

МЕТЕОРОЛОГИЯ

М. П. ТИМОФЕЕВ

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
РЕЖИМА ОЗЕРА СЕВАН

Гидрометеорологический режим озера Севан исследовался в 1926—30 гг. гидрометеорологическим бюро, которое под руководством крупного гидролога В. К. Давыдова осуществило широкую программу научных работ. Результаты этих работ опубликованы в „Материалах по исследованию озера Севан и его бассейнах“, причем часть III этих исследований, в количестве 6 выпусков, посвящена описанию метеорологического режима озера Севан (осадки, снеговой покров, температура и влажность, ветер и т. д.). За 20—25 лет, прошедших со времени работ Севанского бюро, в гидрометеорологической науке, в особенности в метеорологии, получили значительное развитие новые методы исследования, которые, естественно, не могли ранее широко использоваться при изучении метеорологического режима озера Севан. Кроме того, за последнее время площадь зеркала озера значительно уменьшилась.

Учитывая народно-хозяйственное значение озера Севан, Главная Геофизическая Обсерватория им. А. Н. Воейкова по просьбе АН Армянской ССР (ВЭНИ) совместно с УГМС Армянской ССР провела в период с 5.VII по 5.VIII.1955 г. экспедиционные исследования метеорологического режима озера Севан. При этом особое внимание было обращено на использование метода теплового баланса с экспериментальным измерением важнейших его составляющих, диффузионного метода и аэрологических методов, с целью уточнения важнейших составляющих теплового баланса, в частности радиационного баланса, затраты тепла на испарение с поверхности озера.

§ 1. Метеорологический режим озера определяется процессом взаимодействия водной массы с воздухом. В этом процессе взаимодействия необходимо выделять следующие важнейшие стороны. Некоторые „начальные“ характеристики воздуха, не связанные с существованием озера (облачность, направление и скорость потока, температура, влажность и т. д.) создают общий „фон“ для физических процессов взаимодействия водной массы с окружающей воздушной средой. Под влиянием озера и особенностей окружающего озера рельефа, могут возникать различного рода местные циркуляции.

Кроме того, конечный результат взаимодействия водной массы с воздухом в значительной степени зависит от процесса перераспределения тепловой, и особенно, радиационной энергии на поверхности озера.

Для разных условий и различных водоемов роль каждого фактора в формировании метеорологического режима может быть неодинакова, а влияние метеорологических условий может быть существенно различным. Например, если водоем покрыт льдом и снегом, то влияние атмосферных условий на физические процессы, протекающие в водной массе, очень незначительное. Для безледоставного периода атмосферные условия, кроме процессов существенных для водной поверхности (осадки, испарение) оказывают непосредственное влияние на физические явления в водной массе, главным образом, в некотором деятельном поверхностном слое ее.

Озеро Севан обычно является незамерзающим водоемом, поэтому для него метеорологические условия имеют существенное значение в процессе формирования его гидрометеорологического режима.

Изложенные общие соображения в значительной степени определили основные вопросы, подлежащие исследованию, и комплекс наблюдений в период экспедиции, состоящий из двух разделов: метеорологические наблюдения и аэрологические наблюдения. Метеорологические наблюдения включали измерения составляющих радиационного баланса над водной поверхностью, градиентные изменения в приповерхностном слое (ветер, температура и влажность воздуха), наблюдения за изменчивостью метеорологических элементов по зеркалу озера.

Аэрологические наблюдения состояли из шаропилотных (обычные шаропилотные наблюдения и наблюдения за уравновешенными шарми-пилотами) и самолетного зондирования над озером. Кроме того, велись специальные наблюдения за распределением температуры воды по вертикали в разных точках озера.

Указанный комплекс наблюдений на озере Севан осуществлен впервые.

Приведем некоторые данные об особенностях теплового баланса озера.

Уравнение теплового баланса водной поверхности имеет вид:

$$R = LE + P + B, \quad (1)$$

где R — радиационный приход-расход (или радиационный баланс);

LE — затраты тепла на испарение;

P — величина теплообмена с воздухом;

B — величина теплообмена с нижележащими слоями воды.

Из четырех членов уравнения в настоящее время экспериментально измеряются только два: имеются приборы для измерения величины R и различного типа испарители, которые иногда позволяют измерить величину E . Следует при этом отметить, что существовавшее ранее мнение о возможности прямого определения величины E с помощью

испарителей в настоящее время уже не является общепризнанным и бесспорным.

Величина B может быть рассчитана на основании измерения вертикального распределения температуры воды.

Величины E и P на основании теории атмосферной турбулентности могут быть определены следующим образом.

Как известно, распределение температуры T и влажности воздуха q в приземном слое атмосферы описываются следующими уравнениями:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} \\ \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где u — скорость ветра (направление по оси x),

w — вертикальная составляющая среднего движения воздуха,

k — коэффициент турбулентного обмена.

Из уравнений (2) легко получаются следующие выражения:

$$P = -C_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z} - C_p \rho \int_z^0 u \frac{\partial T}{\partial x} dz + C_p \rho \frac{\partial \overline{T_a z}}{\partial t} - C_p \rho w (T_a - T_z), \quad (3)$$

$$E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z} - \rho \int_z^0 u \frac{\partial q}{\partial x} dz + \rho \frac{\partial \overline{q_a z}}{\partial t} - \rho w (q_a - q_z), \quad (4)$$

причем значения $\frac{\partial T}{\partial t}$, $\frac{\partial q}{\partial t}$, w — относятся к слою $(0, z)$.

Таким образом, интенсивность тепло- и влагообмена, как показывают формулы (3) и (4), определяется величиной вертикальной турбулентной диффузии, величиной адвекции, влиянием нестационарности и вертикальных токов. При этом необходимо иметь в виду, что если вертикальный слой (величина z), в котором производятся измерения T и q незначителен, то можно предполагать, что некоторые члены справа уравнений (3), (4) могут оказаться относительно малыми.

Если оценить порядок членов уравнений (3); (4), приняв $z = 1$ м, то легко убедиться, что два последние члена справа обычно примерно на два порядка меньше первого; второй член также примерно на порядок меньше первого. Поэтому формулы (3), (4) для приземного слоя (т. е. для малых z) могут быть переписаны в следующем виде:

$$P = -C_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z} - C_p \rho \int_z^0 u \frac{\partial T}{\partial x} dz; \quad (5)$$

$$E = -\gamma k \frac{\partial T}{\partial z} - \rho \int_0^z u \frac{\partial q}{\partial x} dz. \quad (6)$$

Для дальнейшего использования последних формул можно воспользоваться, например, теорией испарения, изложенной автором в работе [6], или, если не учитывать влияния адвекции, данными обычных градиентных измерений.

Как показывают формулы (5) и (6), для определения P и E , необходимы данные о величинах коэффициента турбулентности „ K “ в вертикальных градиентах температуры и влажности воздуха над водной поверхностью.

Для определения величин $\frac{\partial T}{\partial z}$ и $\frac{\partial q}{\partial z}$ в период экспедиции в различных точках озера были поставлены градиентные измерения.

Величина „ K “ была определена на основании подробных измерений вертикального профиля ветра в придном слое.

Материалы градиентных наблюдений, полученные экспедицией, показывают, что в период экспедиционных наблюдений наблюдались условия близкие к равновесным, а изменения метеорологических элементов по высоте хорошо соответствовало логарифмической зависимости.

Следует отметить, что надежное измерение вертикального профиля скорости ветра над водой связано с большими трудностями, в связи с чем экспериментальных данных по этому вопросу очень мало. Экспедиция, как нам кажется, успешно разрешила задачу получения надежных экспериментальных данных о вертикальном профиле ветра в придном слое озера Севан. Вертикальный профиль ветра измерялся чувствительными контактными анемометрами, установленными на различных высотах на специальной мачте, которая находилась у уреза озера. Наблюдения производились только при направлениях ветра с озера. В этих условиях, естественно, получились надежные данные об установившемся распределении скорости ветра над водной поверхностью, так как разгон ветра составлял более 6 км. Результаты обработки наблюдений за вертикальным профилем ветра показаны на рис. 1, где величины скоростей ветра на различных высотах над водной поверхностью изображены в полулогарифмических координатах.

Рис. 1 иллюстрирует выполнение логарифмической формулы для вертикального профиля ветра:

$$u_z = u_1 \frac{l_n \frac{z}{z_0}}{l_n \frac{z_1}{z_0}}. \quad (7)$$

Это выражение имеет определенное практическое значение при расчетах скорости ветра над водной поверхностью (u_z) по известной ско-

рости ветра на каком-либо одном уровне (u_1). По данным наблюдений над скоростью ветра характерное значение параметра шероховатости z_0 оказалось равным $10^{-1} \text{ м} = 10^{-1} \text{ мм}$. Это значение совпадает с полу-

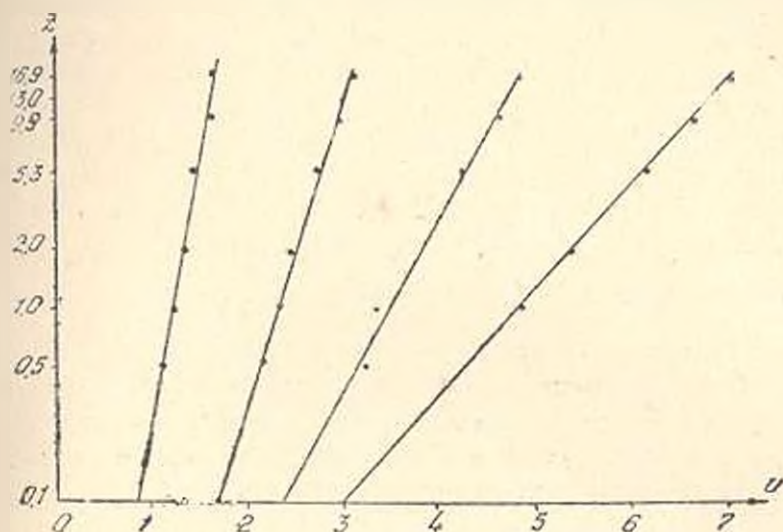


Рис. 1.

ченным Огневой Т. А. [4] значением для других водоемов. По величинам u_1 и z_0 расчет величины K^* произведем по известным формулам полуэмпирической теории турбулентности. На рис. 2 приведены дан-

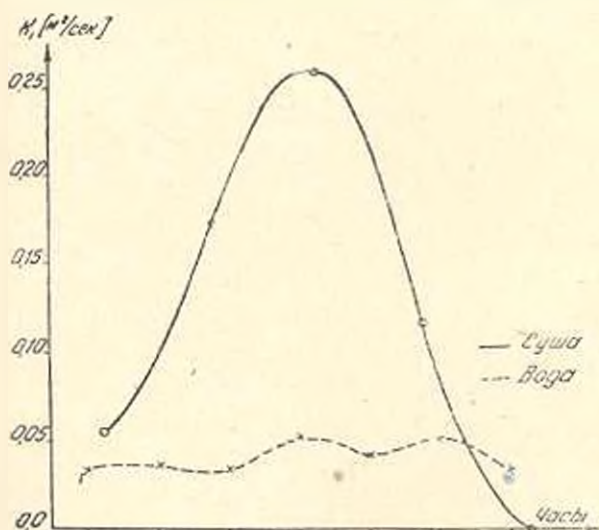


Рис. 2.

ные о суточной изменчивости коэффициента турбулентности для приводного слоя (р-н Острова) и приземного слоя (Нор Байазет). Этот рисунок наглядно характеризует различные режимы турбулентности над сушей и водой. Сильная суточная изменчивость величины K^* над су-

шей определяется главным образом влиянием фактора устойчивости на интенсивность турбулентного перемешивания. Над водой, где условия близки к равновесным, влияние фактора устойчивости несущественно, суточная изменчивость величины K оказалась незначительной, так как скорость ветра, являющаяся в этом случае единственным фактором турбулентности, в течение суток изменялась мало. Кроме того, среднее значение K для воды оказалось в несколько раз меньше среднего значения K для суши. Последнее является следствием изменения величины шероховатости водной поверхности по сравнению с сушей (величина шероховатости при этом уменьшается на 2 порядка), а также влиянием фактора устойчивости. По известным величинам K , $\frac{\partial T}{\partial z}$, $\frac{\partial q}{\partial z}$ легко рассчитать величины P и

LE и, на основании измерений величины R , из уравнения (1) определить величину B . Кроме указанного способа величина B была рассчитана вторым независимым способом. Как известно, распределение температуры воды τ для условий Севана (глубокий водоем и отсутствие постоянных течений) описывается уравнением:

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_b \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (8)$$

Из этого уравнения для величины B получаем следующее выражение:

$$B = B_r + C_{1\rho_1} \int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz, \quad (9)$$

где B_r — величина теплообмена с ложем озера,

H — глубина озера,

K_b — коэффициент теплообмена в воде,

$C_{1\rho_1}$ — объемная теплоемкость воды.

Величина „ B “ рассчитывалась для глубоководной части Малого Севана, для которой теплообмен с грунтом можно не принимать во внимание. Независимый расчет величины „ B “ позволил оценить точность определения членов уравнения (1). Расхождения в значениях величины, полученной указанными двумя методами в среднем не превышали 10%, что в первом приближении можно принять за точность определения величины P и LE .

Изложенным способом определены суточные величины всех членов теплового баланса за период работы экспедиции, внутримесячная изменчивость которых изображена на рис. 3. Рисунок показывает что радиационное тепло расходовалось на испарение с водной поверхности, на нагревание воды и воздуха. Среднее суточное значение величины K оказалось равным $430 \frac{\text{кал.}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$. Из этого количества теп-

ла, $230 \frac{\text{кал.}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$ расходовалось на испарение, $170 \frac{\text{кал.}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$ на нагревание воды и $30 \frac{\text{кал.}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$ на нагревание воздуха.

Следует указать, что нагревание воздуха от воды, хотя и незначительное по величине, для периода наблюдений экспедиции, ха-

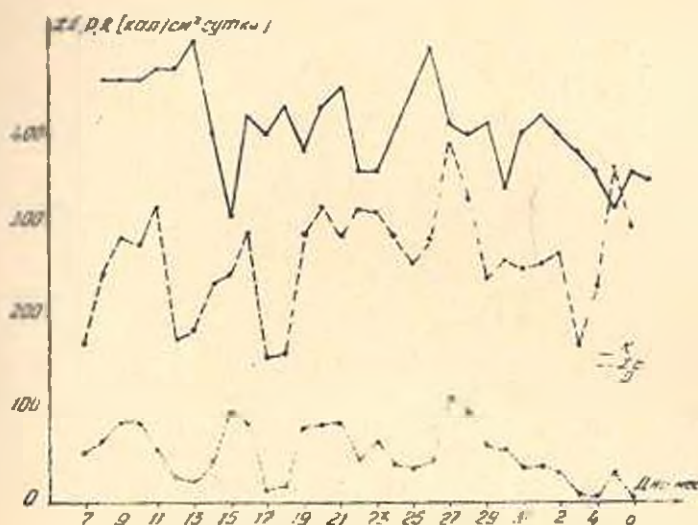


Рис. 3.

рактеризует одну из особенностей метеорологического режима Севана, в частности, глубоководной части его. В период работы экспедиции над частью Севана господствовали северные ветры, которые приносили на озеро сравнительно холодный воздух, последний, перемещаясь над водой, незначительно нагревался. Обычно в летнее время на водоемах равнинной, степной и полупустынной части СССР наблюдается обратный процесс — водоем не прогревает протекающий над ним воздух, а получает, хотя и в незначительном количестве, тепло из воздуха. Величина B , равная $170 \frac{\text{кал.}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$ показывает, что если

это тепло распределить в слое воды толщиной в 20 м, то оно повысит температуру этого слоя примерно на 3° за месяц. Наблюдения за распределением температуры воды подтверждают не только прогрев воды, но и указанную величину прогрева. Главнейшей особенностью последнего процесса для Севана является значительная интенсивность перемешивания в поверхностном слое воды, в результате чего в летнее время существует хорошо выраженная расслоенность вертикального профиля температуры воды. На рис. 4 изображены осредненные вертикальные профили температуры воды за период работ экспедиции, показывающие, что в поверхностном слое существует

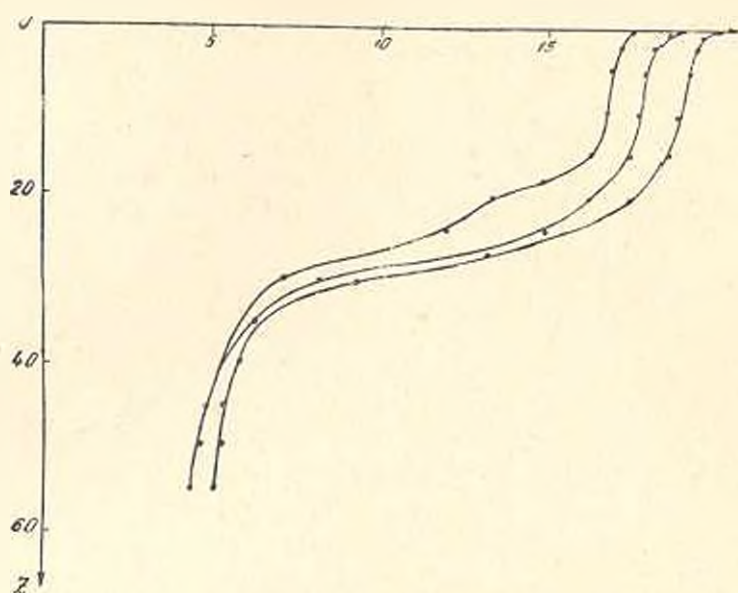


Рис. 4.

хорошо выраженный слой ветрового перемешивания с очень малыми градиентами температуры и мощностью 15—20 метров.

Величина R является основной составляющей теплового баланса, поэтому надежное определение ее имеет большое значение.

Как известно R выражается через главные составляющие следующим образом:

$$R = Q(1 - A) - (E_a - E_a) = Q(1 - A) - E_{эф.}, \quad (10)$$

где Q — суммарная (прямая и рассеянная) солнечная радиация, приходящая на водную поверхность;

A — альбедо водной поверхности;

E_a — эффективное излучение водной поверхности;

E_a — эффективное излучение атмосферы.

В экспедиции удалось осуществить непрерывную запись величин R , Q , AQ современными актинометрическими приборами, установленными над водной поверхностью. Обработка записей величин R , Q , AQ позволила получить наиболее достоверные сведения об их изменении во времени.

На рис. 5 изображен суточный ход величин R и $Q(1 - A)$ на основании данных непрерывной записи. Поэтому, эти данные, по-видимому, обладают большей достоверностью, чем до этого имевшиеся. Рис. 5 показывает, что суточный ход величин R , $Q(1 - A)$ симметричен относительно полудня. Незначительная асимметрия в изменении этих величин, которая была обнаружена в предшествующих исследованиях не является, как можно предполагать, характерной для всех водных поверхностей. Заштрихованная область между двумя

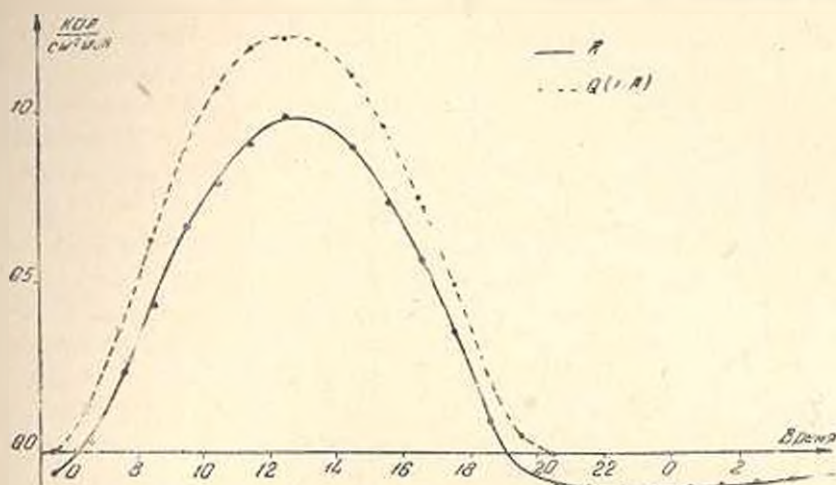


Рис. 5.

кривыми, численно равная эффективному излучению, показывает, что эффективное излучение имеет слабо выраженную суточную изменчивость. Последнее объясняется тем, что метеорологические факторы (температура воды, влажность воздуха и т. д.), определяющие величину $E_{\text{эф}}$, незначительно изменялись в течение суток. Поскольку измерения величин R , $Q(1-A)$ производились в одной прибрежной точке озера, постольку естественным является вопрос о том, каким образом можно использовать полученные данные для характеристики метеорологических условий в различных частях озера. Этот вопрос фактически относится к выяснению факторов, определяющих изменчивость величины R .

Величина радиационного баланса R определяется:

1. Приходом солнечной радиации как "прямой", поступающей к данной поверхности в виде потока радиации от солнца, так и рассеянной, поступающей после рассеяния солнечной радиации атмосферой, в особенности облаками. Величина прямой и рассеянной радиации в значительной степени определяется количеством облаков, так как влияние географических факторов (высота солнца и продолжительность дня) для всего озера можно принять постоянными. Поэтому изменчивость облачности в различных частях озера в основном определяет изменчивость величины R . Поставленные в период работы экспедиции некоторые специальные наблюдения за облачностью показали, что количество облаков, например, над Малым Севаном, иногда заметно отличается от количества облаков над Большим Севаном.

2. Распределением температуры и влажности воздуха над водоемом, которые определяют величину $E_{\text{эф}}$. При этом следует иметь в виду, что величина $E_{\text{эф}}$, непосредственно зависящая от температуры воды, может заметно изменять свое значение, если последняя изменяется, например, на $5-10^\circ$. Однако, как показывают наблюдения,

температура поверхности воды обычно, исключая очень узкую прибрежную полосу, мало меняется по зеркалу водоема.

3. Изменением альбедо A . Вследствие влияния отраженной радиации от различных слоев воды и от дна, различий в волнении и прозрачности воды величина альбедо может быть различной для разных частей озера.

Измерения величины альбедо в различных частях озера показали, что необходимо учитывать изменчивость этой величины по зеркалу водоема при определении радиационного баланса. Для учета изменчивости величины A по зеркалу озера экспедицией впервые получены некоторые экспериментальные материалы, которые следует в дальнейшем дополнить новыми данными. С июля м-ца 1956 г. на озерной станции „Остров Севан“ организована систематическая регистрация величин Q , R , A . Однако, необходимо иметь в виду, что наряду с производством наблюдений, следует разработать методику расчета радиационного баланса на основании обычных метеорологических наблюдений на береговых станциях для установления закономерностей радиационного режима озера в отношении выяснения климатологических норм, их изменчивости и других вопросов. За последние годы вопросу разработки методики расчета элементов радиационного баланса было посвящено много исследований, например, в ГГО под руководством проф. М. И. Будыко [1]. Предварительное сравнение рассчитанных величин радиационного баланса с измеренными показала значительные различия между ними, что очевидно обусловлено высокогорным положением озера Севан. В дальнейшем этот вопрос требует специального рассмотрения для выяснения методики расчета радиационного баланса применительно к метеорологическим условиям озера.

Необходимость использования данных по тепловому балансу, глубоко понимал крупнейший специалист по исследованию озера Севан В. К. Давыдов [2], который осуществил первую попытку расчета составляющих теплового баланса озера. Однако В. К. Давыдов, к сожалению, не имел в своем распоряжении данных по непосредственному измерению величины радиационного баланса, поэтому его расчеты имеют приближенный характер. Данные по тепловому балансу озера могут быть использованы для решения некоторых важных прикладных вопросов. Одним из них является вопрос об определении величины испарения с поверхности озера.

Проблемой определения испарения с водной поверхности занимаются очень давно и этому вопросу посвящено много исследований. Однако нельзя признать, что используемые на практике способы определения величины испарения являются надежными и обеспечивают получение ее с точностью, необходимой для решения многих практических задач. На озере Севан ведутся систематические наблюдения за величиной испарения по испарительному бассейну площадью 20 м² и испарителю ГГИ-3000, которые установлены в грунте на Озерной станции. Кроме того, имеется пловучий испаритель, данные по кото-

рому используются только выборочно, с учетом неблагоприятного влияния волнения на его показания.

В приводимой ниже таблице включены величины испарения (в мм) слоя воды за сутки или 12 часов, которые получены за июль м-ц 1956 г. с помощью испарителей (наземных и пловучего) и независимыми методами — методом теплового баланса и диффузионным методом. Расчет испарения по последним проводился по формулам (1) и (6).

Следует учесть, что при наблюдавшемся в этот период северном ветре испарительный бассейн находился при метеорологических условиях близких к условиям северной части М. Севана, фактически при условиях более благоприятных, чем они могли быть, например, при восточном или западном направлениях ветра. Для пловучего испарителя метеорологические условия также были близкими к условиям работы испарительного бассейна.

Способ определения испарения	Измеренные по испарителям			Рассчитанные методом	
	На суше		На плоту	диффузионным	теплового баланса
	20 м ²	ГГИ-3000	ГГИ-3000		
Период осреднения					
11 дней	2,4	3,6	2,7	2,3	—
7 суток	5,7	7,0	4,3	4,0	—
15 суток	6,4	7,5	—	4,7	4,2

Данные таблицы позволяют сделать следующие выводы.

1. Испарительный бассейн, и в особенности наземный испаритель ГГИ-300, показывают более высокую величину суточного испарения.

2. Величина испарения, получаемая методами теплового баланса и диффузионным, хорошо согласуется с величиной испарения, показываемой пловучим испарителем, для тех интервалов времени, когда показания последнего не искажаются неблагоприятными явлениями.

3. Дневные величины испарения, получаемые с помощью испарительного бассейна, хорошо согласуются с величинами испарения, получаемыми для того же времени всеми другими методами. Это обстоятельство, по-видимому, является следствием благоприятных условий для работы испарительного бассейна, о которых мы уже упоминали.

Второй вывод нам кажется совершенно естественным и очевидным, так как при благоприятных условиях пловучие испарители должны показывать величины испарения наиболее близкие к истинным.

Третий вывод требует некоторых пояснений. Основной его смысл состоит в том, что с точки зрения получения надежных данных о величинах испарения с поверхности естественного подояма с помощью наземного испарительного бассейна дневной режим его работы заметно отличается от ночного режима. Эти различия, по нашему мнению

связаны с влиянием различий в условиях теплообмена в воде, в бассейне и водоеме. Однако, данный вопрос, по-видимому нуждается в специальном исследовании. Сам по себе вывод о том, что показания наземного испарительного бассейна площадью 20 м² не характеризует истинную величину испарения с поверхности глубоководного водоема, не является новым. К аналогичному выводу пришли Т. Г. Феодорова и А. Р. Константинов [7], анализируя методику измерения с поверхности Валдайского озера.

Приведенные материалы не являются пока достаточными для сколько-нибудь широких практических выводов, но они, по нашему мнению, показывают эффективность использования методов теплового баланса и диффузионного для определения величины испарения и необходимость уточнения данных, получаемых с помощью наземных испарителей. Систематическое использование методов теплового баланса и диффузионного для определения величины испарения с поверхности озера Севан является необходимым и дальнейших исследований гидрометеорологического режима озера.

Таким образом, первые экспериментальные данные по составляющим теплового баланса озера Севан, которые получены экспедицией в 1956 г., показывают их исключительную важность в исследовании метеорологического режима озера. В дальнейшем необходимо обеспечить получение систематических подробных данных по всем составляющим теплового баланса для всех сезонов года. Этот материал может послужить той базой, которая необходима для правильного научно-обоснованного решения основного вопроса — составления подробного водного баланса озера Севан с прогнозом изменений его составляющих.

§ 2. Одной из важнейших частей метеорологического режима озера Севан является распределение воздушных потоков над зеркалом водоема.

Ветровой режим озера Севан в значительной степени определяет условия влаго- и теплообмена с окружающим воздухом, распределение влажности и температуры воздуха, режим облачности над различными частями озера. Можно утверждать, что особенности ветрового режима озера во многом отражает сложное влияние окружающего озера рельефа.

Поэтому подробное исследование ветрового режима имеет большое значение для понимания особенностей формирования метеорологического режима озера.

Некоторые данные о ветровом режиме озера приведены в работе Н. Г. Николаева [3], но этих данных недостаточно.

Как известно, для определения режима ветра над водоемом обычно используют показания флюгеров, установленных на береговых метеорологических станциях.

Для открытых водоемов проблема определения ветра над водоемом по данным береговых станций сводится к решению вопроса об

учете влияния на скорость ветра изменения свойств подстилающей поверхности при переходе воздушного потока с суши на воду. Этот эффект в первом приближении можно учесть путем введения некоторого простого множителя в показания стандартных метеорологических приборов.

Если на водоеме существует несколько береговых станций, то указанным приемом можно определить скорость ветра в различных частях водоема, а также получить среднюю скорость ветра на водоеме за тот или иной промежуток времени.

Указанная методика, при использовании некоторых упрощающих предположений, была применена В. К. Давыдовым [2] для определения величины испарения с поверхности озера Севан. Однако, особенности ветрового режима озера Севан настолько значительны, что применение существующей методики расчета ветра над озером встречает серьезные затруднения. Для выяснения этих вопросов рассмотрим некоторые данные, полученные экспедицией по ветровому режиму озера Севан.

На рис. 6 изображен корреляционный график по скорости ветра, одновременно измерявшимся у мыса Норадуз и около острова на высоте 10 м. График показывает, что корреляция между скоростями ветра незначительна. Если в Норадузе наблюдается скорость ветра в 1 м/сек, то на острове она может быть в пределах от 1,5 до 8 м/сек.

Несколько в другой форме этот же факт иллюстрируется и данными, приведенными на рис. 7, где изображены направление и скорость ветра, измеренные береговыми станциями 13.X.56 г. за 16 часов.

Эти данные показывают, что простое осреднение скорости ветра едва ли возможно.

Кстати необходимо отметить, что если по данным рис. 7 определить среднюю арифметическую скорость ветра, то она окажется равной 3,5 м/сек. Если же векторно сложить изображенные на рис. 7 величины, то средняя скорость окажется равной 4,5 м/сек.

В настоящее время остается неясным вопрос о том, какой способ осреднения является правильным для получения характерной средней величины скорости потока над озером, так как при измерении на береговых станциях, они в грубом приближении если и характеризуют скорости над водоемом, то только в отдельных частях последнего.

На рис. 8 приводится визуальная зарисовка с самолета распределения направления потоков и волнений, которые наблюдались в один и тот же момент времени над озером. Этот рисунок также показывает, что по показаниям береговой метеорологической станции можно характеризовать режим ветра только над некоторой частью озера.

Для различных направлений и величины скорости ветра „радиус“ действия метеорологической станции, по-видимому, может оказаться

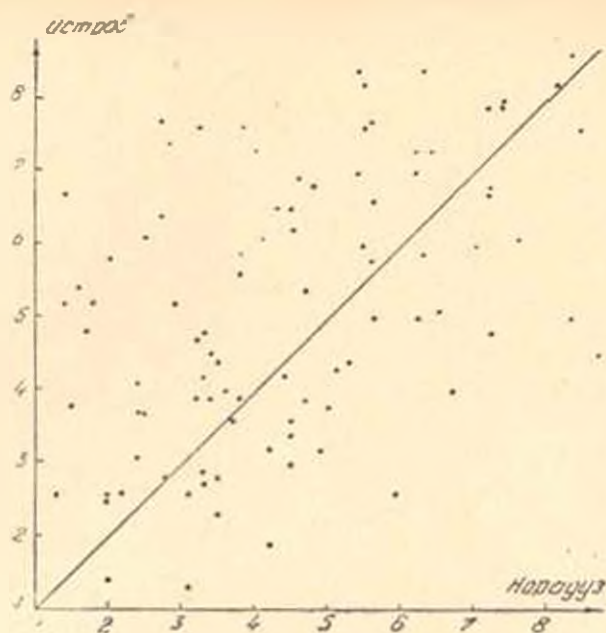


Рис. 6.



Рис. 7.

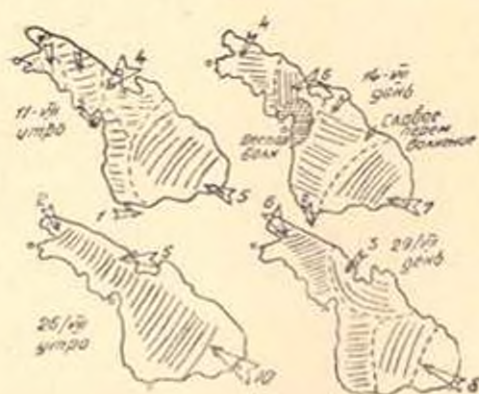


Рис. 8.

различным. Исследование этого вопроса, а также нахождение обычных коэффициентов „перехода“ от скорости ветра, измеренной на береговой станции, к скорости ветра над водной поверхностью, должно быть предметом специальных наблюдений и исследований.

Сложное распределение воздушных потоков над озером характеризует не только приподнятый слой воздуха, но распространяется в некоторых случаях до значительных высот над ним. На рис. 9 приво-



Рис. 9.

дится распределение скорости ветра, полученное на основании шароплотных наблюдений на береговых метеорологических станциях.

Направление ветра на различных высотах изображено стрелками, длина которых в выбранном масштабе изображает величину скорости, а высоты (в сотнях метров) обозначены цифрами. Как видно из рисунка, неоднородности в распределении потока распространяются до высот около 2,5—3 км над озером. Только на указанной высоте устанавливается единый юго-западный поток. Во всем нижнем слое атмосферы поток резко неоднороден, что является следствием влияния сложного рельефа окружающего озеро.

§ 3. Для познания механизма формирования метеорологического режима озера большое значение имеют подробные аэрологические исследования атмосферы над озером, которые были осуществлены экспедицией.

Эти исследования не являются достаточными, так как они характеризуют физические условия за сравнительно короткий промежуток времени года. Однако, и на основании этого материала представляется возможным осветить некоторые особенности общей картины метеорологических условий над озером.

Несмотря на котловинное положение озера, оно в сильной степени подвергается воздействию воздушных потоков, что выражается в существовании над озером в течение года хорошо выраженных

ных воздушных потоков, определяющих распределение метеорологических элементов не только в приводном слое воздуха, но и распределение температуры поверхностного слоя воды.

По данным экспедиции нижний приводный слой воздуха имеет мощность, не превышающую 50 метров. Выше 50 м над озером коэффициент турбулентности с высотой мало меняется. Поэтому закономерный рост коэффициента турбулентности с высотой, характерный для приводного слоя, по-видимому, распространяется до высоты около 50 м.

Метеорологический режим в этом слое в основном определяется процессом непосредственного взаимодействия воздуха и воды и для него являются действительными соотношения (5), (6). В настоящее время пока нет необходимых материалов для того, чтобы определить возможные границы приводного слоя по высоте, их изменчивость по зеркалу и зависимость от различных погодных условий. Однако, другие экспериментальные материалы, полученные экспедицией, показывают, что метеорологический режим в вышележащих слоях атмосферы над озером определяется не только процессом непосредственного взаимодействия воздуха и водной поверхности.

Данные самолетного зондирования на высотах 50—500 м показывают две важные особенности в метеорологическом режиме озера. Во-первых, температура и влажность воздуха над озером от М. Севана к Б. Севану закономерно и значительно меняется.

Во-вторых, эти изменения с высотой не уменьшаются, а увеличиваются. Если например, на высоте 50 метров разность температур равна $2,5^{\circ}$, а относительная влажность изменяется в пределах 65—45%, то на высоте 500 метров эти величины соответственно равны 4° , 8° и 75—45%. Эти различия, как показывают наблюдения, становятся незначительными только на высотах 1,5—2 км над водоемом.

Кроме того, в некоторых частях (Б. Севан, р-н Шоржи) над озером наблюдаются очень небольшие относительные влажности. Отмеченные особенности в распределении температуры и влажности воздуха над озером нельзя объяснить ни широтными различиями, ни изменчивостью температуры поверхности озера.

Также следует признать, что изменение температуры и влажности воздуха под влиянием обычной трансформации воздуха над водоемом, не может полностью описать указанные особенности. Для правильного понимания их, следует принять во внимание, что при наблюдавшемся в это время направлении потока над Большим Севаном также, как и над районом Шоржи, существовали заметные фоновые потоки, которые и обусловили относительно высокую температуру воздуха и пониженную относительную влажность.

Над М. Севаном в это время также наблюдались нисходящие движения, однако они не могли обусловить заметного фенового эффекта из-за небольшой высоты (всего около 200 м) ближайшего к озеру хребта, с которого поступал на озеро воздух. Существование

феновых потоков над озером Севан было отмечено Н. Г. Николаевым [3], однако только сейчас мы получили некоторый экспериментальный материал, который характеризует влияние этих потоков на формирование метеорологического режима озера. Исследование феновых потоков имеет важное прикладное значение для исследования метеорологического режима, который будет устанавливаться над освобожденной вследствие спуска воды площадью котловин.

Водно-энергетический институт
АН Армянской ССР

Поступило 25 V 57

Մ. Գ. ՏԻՄՈՅԵԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՄԵՏԵՈՐՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՌԵԺԻՄԻ ՀԵՏԱՀԱՏՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ն Փ Ո Ւ Մ

Սեանա լճի հիդրոմետեորոլոգիական ուժիմը մանրամասն ուսումնասիրվել է 1927—30 թվականներին:

Վերջին 20—25 տարիների ընթացքում հիդրոմետեորոլոգիական դիտությունը բավականաչափ զարգացել է: Հզալի փոփոխություններ են տեղի ունեցել նաև Սեանա լճի հայելու մակերևույթի և ծավալի մեջ:

Գլխավոր Գեոֆիզիկական Դիտարանը 1936 թվականի 7—8 ամիսների ընթացքում կազմակերպեց լճի մետեորոլոգիական ուժիմի ձևավորման առանձնահատկությունների էքսպեդիցիան ուսումնասիրություն: Տարվում էին ուղիացիոն բալանսի կոմպլեքսը կազմող էլեմենտների, ինչպես նաև լճի հայելու վրա ուղղաձիգ և հորիզոնական փոփոխականությունները մետեորոլոգիական ֆակտորների մետեորոլոգիական և աներոլոգիական դիտումները:

Գոլորշիացման մեծությունը որոշման համար օգտվում են գոլորշիացողներով, որոնք Ներկայումս հանրաճանաչ չեն, կամ Գերմանյան բալանսի հավասարումով [1], որտեղ գոլորշիացման վրա ծախսված Գերմանյանը հաշվվում է որպես Գրայնի զանգվածի մակերևույթի եկած Գերմանյան-արեգակնային սուլիացիայի և օդի ու ջրի ստորին շերտերի հետ Գերմանիանականության վրա ծախսված Գերմանյանների տարբերությունը:

Ջրի ստորին շերտերի հետ Գերմանիանականումը որոշվում է ջրի Գերմանիանականի ուղղաձիգով բաշխման դինամիկայի հիման վրա, սնմիթական չափումների միջոցով:

Օդի հետ Գերմանիանականումը որոշվում է միջնորոտային աուրորային տակալանություն հիման վրա, ըստ օդի Գերմանիանականի և խոնավություն, քամու արագություն՝ ուղղաձիգով բաշխման և աուրորային փոխանակման գործակցի:

Վ. Կ. Դավիդովը Սեանա լճի Գրայնի բալանսը կազմելիս (1932 թ.) օգտագործել է Գերմանյան բալանսի տվյալները, սակայն նրա տրամադրություն տակ շատ սուղ տվյալներ են եղել՝ սուլիացիոն բալանսի անմիջական չափումները խաղաղ բացակայում էին, ուստի նրա հաշվումները մոտավոր բնույթ են կրում: Գլխավոր Գեոֆիզիկական Դիտարանի 1936 թվականի հուլիս-օգոստոս ամիսներին կատարած ուսումնասիրությունների նախնա-

կան արդյունքներով որոշված է՝ ավալին գոլորշիացողների ցուցանիշները որոնց ավալներից օգտվում են գոլորշիացման մեծությունները որոշելիս, բարձրացված են մոտ 40 տոկոսով:

Ջերմային բալանսով և զիջուզիոն մեխանիզմով ուսացված գոլորշիացման մեծությունները լավ համընկնում են լողացող գոլորշիացնողի տրվյալների հետ:

Սեանա լճի ավազանի քամու ուժի մասին յուրահամուռ է, ուստի ցամաքային մետեորոլոգիական կայանների ցուցումներից լճի մակերեսին անցնելու սովորական մեխանիզմների կիրառումը, հաշվի առնելով տակի մակերեսը, խիստ զմպար է: Ավալին կայանների ցուցումները բաղորդվին չեն համընկնում իրար: Այդ հարցը պետք է լինի հստակ ուսումնասիրության ենթակա:

Օդի մերձքրան շերտը ունի մոտ 50 մետր հաստություն, ուստի աուրբուլենտության գործակցի օրինաչափ աճը տարածվում է միայն 50 մետրի վրա:

Օդի ջերմաստիճանն ու խոնավությունը և նրանց գրգռվածները ՄԼժ և Փոքր Սեանի վրա զգալիորեն տարբերվում են:

Լճի ավազանում նկատվում են ֆեոնային հոսանքներ, որոնք ազդում են նրա մետեորոլոգիական ուժի վրա:

Ջրային մակերեսի առկայությունը ազդում է օդի խոնավության մեծությունը մինչև 3 կմ բարձրության վրա: Սեանի վրա օդի խոնավությունը զգալիորեն ավելի է երևանի վրայի խոնավությունից:

Սեանա լճի ջրում ջերմությունը տեղաբաշխվում է ինչպես մեծ լճերում, մակերևույթին զերտում ջերմությունը տարբերվում է խոր ջերտերի ջերմությունից: Լճի իջնումը իրականացնելուց նրա ջերմային ուժի մասին կփոխվի:

Կոտարված հետազոտությունները պետք է համարել հետազոտ անհրաժեշտ ուսումնասիրությունների առաջին քայլը:

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенко Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48, 1954.
2. Давыдов В. К. Испарение с поверхности озера Севан. Матер. по исследованию озера Севан, часть II, вып. 2, 1935.
3. Николаев М. Г. Ветры в бассейне озера Севан. Матер. по исслед. озера Севан, часть III, вып. 6, 1914.
4. Огнєва Т. А. Характеристики турбулентного обмена над пододами. Труды ГГО, вып. 59, 1956.
5. Погосян Х. Е. Очерк об атмосфере. Гидрометеиздат, 1955.
6. Тимофеев М. П. Испарение с волной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. наук, вып. 7, № 120, 1949.
7. Федоров Т. Г., Кокетанников А. Р. Опыт эксплуатации испарительной установки. Труды ГИИ, вып. 45, 1954.