

АЭРОГИДРОМЕХАНИКА

А. М. Мхитарян

Суточный и годовой ход температуры
 подстилающей поверхности

Температура подстилающей поверхности является важной характеристикой, определяющей, наряду с другими факторами, испарение, конвективный теплообмен с атмосферой, излучение поверхности и т. д.

Отметим, что температура воды в водоемах и суши формируется под воздействием как приходной, так и расходной частей теплового баланса, в свою очередь она сама влияет на расходную часть этого баланса. Температура зависит также от некоторых теплофизических характеристик воды и почвы. Знание этой температуры необходимо при решении многих прикладных задач.

Вопросу расчета температуры поверхности воды и суши посвящен ряд работ [1, 3, 8, 9, 10 и др].

Наиболее универсальным методом для определения температуры подстилающей поверхности является метод теплового баланса. Правда, использование этого метода связано с рядом затруднений, заключающихся в отсутствии надежных данных по отдельным составляющим.

В настоящее время по оз. Севан и его бассейну накоплен большой материал наблюдений, что позволяет эффективно применить указанный метод [2, 5, 6, 7].

Найдем условие баланса в следующем виде [2, 4, 7, 8]

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

где, согласно определению, имеем

$$R = S_0(1 - A) - (E_n - E_d),$$

$$E = -0,622 \frac{\rho k \partial e}{p \partial z},$$

$$P = -c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z}; \quad B = -c_p^* \rho^* k^* \frac{\partial T^*}{\partial z_1}. \quad (1.2)$$

Здесь: R — радиационный баланс, LE — затраты тепла на испарение (E), L — скрытая теплота парообразования, P и B — теплообмен с атмосферой и с нижележащими слоями, S_0 — приток тепла от солнца, A — альбедо, c_p , ρ , k — теплоемкость, плотность воздуха и коэффи-

коэффициент обмена, c^* , ρ^* , k^* — то же для подстилающей поверхности, ρ и T — влажность, давление и температура воздуха, E_a — излучение подстилающей поверхности, E_o — противозлучение атмосферы, z направлено вверх, z_1 — вниз.

При таком выборе знаков положительными считаются затраты тепла на испарение, турбулентный теплообмен — от поверхности в атмосферу, теплообмен с нижележащими слоями — от поверхности к почве (воде).

Уравнению (1.1) можно придать следующий часто встречающийся вид [1, 8, 9, 10],

$$S_0(1-A) - 4\bar{T}^3T|_{z=0} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=0} - 0.622 \frac{L}{\rho c_p} \lambda \frac{\partial e}{\partial z}|_{z=0} - \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z_1}|_{z_1=0} \quad (1.3)$$

$$\lambda = c_p \rho k, \quad \lambda^* = c^* \rho^* k^*.$$

Здесь: \bar{T} — средняя температура, σ — постоянная Стефана-Больцмана, λ — коэффициент теплопроводности, λ^* — то же для почвы (воды).

Для того, чтобы можно было определить температуру поверхности из этого уравнения, необходимо выразить член, учитывающий затраты тепла на испарение, через температуру. Используем для этого известную формулу Маргуса

$$e(T) = c_0 10^{c_1 - \frac{c_2}{T}}. \quad (1.4)$$

Здесь: c_0 , c_1 и c_2 — известные постоянные, T — температура воздуха, $e(T)$ — влажность насыщения при температуре T .

Разлагая (1.4) в ряд в окрестности точки T_2 (температура воздуха на некоторой высоте), в частности, при температуре подстилающей поверхности ($T = T_0$, $e = e_0$ при $z = 0$) и добавляя к обеим частям этого разложения упругость пара воздуха на некоторой высоте, получим:

$$e_0 - e_2 = e(T_2) - e_2 + e(T_2) \frac{c_1 c_2}{(c_2 + T_2)^2} (T_0 - T_2) + \dots \quad (1.5)$$

Слева стоит величина, характеризующая падение влажности с высотой, в то время, как разность $e(T_2) - e_2 = d$ является дефицитом влажности воздуха на некоторой высоте, определенным по температуре воздуха.

Простые оценки показывают, что при $T_0 - T_2 \ll 10^\circ \text{C}$ можно использовать (1.5) как при расчете суточного, так и годового хода температуры.

Для поверхности суши при ее достаточном увлажнении (например, на сельскохозяйственных полях) также можно пользоваться (1.5).

Вместо (1.5) можно приближенно написать

$$\frac{\partial e}{\partial z}|_{z=0} \approx -ad + b \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=0}. \quad (1.6)$$

где a и b — размерные постоянные, зависящие в основном от характеристик подстилающей поверхности, которые могут быть приближенно найдены из (1.5). Можно определить их и из наблюдений. Подставляя (1.6) в (1.3), получим

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} - \lambda^m \frac{\partial T^m}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} + b_0 T \Big|_{z=0} = S_0(1-A) - D \lambda d, \quad (1.7)$$

$$\bar{\lambda} = \lambda \left(1 + 0,622 \frac{Lb}{\rho c_n} \right), \quad (1.8)$$

$$D = 0,622 \frac{La}{\rho c_n}, \quad b_0 = 4z\bar{\lambda}^3. \quad (1.9)$$

Здесь: $\bar{\lambda}$ — некоторая „приведенная“ теплопроводность, учитывающая турбулентный теплообмен с атмосферой непосредственно и через испарение вследствие наличия градиента температуры воздуха у поверхности.

Другой вид теплообмена через испарение связан с наличием дефицита влажности в воздухе и описывается последним справа членом в уравнении (1.7).

Решение для температуры подстилающей поверхности было представлено в виде [6]

$$T \Big|_{z=0} = \sum_{n=1}^{\infty} \left(T_n \cos \frac{2\pi n}{\tau_0} t + T'_n \sin \frac{2\pi n}{\tau_0} t \right). \quad (1.10)$$

Здесь: $T_n(x)$ и $T'_n(x)$ — коэффициенты разложения, подлежащие определению из (1.7), τ_0 — сутки или год, в зависимости от того, что ищется — суточный или годовой ход температуры.

Представим в виде (1.10) известные величины правой части (1.7). Пусть

$$s' = \sum_{n=1}^{\infty} \left(z_n \cos \frac{2\pi n}{\tau_0} t + z'_n \sin \frac{2\pi n}{\tau_0} t \right). \quad (1.11)$$

$$d' = \sum_{n=1}^{\infty} \left(z_n \cos \frac{2\pi n}{\tau_0} t + z'_n \sin \frac{2\pi n}{\tau_0} t \right).$$

S' и d' — отклонения соответствующих величин от их средних суточных или годовых значений.

Для определения же градиентов температуры воздуха и воды у поверхности воспользуемся решением уравнения теплопроводности при $k^* = \text{const}$ [6] и решением такого же уравнения для атмосферы.

Опуская выкладки, можно написать

$$\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = - \sum_{n=1}^{\infty} \left[R_n(x) \cos \frac{2\pi n}{\tau_0} t + R'_n(x) \sin \frac{2\pi n}{\tau_0} t \right]. \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial T^m}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} = - \sum_{n=1}^{\infty} \left[R_n^*(x) \cos \frac{2\pi n}{\tau_0} t + R_n^{*'}(x) \sin \frac{2\pi n}{\tau_0} t \right].$$

Для входящих сюда коэффициентов имеем [6]

$$R_n = \tau_n (T_n + T_n'), \quad R_n'' = \sigma_n (T_n - T_n'), \quad (1.13)$$

$$R_n^* = \tau_n^* (T_n + T_n') - \tau_n^* (A_n + B_n) + \alpha A_n, \quad (1.14)$$

$$R_n^{**} = \tau_n^* (T_n - T_n') + \tau_n^* (A_n - B_n) + \alpha B_n, \quad (1.15)$$

$$\tau_n = \left(\frac{n}{2k\tau_0} \right)^{1/2}, \quad \tau_n^* = \left(\frac{n}{2k^*\tau_0} \right)^{1/2}.$$

Как легко убедиться [6],

$$A_n = -\frac{2\sigma_n^* \beta_n + \alpha^2 \beta_n}{k^* (4\sigma_n^{*2} + \alpha^4)}; \quad B_n = \frac{2\sigma_n \beta_n - \alpha^2 \beta_n}{k^* (4\sigma_n^2 + \alpha^4)}. \quad (1.16)$$

Подставляя теперь (1.10), (1.11) и (1.12) в условие баланса (1.7) и приравнявая коэффициенты при косинусах и синусах, получим

$$\bar{\lambda} R_n + \bar{\lambda}^* R_n'' + b_0 T_n = (1 - A) \beta_n - \lambda D \alpha_n, \quad (1.17)$$

$$\bar{\lambda} R_n + \lambda^* R_n^{**} + b_0 T_n = (1 - A) \beta_n - \lambda^* D \alpha_n.$$

Подставляя сюда (1.13) и (1.14), получим

$$T_n = \frac{l_{1,n} L_{1,n} - l_{2,n} L_{2,n}}{l_{1,n}^2 + l_{2,n}^2}; \quad T_n' = \frac{l_{1,n} L_{2,n} + l_{2,n} L_{1,n}}{l_{1,n}^2 + l_{2,n}^2}. \quad (1.18)$$

Здесь:

$$l_{1,n} = b_0 + \bar{\lambda} \sigma_n + \lambda^* \tau_n, \quad (1.19)$$

$$l_{2,n} = \lambda \sigma_n + \lambda^* \tau_n^*;$$

$$L_{1,n} = (1 - A) \beta_n - \lambda D \alpha_n + \lambda^* [\tau_n^* (A_n + B_n) - \alpha A_n], \quad (1.20)$$

$$L_{2,n} = (1 - A) \beta_n - \lambda D \alpha_n + \lambda^* [\tau_n (B_n - A_n) - \alpha B_n].$$

Как показывают формулы (1.20), при отсутствии проникающей радиации ($A_n = B_n = 0$) формулы (1.18) значительно упрощаются.

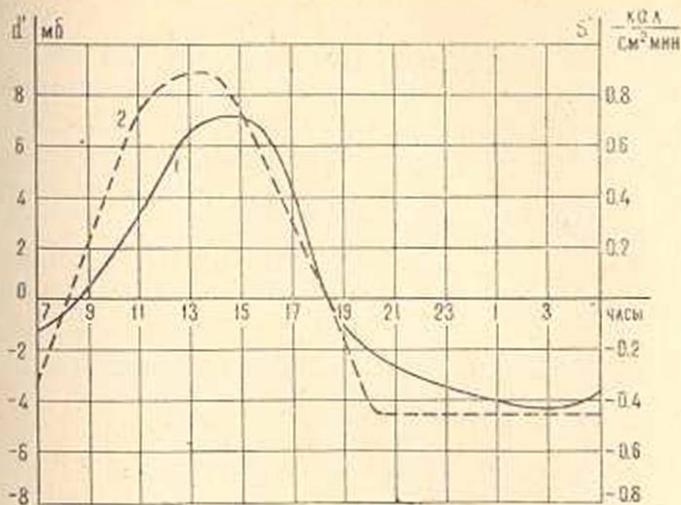
Рассчитаны следующие примеры.

По данным наблюдений на острове Севан и метеорологической станции Мартуни на берегу Большого Севана за 1957–61 гг. получен средний суточный ход величины S_0 за август месяц. За этот же месяц, но в среднем многолетнем разрезе, взята величина d . Суточный ход отклонений этих величин от их средних значений представлен на фиг. 1. Далее эти величины разложены в ряды (1.11) и получены соответствующие коэффициенты разложения.

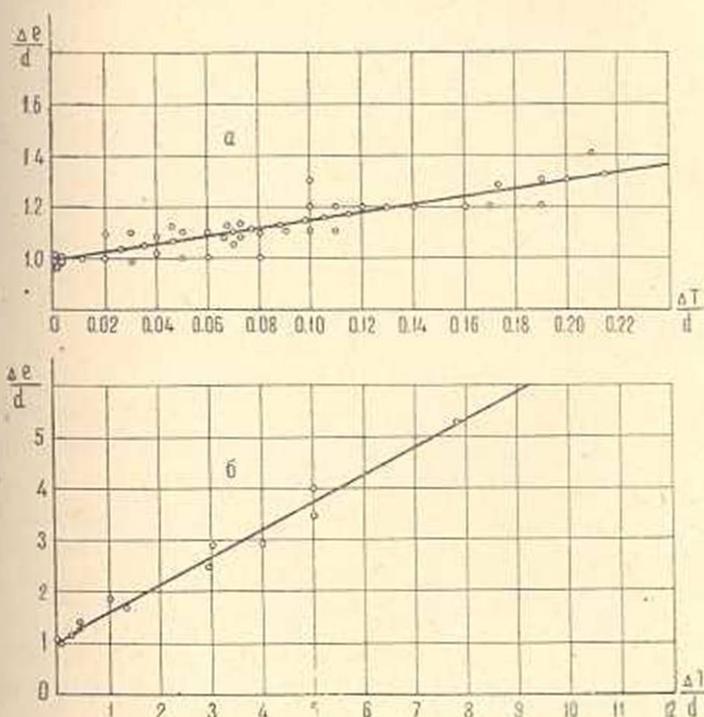
Далее, выражение (1.6) представлено в виде

$$\frac{\Delta e}{d} = a + b \frac{\Delta T}{d}. \quad (1.21)$$

Откладывая по оси ординат величину $\frac{\Delta e}{d}$, а по оси абсцисс—последний член справа в суточном или годовом разрезе для водной поверх-



Фиг. 1. Суточный ход отклонений суммарной солнечной радиации и дефицита влажности воздуха: 1— d ; 2— S .



Фиг. 2. Зависимость величины $\Delta e/d$ от $\Delta T/d$; а — для суши — средние суточные; б — для воды — средние годовые.

ности и для поверхности достаточно увлажненной почвы, можно определить постоянные a и b . В частности, на фиг. 2 нанесены экспериментальные точки для суши (а) в средних суточных и для водной поверхности (б) в средних годовых значениях. Как показывают графики, точки хорошо ложатся на прямую.

Переходя к (1.6), легко убеждаемся, что $a \approx 0,5 \cdot 10^{-2} \text{ см}^{-1}$ для всех случаев. Что касается другого коэффициента, имеем $b = 0,9 \text{ мб/С}$ для водной поверхности и 1,5 для суши — в суточном разрезе, $b = 0,54$ для водной поверхности и $1 < b < 1,3$ для суши — в годовом разрезе. Эти результаты хорошо подтверждаются непосредственными выкладками по формуле (1.5). Отметим, что коэффициент корреляции во всех случаях близок к единице.

Ниже, в табл. 1 приводится сводка необходимых параметров для расчета суточного хода температуры в условиях оз. Севан.

Таблица 1

№ п/п	Величина	Суша	Озеро	Размерность
1	ϵ	0,33	1,00	кал $\text{г}^{-1} \text{град}^{-1}$
2	ζ	1,50	1,00	г см^{-3}
3	k^*	0,54	$0,6 \cdot 10^2$	$\text{см}^2 \text{ мин}^{-1}$
4	k	$0,72 \cdot 10^3$	$0,36 \cdot 10^3$	$\text{см}^2 \text{ мин}^{-1}$
5	D	$0,96 \cdot 10^{-2}$	$0,96 \cdot 10^{-2}$	град $\text{см}^{-1} \text{ мб}^{-1}$
6	\bar{i}	3,88	2,73	кал/см мин град
7	A	0,20	0,10	—

Кроме того, $\epsilon_p = 0,24$ и $\zeta = 10^{-3}$.

Отметим, что значения k , приведенные в четвертой строке, относятся к воздуху над поверхностью суши и воды соответственно и получены на основании градиентных наблюдений над водой и сушей [5, 7]. То же относится и к альбедо (A). Обработка указанных наблюдений показывает, что коэффициент обмена в приземном слое воздуха над сушей примерно в два раза больше таковой над водной поверхностью.

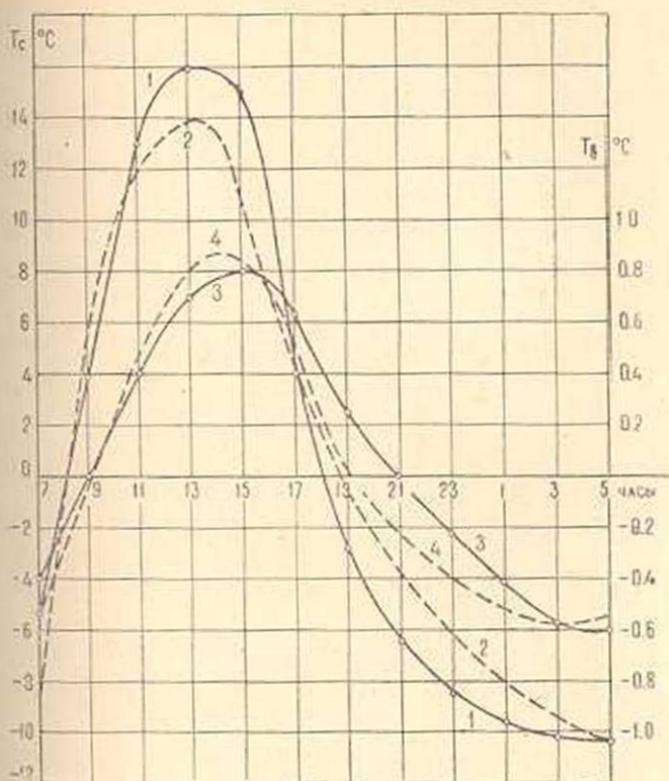
Ниже приводятся результаты расчета.

На фиг. 3 приводится для сравнения суточный ход температуры поверхности суши (кривая 1) и воды (кривая 3), полученный на основании непосредственных наблюдений и рассчитанный по предложенной схеме. Эти последние представлены в виде пунктирных кривых 2 — для суши и 4 — для воды. Для температуры воды, имеющей значительно меньший суточный ход, на графике справа указан свой масштаб.

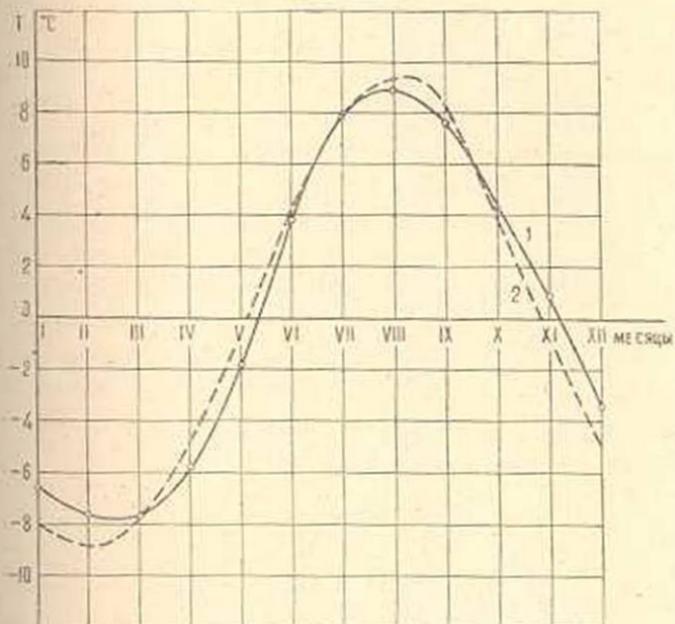
Согласие результатов расчета с фактическими данными неплохое. Следует учесть, что для водной поверхности учет проникающей радиации несколько улучшает результаты расчета.

Что касается температуры поверхности почвы, здесь некоторое несогласие, особенно положительных отклонений температуры, можно объяснить тем, что в теории предположено достаточное увлажнение почвы, а данные фактических наблюдений относятся к случаю недостаточного ее увлажнения.

На фиг. 4 представлен годовой ход фактически наблюдаемой температуры поверхности воды (1) и полученной расчетом (2). Здесь



Фиг. 3. Суточный ход температуры поверхности: 1—суши по наблюдениям; 2—по расчету; 3—воды по наблюдениям; 4—по расчету.



Фиг. 4. Годовой ход температуры поверхности воды: 1—по наблюдениям; 2—по расчету.

также согласие удовлетворительное. По-видимому, в зимние месяцы, когда разность температур вода—воздух достаточно большая, в ПД следует сохранить следующий член.

Получить годовой ход по этой схеме для поверхности суши затруднительно, так как вряд ли можно считать поверхность почвы достаточно увлажненной в течение всего года.

В этом последнем случае представляется целесообразным вообще не учитывать затраты тепла на испарение.

Институт водных проблем
АН Армянской ССР

Поступила 21.11.66

В. У. Մխիթարյան

ԾԱԾԿՈՒՅՔԻ ՄԱԿԵՐԵ-ԼՈՒՅՔԻ ՁԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԻ ՕՐԱԿԱՆ ԵՎ ՏԱՐԵԿԱՆ ԸՆԹԱՑՔԸ

Վ. Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հաղվածում բերվում է ծածկույթի մակերևույթի ջերմաստիճանի ընթացքը որոշման խնդրի լուծուժը ջերմային բալանսի համասարույթից, որն ունի (1.1) տեսքը:

Օգտվելով բալանսի բաղադրուցիչ մասերի (1.2) պատճառաբանություններից, նրան տրվում է (1.3) տեսքը: Գոլորշիացման վրա ծախսվող ջերմության արտաճարտող LE անդամի արտաբաժան համար օգտագործվում է (1.7), կամ, ավելի ճիշտ, (1.8) արտաճարտությունը, ընդ որում σ -ն գործակիցները որոշվում են ինչպես փորձնական եղանակով, այնպես էլ (1.9) քանաձևից:

Տեղադրելով (1.9) համասարման մեջ (1.12) և (1.14) լուծումները ստանում ենք (1.20) համասարույթների սխեմներ, որտեղից որոշվում են T_0 և T_n գործակիցները (1.21) տեսքով: Վերջիններին միջոցով (1.12) շարք օգնությամբ կարելի է ստանալ ծածկույթի ջերմաստիճանի օրական կամ ամսական ընթացքը: Վերջում բերվում են որոշ արդյունքներ, որից օր 3-ի վրա համ գծերով ներկայացված է գիտաւեների միջոցով ստացված քանակների (1) և ջրի (2) մակերևույթների ջերմաստիճանների օրական ընթացքը: Պահպանելով ներկայացված են տեսական արդյունքները քանակների (2) և ջրի (4) համար: Պժ, Կ-ի վրա ներկայացված է ջրի ջերմաստիճանի ամսական ընթացքը՝ իրականում գրավում (1) և հաշիվներով ստացված (2) արդյունքը համար ներքև զիջում էլ ստացված արդյունքները բախարար չտրված համարում են գիտաւեների արդյունքների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дороницким А. А. К теории суточного хода температуры в слое перемешивания. ДАН СССР, 80, № 5, 1951.
2. Кириллова Г. В. Радиационный баланс оз. Севан. Тр. ГГО, вып. 78, 1955.
3. Колесников А. Г. Вычисление суточного хода температуры поверхности воды. ДАН СССР, 57, № 5, 1947.

4. Мхитарян А. М. К вопросу об определении испарения с поверхности оз. Севан. ДАН АрмССР, 30, № 3, 1960.
5. Мхитарян А. М. Испарение с поверхности оз. Севан. „Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме“, т. 1. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
6. Мхитарян А. М. О минимальной глубине оз. Севан. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
7. Тимощев М. П. (ред.) Метеорологический режим оз. Севан. Гидрометеониздат, 1960.
8. Тимощев М. П. Основные вопросы физики приповерхностного слоя воздуха над водоемами. Автореферат докт. дисс., 1962.
9. Швец М. Е. Суточный ход температуры и лучистый теплообмен. Известия АН СССР, серия Геогр. и Геофиз., № 3, 1943.
10. Кюпп М. И. Суточный ход температуры и конвективный теплообмен. Изв. АН СССР, серия Геогр. и Геофиз., № 4, 1948.