

ПРИКЛАДНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

А. М. Мхитарян

О теплообмене в водоемах

(Представлено академиком АН Армянской ССР И. В. Егиазаровым 29/XI 1962)

Вопросу изучения теплообмена в воде уделяется большое внимание. В частности для оз. Севан он рассмотрен в ряде работ (1, 2, 6, 8, 11, 12). В работе (3) приводятся результаты по определению коэффициента поглощения для прозрачных и мутных водоемов. Некоторые общие вопросы рассмотрены в работах (4, 5, 9-12).

Как известно (8), уравнение теплового баланса может быть записано в следующем виде

$$R = LE + P + B, \quad (1.1)$$

где  $R$  — радиационный баланс;  $LE$  — затраты тепла на испарение ( $E$ );  $L$  — теплота парообразования;  $P$  и  $B$  — теплообмен с атмосферой и нижележащими слоями, соответственно.

Уравнение (1.1) может служить различным целям. Если все величины, входящие в это уравнение, определяются независимыми методами, уравнение может быть использовано для контроля. В других случаях из этого уравнения можно определить любую из составляющих баланса, если известны остальные.

Уравнению (1.1) можно придать часто встречающийся вид

$$R - B \cong LE \left( 1 + 0,52 \frac{\Delta T}{\Delta e} \right), \quad (1.2)$$

если воспользоваться известным (6, 12) соотношением Боуэна. Заметим, что

$$B = -c^* \rho^* k^* \frac{dT^*}{dz}, \quad (1.3)$$

$$\Delta T = T_0 - T_2; \quad \Delta e = e_0 - e_2,$$

причем  $c^*$ ,  $\rho^*$ ,  $k^*$ ,  $T^*$  — теплоемкость, плотность, коэффициент обмена и температура воды; ось  $z$  направлена вертикально вниз;  $T_0$  — температура поверхности воды;  $e_0$  — упругость насыщения при этой температуре;  $T_2$  и  $e_2$  — температура и влажность воздуха на некоторой высоте.

Поскольку все величины, входящие в (1.2), кроме  $E$  и  $B$ , легко определяются по непосредственным наблюдениям, выражение (1.2) может быть использовано для определения одной из величин —  $E$  или  $B$ , если известна другая.

Если написать упрощенное уравнение (7, 8) турбулентной теплопроводности в виде ( $t$  — время)

$$\frac{\partial T^*}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k^* \frac{\partial T^*}{\partial z} \right) \quad (2.1)$$

и проинтегрировать его по  $z$  по всей глубине водоема —  $H$ , получим

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^H T^*(z, t) dz = \left( k^* \frac{\partial T^*}{\partial z} \right) \Big|_0^H. \quad (2.2)$$

Вспомнивая соотношение (1.3), легко получим

$$B = c^* \rho^* \frac{\partial}{\partial t} \int_0^H T^*(z, t) dz - c^* \rho^* \left( k^* \frac{\partial T^*}{\partial z} \right) \Big|_H. \quad (2.3)$$

Последний член в этом соотношении выражает теплообмен воды с грунтом, пренебрегая которым, получим

$$B = c^* \rho^* \frac{\partial}{\partial t} \int_0^H T^*(z, t) dz. \quad (2.4)$$

Введя среднюю по вертикали температуру  $T_{cp}^*(t)$ , получим

$$B = c^* \rho^* H \frac{dT_{cp}^*}{dt}. \quad (2.5)$$

Или приближенно

$$B \cong c^* \rho^* H \frac{T_{cp}^{**} - T_{cp}^{*'}}{t'' - t'}, \quad (2.6)$$

где  $T_{cp}^{**}$  и  $T_{cp}^{*'}$  — средние по вертикали значения температуры воды в моменты времени  $t''$  и  $t'$ . Формула (2.6) может служить для определения турбулентного теплообмена, если известны средние по вертикали значения температуры воды в различные моменты времени.

Если же исходить из более полного уравнения (7, 8)

$$\frac{\partial T^*}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k^* \frac{\partial T^*}{\partial z} \right) + \frac{S_0(1-A)\alpha}{c^* \rho^*} e^{-\alpha z}, \quad (2.7)$$

легко получить

$$B = c^* \rho^* H \frac{dT_{cp}^*}{dt} + S_0(1-A). \quad (2.8)$$

Здесь  $S_0$  — суммарная солнечная радиация;  $A$  — альbedo водной поверхности;  $\alpha$  — коэффициент поглощения или ослабления солнечной

радиации в воде. Формула (2.8) может быть использована для определения  $B$  в прозрачных водоемах.

М. П. Тимофеев (<sup>11, 12</sup>) предложил способ определения  $B$  по средним метеорологическим данным. Способ этот заключается в следующем. Если осреднить уравнение теплового баланса (1.1) для большого промежутка времени, когда среднее значение теплообмена очень мало, можно написать

$$\bar{R} = L\bar{E} + \bar{P} \quad (2.9)$$

(черточка сверху означает осреднение). Тогда, исходя из диффузионной теории, из (2.11) можно определить среднее значение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое атмосферы за тот же промежуток осреднения. Используя полученное значение этого коэффициента в (1.1), можно определить  $B$ .

Расчеты показали (<sup>12</sup>) неплохую оправдываемость этого способа, несмотря на его приближенный характер.

Теплообмен в воде может быть определен также непосредственно из уравнения (1.1) как остаточный член, если испарение определяется по методу водного баланса. В этом случае

$$B = R - LE_h \left( 1 + a_0 \frac{\Delta T}{\Delta e} \right). \quad (3.1)$$

Можно воспользоваться также формулами (<sup>6</sup>)

$$E_r = a(b + U_2)(e_0 - e_2), \quad (3.2)$$

$$E_s = a_1 U_2 (e_0 - e_2), \quad (3.3)$$

полученными гидрометеорологическим методом (метод береговых испарителей) и диффузионным методом. Здесь  $U_2$  — скорость ветра;  $a$ ,  $a_1$  и  $b$  — известные величины.

Наконец, при наличии тщательных измерений профиля температуры воды у поверхности можно определить  $B$  непосредственно по формуле

$$B = -c^* \rho^* \left( k^* \frac{\partial T^*}{\partial z} \right) \Big|_{z=0}. \quad (3.4)$$

Градиент температуры у поверхности очень трудно измерять, поэтому лучше определить его по предложенной нами схеме (<sup>8</sup>).

*Примеры.* Расчеты проводились для случаев различных значений параметров:  $k_1$  — коэффициент обмена у поверхности воды;  $\alpha$  — коэффициент поглощения;  $h$  — глубина, до которой коэффициент обмена линейно уменьшается.

Ниже приведена сводка параметров для расчета градиента температуры.

Случай	$I_1$	$I_2$	$I_3$	$I_4$	$I_5$	$I_6$	$I_7$	$I_8$
$k_1$ , м <sup>2</sup> /сек	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$						
$\alpha$ , м <sup>-1</sup>	0,4	0,4	0,8	0,8	0,4	0,4	0,8	0,8
$h$ , м	20	20	20	20	30	30	30	30

Во всех случаях на больших глубинах коэффициент обмена принят равным  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/сек.

На фиг. 1 для примера представлен годовой ход безразмерного градиента температуры воды у поверхности для первых двух случаев, при  $S \neq 0$  (кривые 1 и 2) и для случаев  $I_{1-3}$ ,  $I_{6-8}$  при  $S = 0$  (кривые 3 и 4). Чтобы перейти к размерным градиентам, в °С/м, достаточно помножить безразмерные градиенты на величину, равную 0,25 для случая  $h = 20$  м ( $I_1-I_4$ ) и 0,167 для случая  $h = 30$  м ( $I_5-I_8$ ).

Воспользуясь результатами расчета по предложенной схеме и некоторыми данными приведенной таблицы, по формуле (3.4) рассчитали годовой ход теплообмена в воде для условий оз. Севан.

Эти результаты представлены на фиг. 2 в виде кривых 1-4. Далее, по формуле (3.1), данным о радиационном балансе из (12), несколько уточненным, а также по величине испарения, определенной по методу водного баланса (6), для условий оз. Севан был подсчитан теплообмен в воде. Эти результаты также нанесены на фиг. 2 в виде кривой 5.

Турбулентный теплообмен был подсчитан также по формуле (2.6) для некоторых гидрологических вертикалей оз. Севан, для которых имеются достаточно хорошие средние многолетние профили температуры воды для различных месяцев. Результаты расчета для двух вертикалей также нанесены на фиг. 2 — треугольными точками для вертикали № 9 (глубина 36—38 м) и прямоугольными точками для вертикали № 2 (глубина 18—20 м).

Отметим следующее. Если ввести величину

$$\mu(t) = \frac{T_{cp}}{T_0}, \quad (4.1)$$

где  $T_0$  — температура поверхности воды, оказывается, что  $\mu$  зависит в основном от времени. Изменяется  $\mu$  также при переходе от одной вертикали к другой, т. е.  $\mu$  зависит также от глубины. Эти зависимости представлены на фиг. 3.

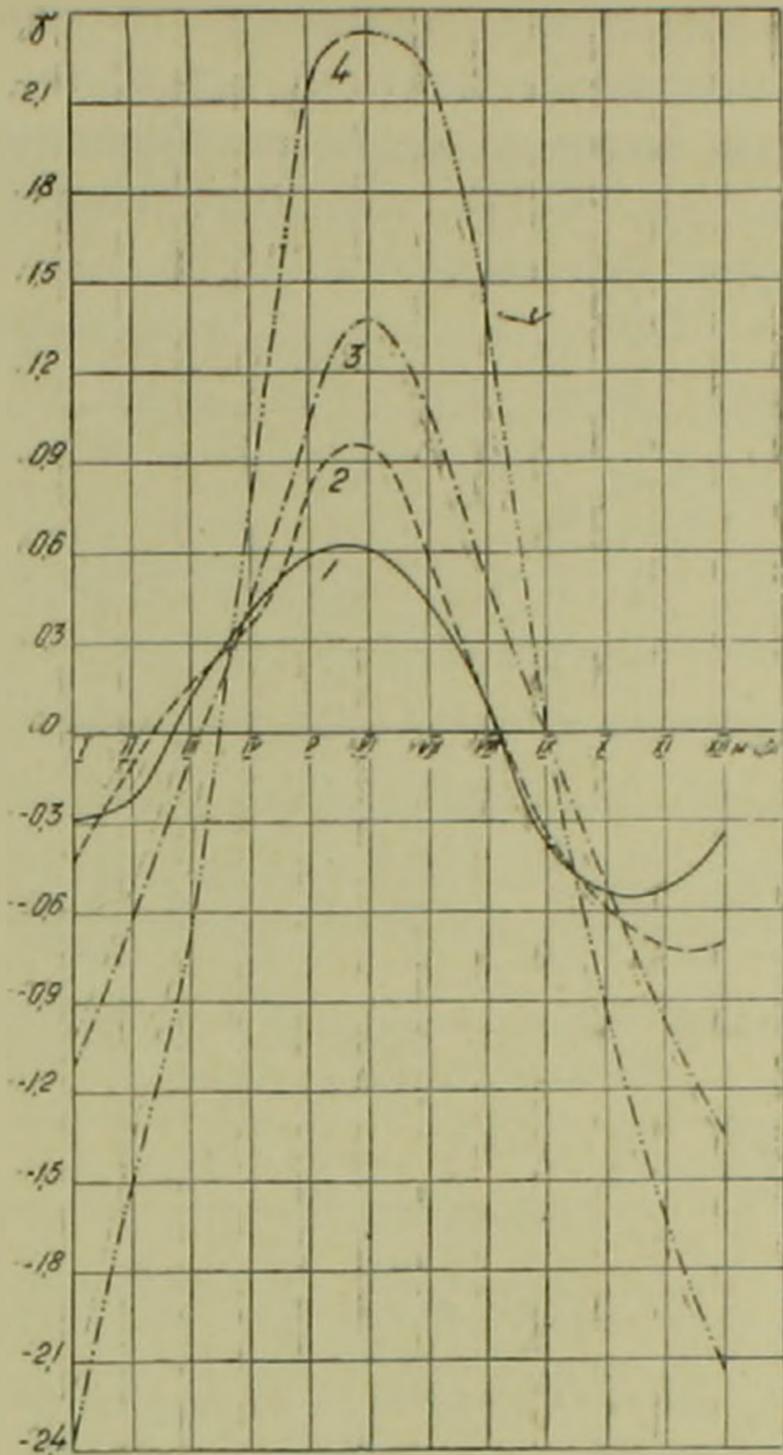
Анализ полученных результатов позволяет сделать ряд выводов.

1. Для прозрачных водоемов необходимо учесть проникающую радиацию. Неучет этого фактора приводит к очень большим вертикальным температурным градиентам. Это хорошо видно, если сравнивать кривые 3 и особенно 4 с 1 и 2 на фиг. 1.

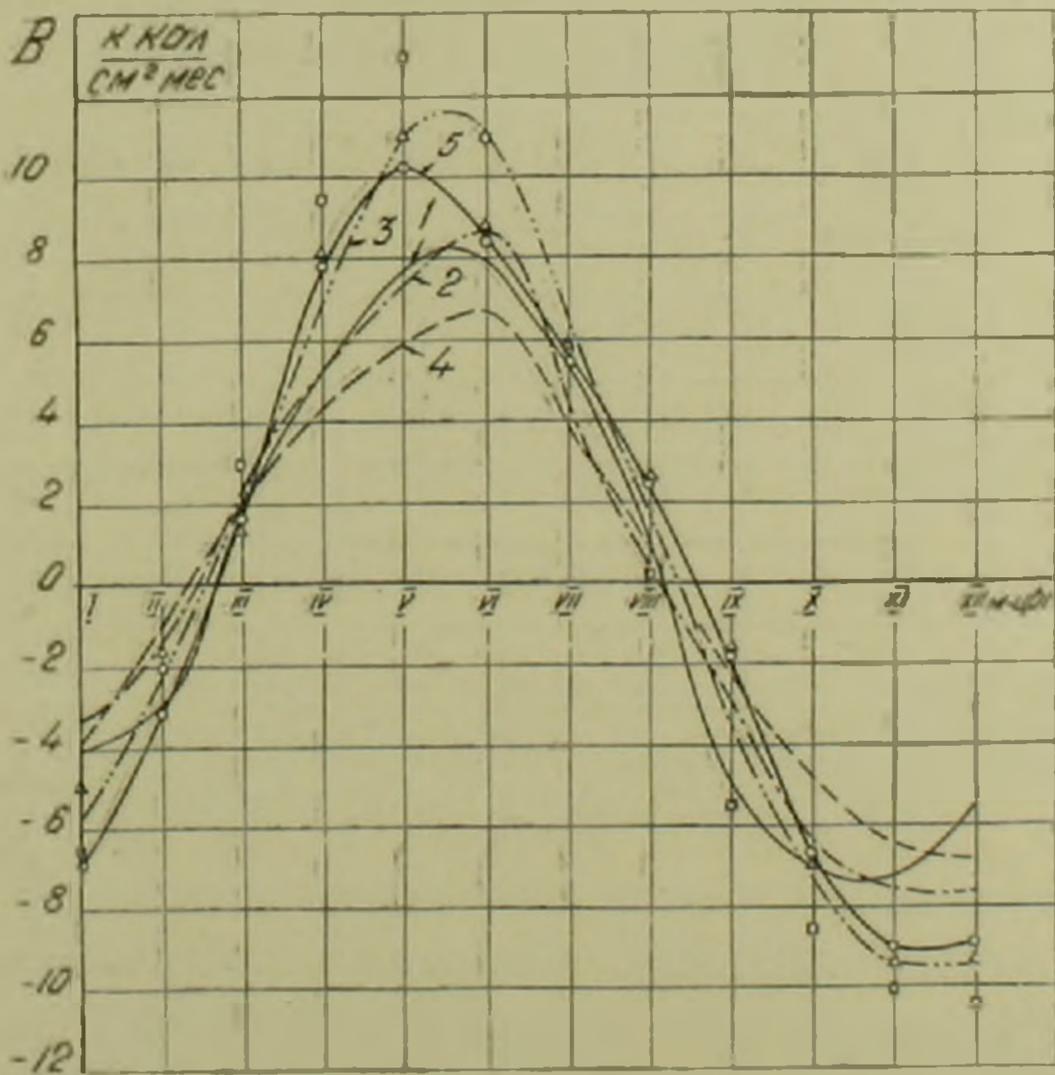
2. Учет зависимости коэффициента обмена от времени, помимо глубины, особенно не улучшает результаты расчета, зато осложняет их. В этом убеждают расчеты, не приведенные здесь за недостатком места.

3. Приемлемые результаты получаются при расчетах по приближенной схеме М. П. Тимофеева.

4. Расчеты изменения теплосодержания по профилям температуры (формулы (2.5) и (2.8)) связаны с некоторыми затруднениями, хотя полученные результаты хорошо согласуются с результатами расчета по

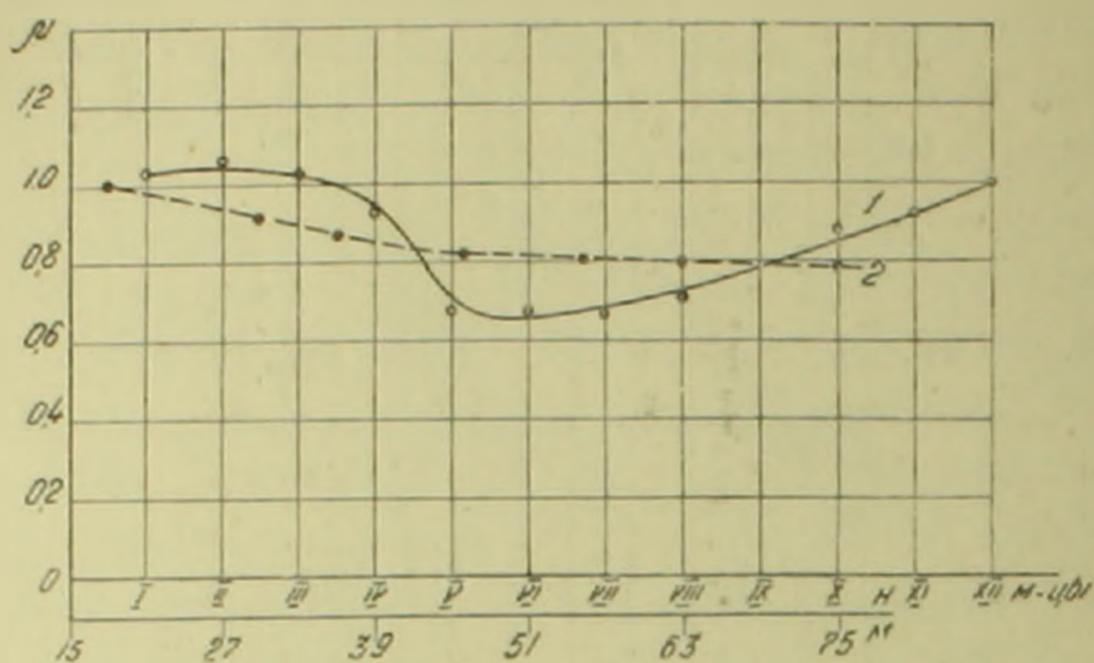


Фиг. 1. Годовой ход градиента температуры у поверхности воды. Номера по табл. 1.

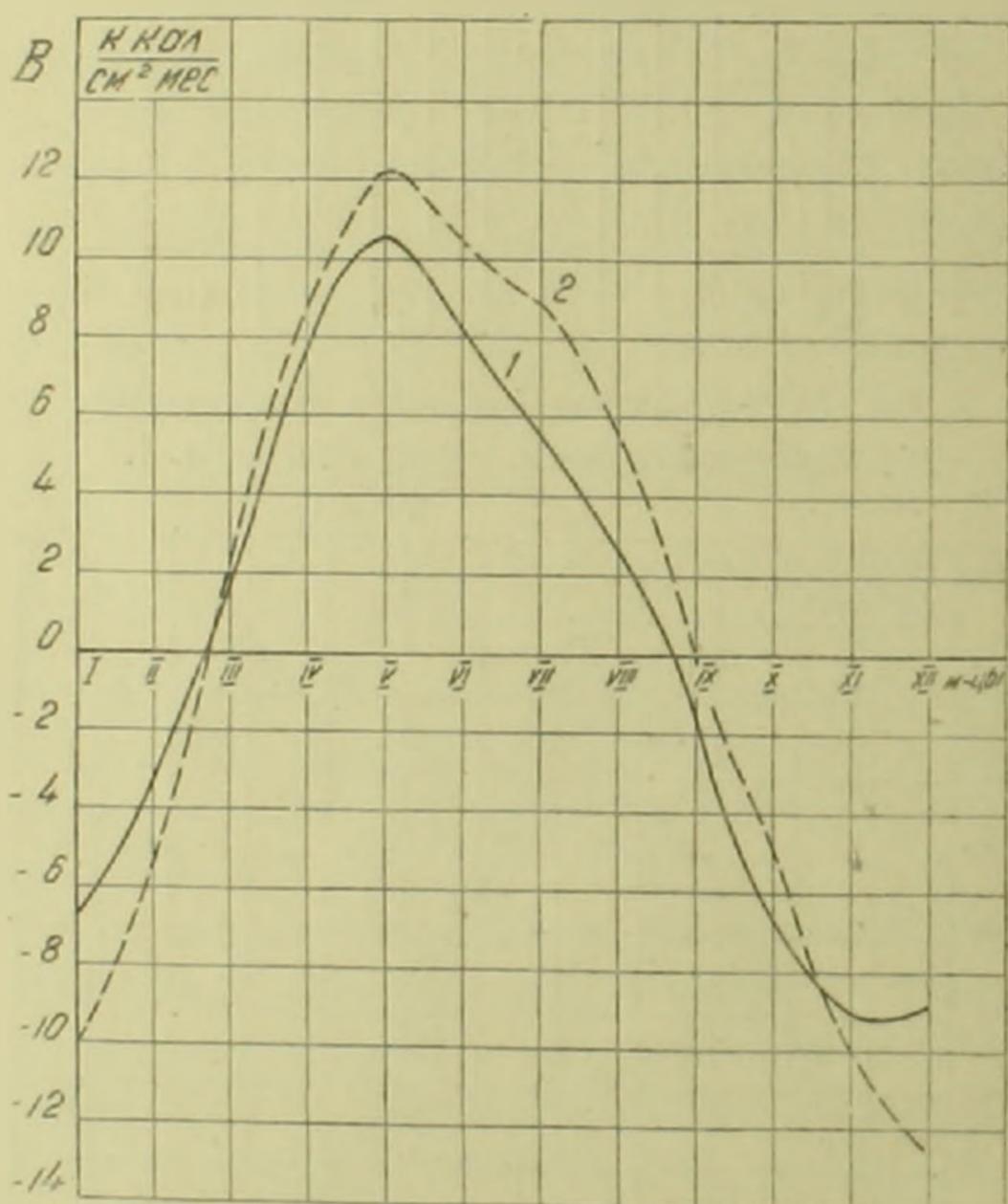


Фиг. 2. Годовой ход теплообмена в воде для оз. Севан. 1— $I_1$ ; 2— $I_2$ ; 3— $I_3$ ; 4— $I_4$ ; 5— по водному и тепловому балансам;  $\Delta$ —вертикаль—9;  $\square$ —вертикаль—2.

другим методам. Здесь следует отметить, что, по-видимому, достаточно в первом приближении иметь профили температуры на некоторой характерной для водоема вертикали, имеющей глубину порядка средней его глубины или, точнее, имеющей  $\mu$  по (4.1), очень близким к среднему для водоема его значению.



Фиг. 3. Годовой ход величины  $\mu$  (1) и ее зависимость от глубины (2) для оз. Севан.



Фиг. 4. Сравнение годового хода теплообмена в воде для оз. Севан, 1—по автору; 2—по М. П. Тимофееву.

5. Как показывает фиг. 2, результаты расчета по водно-тепловому методу хорошо согласуются с результатами расчета по схеме 1, а точки для вертикали 9, имеющей глубину порядка средней глубины водоема, хорошо ложатся на кривые, рассчитанные указанными методами.

Воспользуясь этими результатами, а также привлекая формулу М. П. Тимофеева, получили средний многолетний годовой ход турбулентного теплообмена в воде для условий оз. Севан ( $B$ ). Эти результаты представлены на фиг. 4.

Основное различие заключается не только в том, что месячные суммы по их абсолютному значению в <sup>(12)</sup> преувеличены. Главное состоит в том, что по этой последней схеме среднее годовое значение теплообмена в воде за многолетний период оказалось отличным от нуля. Это противоречит физической сущности определения теплообмена, согласно которой должно быть  $\bar{B} = 0$ , иначе это приведет к постепенному и все большему накоплению тепла в водоеме при  $B > 0$ , т. е. к повышению температуры, или к остыванию водоема при  $B < 0$ . Поскольку среднее годовое значение температуры водоема в многолетнем разрезе не меняется, должно быть  $\bar{B} = 0$ . Результаты расчета по нашей схеме полностью согласуются с этим утверждением.

Институт водных проблем  
Академии наук Армянской ССР

Ա. Ա. ՄԽԻՔԱՐՅԱՆ

### Ջրամբարներում ջերմափոխանակության մասին

Հողվածում համառոտակի շարադրված է ջրամբարներում կատարվող տուրբուլենտ ջերմափոխանակության որոշման տարրեր մեթոդները, որոնք հիմնված են ջերմային բալանսի (1.2) հավասարման լուծման վրա, կամ պահանջում են ունենալ ջերմաստիճանի բազմաթիվ պրոֆիլներ: Ցույց է տրվում, թե ինչպես կարելի է համատեղ օգտագործել ջրամբարի ջրային և ջերմային բալանսների հավասարումները: Իրա համար անհրաժեշտ է ջրային բալանսի միջոցով որոշել գոլորշիացումը, իսկ ջերմային բալանսի (3.1) հավասարումից գտնել ջերմափոխանակումը: Գոլորշիացման որոշման համար կարելի է օգտագործել նաև պիֆուզիոն տեսությունից և գոլորշիացնողների մեթոդով ստացված (3.2) և (3.3) արտահայտությունները: Ջերմափոխանակումը կարելի է որոշել նաև (3.4) բանաձևով:

Վերջում բերվում են որոշ արդյունքներ: Նկ. 2-ի վրա ներկայացված են հաշվարկի արդյունքները տարրեր դեպքերի համար, ընդ որում (5) կորով՝ ջրա-ջարմային բալանսի մեթոդով ստացված: Նկ. 3-ի վրա ներկայացված է (4.1) արտահայտությամբ ստացված մեթոդյան տարեկան ընթացքը և նրա կապը խորութային հետ, նկ. 4-ի վրա համեմատվում են Սևանա լճի պայմանների համար կատարված հաշվարկների արդյունքները Մ. Պ. Տիմոֆեևի և հողվածում առաջարկված մեթոդներով: Վերջում բերվում են համառոտ եզրակացություններ:

### Л И Т Е Р А Т У Р А — Կ Ր Ա Կ Ա Ն Ո Ւ Ք Յ ՈՒ Ն

<sup>1</sup> В. К. Давыдов, Материалы по исследованию оз. Севан, ч. II, вып. 1, 1933.  
<sup>2</sup> В. К. Давыдов, Материалы по исследованию оз. Севан, ч. II, 1938. <sup>3</sup> Т. В. Кириллова, и Р. Ф. Бюриг, Тр. ГТО, вып. 78, 1958. <sup>4</sup> А. Г. Колесников, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1960. <sup>5</sup> А. М. Мхитарян, ДАН АрмССР, т. 30, № 4, (1960).  
<sup>6</sup> А. М. Мхитарян, Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме, т. I. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961. <sup>7</sup> А. М. Мхитарян, О минимальной глубине оз. Севан. Там же. <sup>8</sup> А. М. Мхитарян, Изв. АН АрмССР, сер. ФМ, т. XV, № 6, 1962. <sup>9</sup> Л. В. Несина, Тр. ГТО, вып. 59, 1956. <sup>10</sup> Л. В. Несина. Там же. <sup>11</sup> Л. В. Несина, М. П. Тимофеев, Тр. лаборатории озероведения, АН СССР, т. XI, 1959. <sup>12</sup> М. П. Тимофеев, (ред.) Метеорологический режим оз. Севан, Гидрометеониздат, 1960.