинноволновой радиации применялся в ряде экспериментальных работ, проведенных отделом $\Phi\Pi C$. Результаты большинства из этих работ опубликованы [21, 24, 25, 26, 27].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963. 1. Гимофессьи. П. П. Петерологический режим родосмов. Гидромстеондаг, т., тооз.
 2. Тимофессьи. П. П. Петерологический режим родосмов. Гидромстеонобмене в воде. Труды ГГО, вып. 95, 1963.
 3. Браславский А. П., Петровская Л. Я. К вопросу о вертикальном распре-делении температур в поверхностном слое воды. Метеорология и гидрология, о 105 год.
- № 2, 1951.
- Товбин М. В. О температуре на поверхности раздела водоем воздух. Труды Института гидробиологии АН УССР, № 24, 1949.
 Гаевский В. Л. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО,
- вып. 26, 1951.
- 6. Хволес С. Б. Опыт работы с дневным пиргеометром АФИ. Сб. работ по агроно-
- мической физике, вып. 5, 1952. 7. Кондратьев К. Я., Логинова З. А. О прямых методах определения тем-пературы подстилающей поверхности. Вестник ЛГУ, сер. физики и химии, № 22, вып. 4, 1956.
- 8. Богданова Н. П., Лебедев А. Н. Связь погодных и климатических характеристик с радиационной температурой подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
- 9. Фатеев Н. П. Измерение температуры поверхности почвы радиационно-нулевым методом. Труды ГГО, вып. 108, 1960.
- 10. Айзенштат Б. А. Радиационный метод измерения температуры деятельной по-
- А и зен штат Б. А. Радиационный метод измерения температуры деятельной по-верхности. Труды ГГО, вып. 107, 1961.
 Воронкова Е. М. [и др.]. Оптические материалы для инфракрасной техники. Изд. «Наука», М., 1965.
 Точидловский И. Я. Ночное лучеиспускание. Одесса, 1912.
 Богданова Н. П., Лебедев А. Н. Связь погодных и климатических харак-техники с размических продукт.
- теристик с радиационной температурой подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
- 14. Кириллова Т. В. Формирование радиационного баланса подстилающей поверхности. Труды ВНМС, т. VII, 1963. 15. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. Гидрометео-
- издат, 1959.
- 16. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Гидрометеоиздат, 1955.
 17. Новосельцев Е. П., Тер Маркарянц Н. Е. Об излучательной способности водной поверхности. Труды ВНМС, т. VI, 1963.
- 18. Гирдюк Г. В., Малевский Малевич С. П. Об излучательной способности поверхности воды. См. наст. сб. 19. Кириллова Т. В., Малевский - Малевич С. П. Об одной ошибке при рас-
- чете баланса длинноволновой радиации. Метеорология и гидрология, № 1, 1965.
- 20. Гаевский В. Л. Исследования длинноволнового излучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
- 21. Малевский-Малевич С. П. Об измерении температуры водной поверхности. Труды ГГО, вып. 95, 1963.
- 22. Барашкова Е. П., Васищева М. А., Коблова З. П. Методы и результаты градуировки радиометров. Метеорологические исследования, № 15. Изд. «Наука», М., 1966.

- 23: Малевский Малевич С. П. О связи восходящих потоков длинноволновой радиации с измеренной температурой поверхности. Метеорологические исследо-вания, № 15. Изд. «Наука», М., 1966.
- 24. Малевский-Малевич С. П. Об использовании радиационных термометров для измерения температуры водной поверхности. Актинометрия и огтика атмосферы. Изд. «Наука», 1964.
- 25. Малевский Малевич С. П., Серова Н. В. Некоторые особенности радиа-
- ционного баланса водохранилищ в весенний период. Труды ГГО, вып. 167, 1965. 26. Кириллова Т. В., Малевский Малевич С. П. Об измерении профиля восходящих потоков длинноволновой радиации с вертолета. Труды ГГО, вып. 167, 1965.
- Малевский Малевич С. П. О методике актинометрических на с вертолета. Труды ГГО, вып. 167, 1965.
 Dorsey N. E. Properties of Ordinary Water. Substance. New York, 1940. О методике актинометрических наблюдений
- 29. Ewing G., McAlister E. On the Thermal Boundary Layer of the Ocean. Science, 6, vol. 131, No 3410, 1960. 30. B a 11 F. Sea surface temperatures. Aust. J. of Physics, vol. 7, No 4,1954.
- 31. Hasse L. On the cooling of the sea surface by evaporation and heat axchange. Tellus, vol. 15, No 4, 1963. 32. Woodcock. Surface cooling and streaming in shallow fresh and salt waters.
- J. Mar. Res., 4, 1941.
- 33. Bruch H. Die wertikale Verteilung von Windgeschwindigkeit und Temperaturen im der unteren Meter über der Wasseroberfläche. Veröff. Inst. Meeresk. Neue Folge, Nr. 38. Berlin, 1940.
- 34. Gates D. Winter Thermal Radiation Studies in Yellowstone Park. Science, 7, vol. 134, No 3471, 1961.
 35. Deardorf 1. Evaporation Reduction by Natural Surface Films, J. of Geophys. Res.,
- vol. 66, No 10, 1961.
- 36. Falkenberg G. Apparatur zur Messungen der Himmelstrahlung und Bodentemperatur. Meteor. Zs., 45, 422, 1928.
 37. Bolz H. Der Einfluß der infraroten Strahlung auf das Mikroklima. Abh. Meteor.
- Hydrol. Dienst DDR, Nr 7, 1951.
- 38. Albrecht. Mikrometeorologische Temperaturmessungen vom Flugzeug aus. Ber. Dt. Wetterd. U. S. Zone, 38, 332, 1952.
- 39. Falkenberg G. Messungen von Oberflächentemperaturen durch Eigenstrahlung. Arch. für techn. und industriell Meßtechnik, Nr 241, 1956.
- 40. Lorenz D. Untersuchungen mit dem Ardonox, einem neuen Gerät zur Messung von oberflächentemperaturen. Meteor. Rundschau, 13, No 2, 1960.
- 41. Falkenberg G. Absorbtionkonstanten einiger wichtiger Körper für infraroten Wellen. Meteor. Zs., 45, 334, 1928.
 42. Lorenz D. Zur Messung der Bodenoberflächentemperatur mit Radiometern. Meteor.
- Rundschau. März April, H. 2, 1965.
- 43. Stoll A. Wide-Range Thermistor Radiometer for the Measurement of Skin Temperature and Environmental Radiant Temperature. The Review of Scientific Inst., vol. 25, 1954.
- 44. Lieneweg F. und Schaller A. Ardonox-ein neues Ardometer. Siemens. Zs., 28, 67, 1954. 45. Lorenz D. Messungen der Oberflächentemperatur vom Hubschrauber. Berichte des
- Deutsches Wetterdienstes, Nr 82, Bd 11, 1962. 46. Deacon S. Radioactive heat transfer in the air near the ground. Aust. Sci. Res.
- Ser. A, vol. 3, No 2, 1950

Г. В. ГИРДЮК

inte A St

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ РАДИОМЕТРА ГГО ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЙ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Изложен опыт использования радиометра с германиевым фильтром во время экспедиции на экспедиционном судне «Айсберг» в Атлантике. Приведено сопоставление результатов наблюдений по радиометру с результатами наблюдений по балансомеру. Проведен некоторый анализ результатов наблюдений по радиометру над зависимостью эффективного излучения от степени облачности.

В ряде работ показано, что использование термоэлектрического балансомера для измерений эффективного излучения и радиационного баланса поверхности моря приводит к значительным погрешностям в результатах измерений. При этом большое количество систематических и случайных ошибок возникает не только из-за несовершенства сетевой аппаратуры, но и из-за специфики морских условий. Ошибки особенно велики при определении эффективного излучения поверхности моря в дневное время как остаточного члена уравнения радиационного баланса. В связи с этим несомненный интерес представляет измерение эффективного излучения в морских условиях с помощью специальной аппаратуры.

В июне — сентябре 1965 г. на э/с «Айсберг» в Северной Атлантике проводились измерения потоков длинноволновой радиации с помощью радиометра (радиационного термометра) ГГО [1]. В приборе используется германиевый фильтр с областью пропускания от 2 до 30 мк, что позволяет производить измерения длинноволновой радиации и в дневное еремя. В качестве регистратора использовался зеркальный гальванометр М-95, довольно хорошо работающий при качке судна. Для измерений температуры корпуса радиометра, внутри которого вмонтирован термометр сопротивления, использовались мост постоянного тока МО-47 и нуль-гальванометр типа М-117. Радиометр позволяет измерять излучение атмосферы E_a и длинноволновое излучение, идущее от водной поверхности,

$$E_{\uparrow} = E_{\scriptscriptstyle \rm B} + (1-\delta)E_{\sf a}.$$

Эффективное излучение поверхности моря определяется по измеренным значениям E_1 и E_a

$$E_{\mathrm{a}\mathrm{b}} = E_{\mathrm{B}} + (1-\delta)E_{\mathrm{a}} - E_{\mathrm{a}}.$$

В период экспедиции проводились параллельные измерения по термоэлектрическому балансомеру и радиометру. На рис. 1 показаны результаты ночных измерений эффективного излучения, Результаты срав-

нений показывают, что величины эффективного излучения, измеренные балансомером, оказываются в среднем на 10% меньше величин эффективного излучения, полученных с помощью радиометра. Однако из-за малой точности отсчета по гальванометру ГСА-1 возникают случайные погрешности обоих знаков, значительно превышающие систематические



Рис. 1. Связь значений эффективного излучения поверхности моря, измеренных радиометром $(E_{9\Phi})_p$ и термоэлектрическим балансомером $(E_{9\Phi})_6$.

погрешности. Этим и объясняется большой разброс точек на графике. Анализ ежедневных данных показывает сравнительно большую устойчивость величин, измеренных радиометром.

Преимуществом радиометра по сравнению с термоэлектрическим балансомером является:

а) возможность измерений излучения атмосферы E_a и восходящего потока радиации от поверхности моря E_{\uparrow} ;

б) возможность измерений длинноволновой радиации в светлое время суток;

в) сравнительно бо́льшая точность полученных значений эффективного излучения.

Кроме того, радиометр позволяет получить одну из важнейших характеристик теплового состояния поверхности моря — температуру поверхности пленки воды, которую необходимо использовать при всех теплобалансовых расчетах.

При использовании радиометра отпадает необходимость учета влияния скорости ветра, зависимости чувствительности от угла падения солнечной радиации и ряда других факторов, учет которых необходим при наблюдениях по балансомеру. Борт судна практически не оказывает теплового влияния на показания радиометра. Точность измерений по радиометру определяется в основном точностью градуировки и точностью отсчетов по гальванометру. Следует сказать, что радиометром измеряются не величины потоков E_a и E_{\uparrow} , а отклонения этих величин от потока собственного излучения прибора. Например, излучение атмосферы определяется как

$$E_a = \circ T^4 - cN,$$

где δT^4 — излучение прибора, *с* — переводной множитель, *N* — отклонения гальванометра.

Вследствие этого ошибка за счет переводного множителя входит лишь в правое слагаемое этого выражения, составляющее в среднем 20% величины E_a . Поэтому 10% погрешности в определении *с* приведет к 2% погрешности определения E_a . Для потока восходящей радиации величина *сN* составляет в среднем 3-4% измеряемой величины E_{\uparrow} и погрешность определения *с* сказывается при измерении E_{\uparrow} еще меньше.

Использование радиометра дает возможность отказаться от измерений радиационного баланса термоэлектрическим балансомером и вычислять радиационный баланс по формуле

$$B = Q - R_n - E_{\mathfrak{s}\phi},$$

где суммарная солнечная радиация Q и отраженная радиация R_n измеряется походным альбедометром, а $E_{s\phi}$ — радиометром. Измерения суммарной радиации на судах проводятся в общем с достаточной степенью точности, результаты измерений отраженной радиации (и альбедо) можно достаточно хорошо контролировать, используя для этого и теоретические исследования. В результате величина радиационного баланса может быть получена с большей точностью.

В качестве примера в табл. 1 приводятся величины радиационного баланса B_6 (измеренные балансомером) и B_p (вычисленные по данным Q, R_k и $E_{a\phi}$).

							1997 - 1997 -				
	Об-				Выс	ота со	лнца, г	рад.			
	лач- ность	15—20	2025	25—30	30—35	35-40	40-45	45—50	50—55	55—60	6065
		<u>i</u>	<u>.</u>		0.70]		
B ₆	0/0		-	0,43	0,52	0,60	. —	-		— .	1,10
$B_{\rm p}$! 	·	·	0,47	0,59	0,67	·	-	i .—	- <u> </u>	1,16
Q	-	- <u>-</u> .		0,63	0,74	0,82		— .		_	1,32
$\frac{B_6}{B_p}$		— .		0,91	0,88	0,90					0,95
Число слу- чаев				4	6	2		_			6
B ₆	10/10	0,08	0,13]	— 1	0,24	0,26) <u> </u>	0,34		
Bp		0,09	0,15			0,29	0,33		0,39	·	
Q		0,13	0,20			0,34	0,38	<u> </u>	0,45		-
$\frac{B_6}{B_p}$	•	0,89	0,86			0,83	0,79	_	0,87		
Число слу- чаѐв		4	5 -		-	. 7	6		5	 :' : 's	i j i - v

Таблица 1

Результаты измерений радиационного баланса термоэлектрическим балансомером и в дневное время оказываются заниженными. Следует отметить, что для использования радиометра в морских условиях необходимы некоторые усовершенствования в конструкции. В первую очередь необходима полная герметизация и изоляция от попадания влаги и капель морской воды в корпус прибора и изготовление кардана. Для



Рис. 2. Зависимость эффективного излучения поверхности моря от балла облачности нижнего яруса при разности температур вода—воздух±1,5°. 1— по данным измерений термоэлектрическим балансомером на э/с «Айсберг», 3— по данным измерений термоэлектрическим балансомером на э/с «Севастополь» в 1958—1960 и 1964 гг. последнего может быть полностью приспособлен кардан походного альбедометра.

В период рейса 1965 г. преобладала облачная погода. Одним из первых вопросов по анализу наблюдений радиометром нами рассмотрен вопрос о зависимости эффективного излучения от степени облачности, а также вопрос о значениях коэффициентов, определяющих влияние облачности.

По результатам измерений радиометром на э/с «Айсберг» получена зависимость эффективного излучения от степени облачности при разности температур вода — воздух $\pm 1.5^{\circ}$ и средней влажности воздуха 12-18 мб (рис. 2). Эти данные показывают, что для морских условий сохраняется нелинейная зависимость эффективного излучения от степени облачности, т. е. справедлива формула

$E_{\mathfrak{s}\mathfrak{G}} = (E_{\mathfrak{s}\mathfrak{G}})_0 \ (1 - cn^m).$

Значение коэффициента с составляет 0,72 (северо-восточная часть Атлан-

тического океана, теплое полугодие), что оказывается довольно близким к среднеширотному значению.

На рис. 2 также показаны средние значения эффективного излучения, измеренные термоэлектрическим балансомером в ночное время на а/с «Айсберг». Эти величины оказались меньше величин, полученных с помощью радиометра.

Зависимость от степени облачности, полученная по наблюдениям на э/с «Севастополь», представлена кривой 3 на рис. 2.

Анализ зависимости $E_{s\phi} = f(n)$ по результатам измерений радиометром показывает, что 1 < m < 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малевский - Малевич С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. См. наст. сб.

Т. Н. БОРОВКОВА, Н. В. СЕРОВА

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ НА ПЛАВУЧИХ СТАНЦИЯХ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ

Описывается методика наблюдений и приводятся результаты сравнений данных по температуре и влажности воздуха, полученных на плавучей станции и по измерениям над водной поверхностью. Приводятся некоторые результаты измерения профиля ветра с помощью анемометров, установленных на градиентной мачте на выносной стреле.

На Куйбышевском водохранилище в течение ряда лет работают две плавучие гидрометстанции — ПОМ-1 и ПОМ-2.

Плавучие станции в начале каждой навигации устанавливаются на расширенных участках водохранилища. Плавучая станция ПОМ-1 устанавливается в центре Верхне-Ульяновского озеровидного плеса, ПОМ-2 — в районе слияния рек Волги и Камы, в Верхне-Камском озеровидном плесе. Оборудованы они на самоходных баржах типа «лихтер». Баржи имеют длину 64 м и ширину 12 м. Верхняя часть палубы деревянная и покрыта брезентом; на ней оборудованы стандартные метеорологические площадки для производства основных метеорологических наблюдений. Палубы барж, где оборудованы площадки, имеют превышение над уровнем воды около 2 м. Размеры судов, прочность их конструкции и то обстоятельство, что они крепятся на носовом якоре и, таким образом, всегда располагаются своей длинной осью в створе ветра, позволяют использовать их на водохранилище при любом штормовом волнении.

Для производства метеорологических наблюдений на палубе установлены: психрометрическая будка с полным комплектом приборов в ней, будка с самописцами, осадкомер, флюгер с легкой и тяжелой досками и анеморумбограф М-12. Приборы для измерения ветра установлены на высоте 8 м от палубы, психометрическая будка и будка с самописцами и осадкомер — на высоте 2 м от палубы.

Для выявления степени влияния баржи на показания термометров в психрометрической будке, расположенной на палубе в центре баржи, Комсомольской обсерваторией были проведены параллельные наблюдения на плавучей станции ПОМ-1 и на экспериментальном плоту [1]. Для этой цели был смонтирован плот размером 3×4 м. Основание плота крепилось на четырёх волномерных бачках объемом 70 л каждый. Плот имел форму, близкую к квадратной, высота плота над водой 20 см. На нем была установлена стандартная психрометрическая будка. Плот устанавливался на расстоянии 200 м от лихтера. Наблюдения проводились

за температурой и влажностью воздуха и в основном только в тихую погоду, так как при волнении плот захлестывало волной.

Результаты таких параллельных наблюдений дали расхождения в температуре воздуха на плоту и ПОМ-1 в пределах до 0,7°, абсолютной влажности — до 1,5 мб, относительной — до 6%.

В 1964 г. на Куйбышевском водохранилище объем наблюдений по изучению метеорологического режима и теплового баланса водохранилища был расширен. Были проведены совместные работы Комсомольской гидрометеорологической обсерваторией и Главной геофизической обсерваторией им. Воейкова, в задачи которых входило, в частности, организация и проведение наблюдений по определению составляющих радиационного баланса водохранилища, проведение градиентных наблюдений и выяснение репрезентативности стационарных наблюдений, проводимых на ПОМ-1.

Для производства актинометрических и градиентных наблюдений с лихтера в Куйбышевском УГМС были разработаны и изготовлены специальные выносные устройства, простые по конструкции и удобные



Рис. 1. Схема расположения метеорологических приборов на плавучей станции.

1-пульт управления, 2 — градиентная штанга 3 — стрела, 4-разрез судна, 5 — противовес, 6 — карданное крепление.

в эксплуатации. Это две одинаковые горизонтальные стрелы длиной 4,5 м, изготовленные из трех полудюймовых труб в виде треугольного конуса. Стрелы крепятся к стойкам высотой 1 м, которые располагаются по обоим бортам в середине судна (рис. 1). На концах стрел на специальных карданах крепятся муфты, с помощью которых на одной из стрел укрепляется мачта для градиентных наблюдений, на другой актинометрические приборы (пиранометр, альбедометр и два балансомера). Уровень расположения актинометрических приборов над водной поверхностью составляет 2 м.

В период совместных работ КГМО и ГГО градиентные наблюдения производились дистанционно с помощью анемометров и дистанционных психрометров (с термометрами сопротивления в качестве датчиков). Анемометры на выносных стрелах были установлены на высотах 1, 2, 4 м, психрометры — на высотах 2 и 4 м от водной поверхности. (При использовании стандартных психрометров и ручных анемометров для производства отсчетов стрела подводится к борту.)

Измерительные и регистрирующие приборы (регистратор анеморумбографа, счетчики контактов анемометров, гальванометр ГСА-1, равновесный мост Витстона) располагались в кормовой рубке.

Конструкция стрел и монтаж кабеля предусматривают перемену стрел местами в случае затенения актинометрических приборов (баржа вследствие крепления одним носовым якорем не ориентирована относительно стран света). Однако практика работы с выносными стрелами в навигацию 1964 г. показала, что затенения приборов бортами лихтера и палубными надстройками не происходило и менять стрелы не приходилось.

Во время измерений стрелы укреплены перпендикулярно борту лихтера, однако конструкция крепления стрел позволяет легко поворачивать их и подводить приборы к борту (для смены приборов, закрывания крышками актинометрических приборов и др.).

Постановка градиентных наблюдений на ПОМ-1 в 1964 г. с помощью дистанционных приборов, установленных на выносных стрелах, дала возможность произвести дополнительную проверку репрезентативности наблюдений на лихтере.

Репрезентативность наблюдений температуры и влажности проверялась сравнением показаний термометров в психрометрической будке с показаниями дистанционного психрометра, подвешенного на градиентной мачте на высоте 4 м от водной поверхности (т. е. на одной высоте с термометрами в будке).

Наблюдения проводились ежедневно с 19 мая по 4 июня. Градиентные наблюдения проводились в дневное время с 10 час. 30 мин. до 17 час. и в ночное время с 22 час. 30 мин. до 1 часа, каждый час получасовыми сериями.

Температура и влажность воздуха по психрометрам определялись в течение 10 минут (по пять отсчетов по каждому термометру), предшествующих каждому часовому сроку (10 час. 50 мин.— 11 час., 11 час. 50 мин.—12 час. и т. д.).

Так как отсчеты температуры по сухому и смоченному термометрам в психрометрической будке производились ровно в часовой срок (в каждый нечетный час), то эти отсчеты совпадали по времени с последним отсчетом по дистанционным психрометрам в соответствующую серию.

Таким образом, для сравненений были использованы сроки: в дневное время — 11, 13 и 15 час., в ночное время — 23 и 1 час. В отдельные дни для увеличения материалов по сравнению отсчеты в будке делались также и в 12, 14 и 24 часа.

В период наблюдений днем над водной поверхностью в большинстве случаев наблюдалась инвер-Максисия температуры. мальная наблюдаемая разность температур. $T_0 - T_{4M}$ была —6,1°, средняя разсоставляла —1,7°. ность (Для уровня 2 м разности Т₀ — Т_{2м} были: максимальная —4,8° средняя —1,2°.)

В ночное время разность температур между поверхностью воды и воздухом имела небольшую положительную величину в пределах около 1°C.

Подавляющее больщин-





9*

ство наблюдений проходило при переменной облачности. Это обстоятельство, естественно, затрудняло сравнения, так как даже при точно синхронных по времени отсчетах сказывается различие в инерции будки и психрометра, что должно давать определенный (но не систематический, не в одну сторону) разброс в результатах наблюдений. Достаточно достоверными можно считать результаты, полученные в тех случаях, когда в течение десятиминутных измерений по психрометру и при отсчете термометров в будке солнце было либо все время открыто, либо совершенно закрыто облаками (знак солнечного сияния ()² или П).

На рис. 2 представлен график сравнительных наблюдений температуры. По оси абсцисс отложена температура по термометру в будке (T_6) , по оси ординат — по психрометру на уровне 4 м над водной поверх-



Рис. 3. Сравнение данных наблюдений абсолютной влажности воздуха на плавучей станции (психрометрическая будка) и по дистанционному психрометру на высоте 4 м над водной поверхностью. ностью (T_{4M}). Все точки на графике соответствуют измерениям при «устойчивой погоде», т. е. описанным выше случаям устойчивой облачности во время измерений.

График показывает, что несмотря на некоторый разброс, точки группируются симметрично около биссектрисы, а точка средних значений лежит на ней.

На основании этих сравнений можно считать, что плавучая станция не вносит заметных искажений в показания температуры воздуха над водоемом.

На рис. 3 представлен аналогичный график сравнения для абсолютной влажности воздуха. Разброс точек здесь несколько больше и большинство измерений дает более высокую влажность по психрометру по сравнению с будкой. В среднем при устойчивой погоде

будка дает влажность на 0,5 мб ниже, чем психрометр.

Представляет также интерес рассмотрение профиля скорости ветра по измерениям на ПОМ-1 с помощью контактных анемометров. Кроме анемометров на трех уровнях (1, 2, 4 м над водой на градиентной мачте), на специальной мачте в носовой части лихтера был установлен четвертый анемометр на высоте 10 м от водной поверхности.

На рис. 4 приведены графики профиля ветра для трех сроков наблюдений за 1 июня при западном направлении ветра. Все другие наблюдения дают совершенно аналогичную картину.

Анализ результатов наблюдений показывает, что если профиль ветра в пределах высот 2—10 м подчиняется логарифмическому закону, то значения скорости ветра на уровне 1 м дают систематические отклонения в сторону завышения примерно на 0,5 м/сек. Такое завышение нельзя объяснить погрешностями в наблюдениях, так как поверка анемометров на месте и их неоднократная перестановка не изменили наблюдающегося профиля ветра.

Увеличение скорости ветра на уровне, находящемся ниже уровня палубы баржи, очевидно, объясняется нарушением структуры воздушного потока в нижнем (ниже уровня палубы) приводном слое при обтекании баржи.



Рис. 4. Профили ветра над водной поверхностью по наблюдениям на ПОМ-1.

Суммируя все изложенное выше, можно сделать следующие выводы относительно репрезентативности наблюдений на плавучей станции ПОМ.

1. Измерения температуры с помощью психрометрической будки, установленной на открытой палубе, являются достаточно репрезентативными.

2. Значения влажности, получаемые на ПОМе, несколько занижены, в среднем по нашим измерениям на 0,5 мб. Для получения репрезентативных результатов по влажности следует рекомендовать измерения ее по приборам, вынесенным над водной поверхностью.

3. Измерение скорости ветра с помощью выносной стрелы, установленной в средней части плавучей станции, имеет смысл лишь на высотах, превышающих высоту борта баржи.

ЛИТЕРАТУРА

 Воровкова Т. Н. Некоторые особенности метеорологического режима открытой части Куйбышевского водохранилища. Сб. работ Комсомольской обсераватории, вып. 5. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

СОДЕРЖАНИЕ

_,1	А. С. Зайцев, И. П. Тимофеев. Изменение скорости ветра под влия-	
	нием ограниченных водоемов	9
ļ	А. С. Зайцев. Изменение скорости ветра над водоемами различных	•
	глубин и размеров	14
j.	М. П. Тимофеев. Теплообмен между водной поверхностью и атмосферой	22
Ĵ	<u> В. Несина</u> Расчет составляющих теплового баланса проектируемых	
	водоемов.	31
I	Г. В. Гирдюк, С. П. Малевский - Малевич, Об излучательной спо-	
	собности поверхности воды	38
ി	Г. В. Кириллова, Н. С. Орловский. Эффективное излучение водо-	
	хранилищи	41
1	Г. В. Кириллова, М. В. Кунявская. Суммарная радиация и альбедо	
•	Новосибирского водохранилища	. 47
Ē	А. Я. Мыльникова. О радиационном балансе Волгоградского водо-	
-	хранилища	52
_ ł	I. Н. Боровкова. Поглощение солнечной радиации водными массами	
1.3	Куноышевского водохранилища.	57
h r	М. Б. Кунявская, М. Я. Кунявский, Л. В. Суслова. тепловой оа-	67
T	ланс повосиоирского водохранилища	. 07
.1	ша и испарительного бассейна	77
Ň	И П Новожилова Расшет температуры и влажности возлуха нал	<u> </u>
	акваторией Новосибирского водохранилища	83
/J	Л. А. Гушина. Суточный ход температуры и влажности воздуха на Ры-	
	бинском водохранилище	86
Γ_{i}	І. А. Воронцов. О стратификации пограничного слоя в береговой зоне	
	над Ладожским озером в осенний период	98
C	С. П. Малевский – Малевич. Методика радиационных измерений тем-	
	пературы водной поверхности	106
1	. В. І ирдюк. Об использовании радиометра ІІО для измерений эффек-	105
T	тивного излучения поверхности моря	125
1	п. воровкова, п. в. серова. Методика наолюдении на плавучих	190
	станциях и определение их репрезентативности	129

Труды ГГО, вып. 206 Метеорологический режим водоемов

Редактор Г. И. Слабкович Технич. редактор Г. С. Николаева Корректоры: Л. Я. Гальпер, Г. С. Макарова

Сдано в набор 4/Х 1966 г. Подписано к печати 17/1 1967 г. Бумага 70×108¹/16</sub> Бум. л. 4.25 Печ. л. 11,9 Уч.-изд. л. 10.08 Тираж 800 экз. М-13519 Индекс МЛ-101 Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 1165 Цена 71 коп.

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

