ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ԶԵԿՈՒՅՑՆԵՐ
ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЯ ССР

LIX 1974 2

УДК 551.50

МЕТЕОРОЛОГИЯ

А. М. Мхитарян, А. С. Саакян

Определение турбулентного теплообмена на территории Армянской ССР

(Представлено академиком АН Армянской ССР Г. С. Давтяном 25/III 1974)

Вертикальному турбулентному теплообмену подстилающей поверхности с атмосферой посвящено много работ [1–3]. Предложено несколько способов его расчета.

По аналогии с молекулярной диффузией, для определения турбулентного теплообмена (P) можно использовать следующее упрощенное дифференциальное уравнение

$$P=-c_p\rho k\frac{\partial T}{\partial z}, \tag{1}$$

Здесь $c_p=0{,}24$ *кал/г град*—удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ—плотность воздуха в *г/см*^{3}, k—коэффициент турбулентного обмена в *см*^{2}*/сек*, dT/dz—вертикальный градиент температуры в град/см. Размерность P—*кал/см*^{2} *сек*.

Интегрируя уравнение (1) по z от z_0 до z_2, полагая при этом постоянным в тонком приземном слое воздуха поток тепла в атмосферу, получаем

$$P=c_p\rho D\Delta T, \tag{2}$$

где

$$D=\left|\int_{z_0}^{z_2}\frac{dz}{k(z)}\right|^{-1} \tag{3}$$

представляет собой интегральную характеристику условий вертикального турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой и называется интегральным коэффициентом диффузии. Здесь $\Delta T=T_n-T_2$—разность температур поверхности почвы (T_n) и воздуха (T_2), z_0—параметр шероховатости.

Если проинтегрировать (1) по z, подставляя в него $k=k_1\cdot z$, где k_1—коэффициент обмена на единичной высоте, получим

$$P=c_p\rho k_1\frac{T_1-T_2}{\ln(z_2/z_1)}, \tag{4}$$

причем для определения коэффициента турбулентного перемешивания необходимо располагать данными о величине скорости ветра на одной высоте u, о градиенте температуры ΔT и параметре шероховатости подстилающей поверхности z_0. Здесь T_1 и T_2—температура воздуха на уровнях z_1 и z_2.

При равновесных градиентах температуры в работе М. И. Будыко ([1]) предложена формула, которая дает удовлетворительные результаты при устойчивых состояниях атмосферы, при не очень больших значениях потока тепла и для шероховатостей порядка нескольких сантиметров.

Для условий неустойчивой стратификации приземного слоя атмосферы предложено много формул. В частности, А. Р. Константиновым ([4]) предложена формула

$$P=-c_p\rho k_1\frac{\partial T}{\partial z}, \tag{5}$$

где $k_1=k\cdot\alpha_1$, k и k_1 —коэффициенты обмена для количества движения и для тепла, α_1 —некоторый коэффициент.

Можно, конечно, определить величину турбулентного теплообмена, как остаточный член уравнения теплового баланса (1), т. е.

$$P=R-(LE+B), \tag{6}$$

где R—радиационный баланс, LE—затрата тепла на испарение, B—теплообмен в почве. Но тогда возможные ошибки в расчетах остальных членов уравнения (6) будут суммироваться с расчетным значением турбулентного теплообмена. Поэтому возникает необходимость рассчитать турбулентный теплообмен независимым путем.

Для территории Армянской ССР составлены карты радиационного баланса ([6]), затрат тепла на испарение для отдельных месяцев и года, а также карты теплообмена в почве с апреля по октябрь.

Для расчета турбулентного теплообмена нами выбраны данные тех 50 метеостанций, для которых известны значения радиационного баланса ([6]). Такой выбор станций основан на том, что, во-первых, как показали расчеты, средние арифметические значения элементов по этим 50 станциям достаточно хорошо совпадают с результатами планиметрирования карт по всей территории Армянской ССР и, во-вторых, после расчетов появляется возможность сравнивать результаты со значениями P, полученными по уравнению теплового баланса (6).

Территория Армянской ССР—горная. Метеорологические элементы изменяются с высотой местности ([7]). Поэтому малочисленные данные градиентных наблюдений, полученные разными исследователями в различных районах республики в отдельные месяцы или годы, недостаточны для использования при расчетах турбулентного тепло

обмена. Удобнее использовать формулу (2). В этой формуле значения ΔT и D определялись по заранее рассчитанным связям, имеющим вид ([8]):

$$\Delta T = (a-1)T_2^\circ + b, \tag{7}$$

$$D = D_0 e^{c(H-H_0)}, \tag{8}$$

значения коэффициентов которых приведены в табл. I. Данные о T_2 имеются в климатических справочниках, H—высота местности над уровнем моря, H_0=0,45 *км*.

Таблица I

Сводка значений параметров формул (7) с коэффициентом корреляции r_1 и (8)—r_2

	V	VI	VII	VIII	IX	Среднее за год
a	1.22	1,21	1.10	1.12	1.04	1.13
b	1.6	2,6	4.6	3.4	3.3	1.2
r_1	0,99	0,98	0.97	0.98	0.98	0,99
D_0	0,87	0,72	0.76	0.64	0.62	1.06
c	0,69	0,69	0.53	0.65	0.59	0.60
r_2	0,98	0,94	0.93	0.97	0.96	0,95

Результаты расчетов P по формуле (2), с использованием формул (7) и (8), приведены на рис. 1, во врезке, где показана связь P с высотой местности (H).

Из рисунка видно, что в теплое время года турбулентный теплообмен с высотой увеличивается. Исключение составляет май, когда до высоты 2,4 *км* значение P с высотой увеличивается, затем уменьшается. Это может быть объяснено тем, что с июня по сентябрь подстилающая поверхность всей территории Армянской ССР представляет зеленый травяной покров, в то время как в мае горные районы еще покрыты снегом.

В июне и июле турбулентный теплообмен увеличивается с высотой с почти одинаковым градиентом, ~2 *ккал/см²* на 1 *км* высоты, от 4 *ккал/см²*мес. в низких районах до 9,2—9,6 *ккал/см²*мес.—на высоте 3.2 *км*.

В течение мая-сентября с наибольшим градиентом P с высотой увеличивается в августе—2,5 *ккал/см²* на 1 *км* высоты. Это происходит от того, что в августе травяной покров уже полностью высыхает сначала в нижней зоне, тогда как на горах еще сохраняется зелень. Это означает, что в нижней зоне альбедо начинает увеличиваться раньше, следовательно, радиационный баланс, а вместе с ним и турбулентный теплообмен, уменьшается.

В сентябре градиент увеличения P с высотой меньше (1,6 *ккал/см²* на 1 *км* высоты), чем в другие месяцы, значения турбулентного теплообмена малы по всей территории в пределах исследуемых высот, хотя эти значения с высотой также увеличиваются.

Таким образом, если подстилающая поверхность не покрыта снегом, для территории Армянской ССР турбулентный теплообмен с высотой, как правило, увеличивается. Это увеличение связано с тем, что с высотой увеличивается радиационный баланс (причем в мае до высоты 2—2,5 км, затем уменьшается). Суммарное же испарение с увеличением высоты монотонно уменьшается. Теплообмен в почве мало

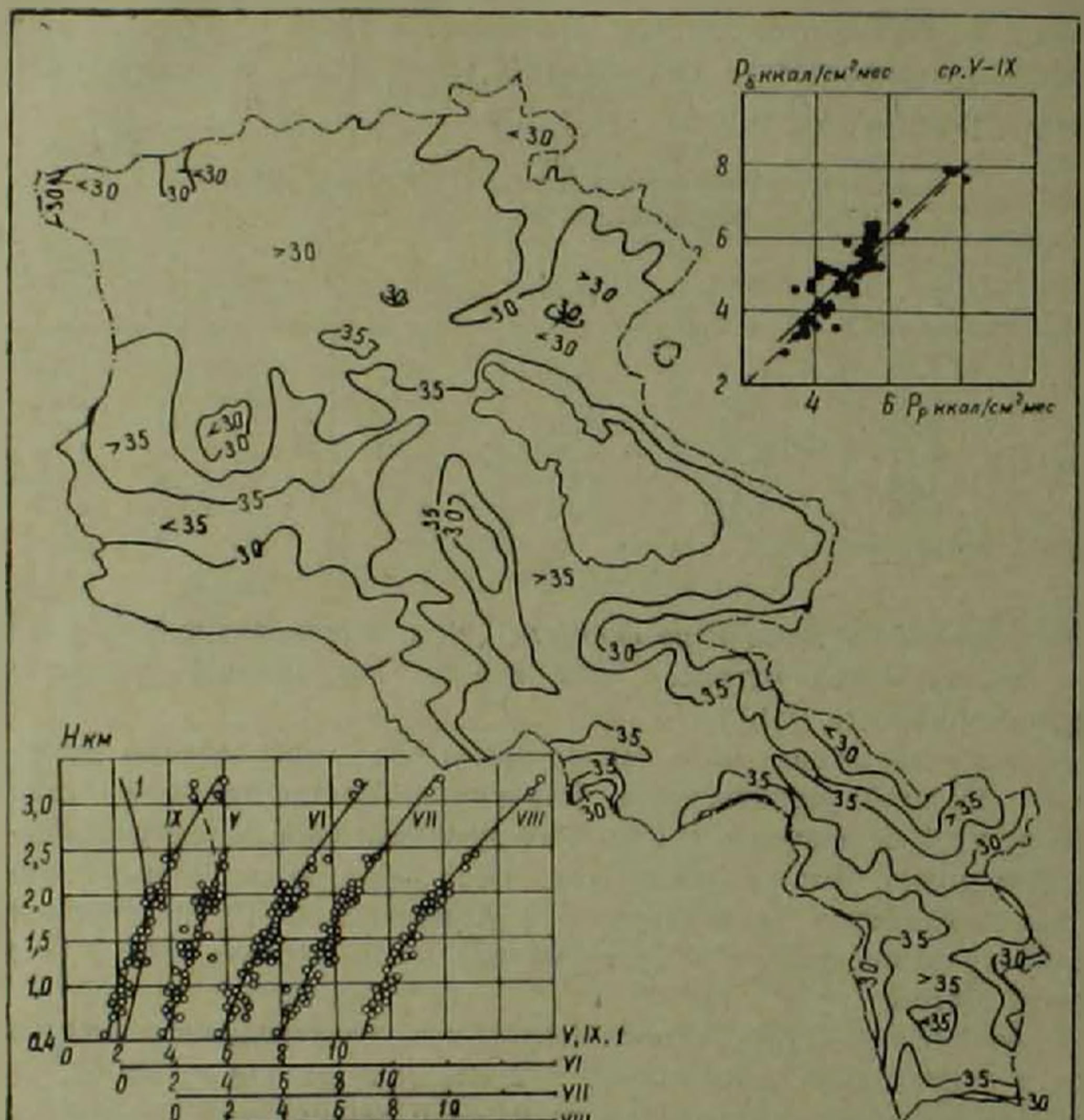

Рис. 1. Карта годовой суммы турбулентного теплообмена в *ккал/см²год*. Во врезках—зависимость турбулентного теплообмена (P) от высоты местности (H) по месяцам и в среднем за год (I), связь между значениями турбулентного теплообмена, рассчитанными по формуле (2)—$P_р$ и по балансу—$P_б$

влияет на турбулентный теплообмен, во-первых, из-за его малости, во-вторых, малой изменчивости с высотой.

Анализируя полученные результаты, приходим к выводу, что турбулентный теплообмен с высотой увеличивается быстрее, чем радиационный баланс.

Связь турбулентного теплообмена с высотой с июня по сентябрь экспоненциальная, с коэффициентом корреляции $0{,}87 \leqslant r \leqslant 0{,}98$.

$$P = P_0 e^{C(H-H_0)}, \tag{9}$$

Здесь $H_0 = 0{,}45$ *км*; P_0 — значение P на высоте H_0. Полученная связь применима в пределах $0{,}45 \leqslant H \leqslant 3{,}23$ *км*.

Для мая зависимость представлена в виде прямой

$$P = 3{,}7 + 1{,}12(H - H_0), \tag{10}$$

в интернале высот 0,45—2,4 *км*.

В табл. 2 приведены значения параметров P_0 и C формулы (9), а также и коэффициента корреляции.

Таблица 2

Значения параметров формулы (9)

	V	VII	VIII	IX	Среднее за V—IX
P_0	4,01	4,05	3,06	1,68	3,31
C	0,31	0,32	0,42	0,45	0,33
r	0,94	0,98	0,99	0,87	0,98

Полученные кривые—единые для всей территории республики, хотя в действительности точки, соответствующие сравнительно влажным северо-восточным районам, располагаются левее указанных кривых, а точки, соответствующие сравнительно сухим внутренним районам, наоборот, правее. Этот факт не отмечен на рисунке из-за его насыщенности условными знаками. Кроме того, указанное разделение хотя и четкое, но незначительное.

Чтобы определить, насколько рассчитанные значения турбулентного теплообмена ($P_р$) коррелируют с его значениями, полученными как остаточный член уравнения теплового баланса ($P_б$), получена их связь, приведенная во врезке рис. 1, где сопоставлены средние за май—сентябрь значения $P_р$ и $P_б$. Связь достаточно тесная, с $r = 0{,}89$.

В результате расчетов построены карты распределения месячных сумм турбулентного теплообмена с атмосферой в *ккал/см²* по территории Армянской ССР для отмеченных месяцев, также для апреля по методу теплового баланса и для года. Для примера на рис. 1 показана карта годовой величины P.

Из анализа карт следует, что годовая сумма P принимает большие значения на склонах горного Зангезура, предгорьях Араратской равнины, Севанском бассейне. Малые значения P имеют место в низинных районах, в годовой сумме—также на высокогорьях. При одинаковой высоте на северных влажных склонах годовая сумма P на 4—5 *ккал/см²* меньше, чем на южных, сухих склонах.

Наименьшие значения турбулентного теплообмена в апреле (1—2 *ккал/см²*) отмечаются на высокогорной зоне. Малые значения имеются также в Араратской долине, Лори, долинном Зангезуре, Баграташене (3—4 *ккал/см²*). В Шираке, предгорьях Араратской долины, Севанском бассейне значения P сравнительно больше—до 6 *ккал/см²*.

Почти такая же картина наблюдается в мае, только в низинных районах P принимает меньшие значения, чем на высокогорьях. Например, в Баграташене, Кафане P изменяется в пределах 4—4,5 *ккал/см²*, а на Арагаце, в. г., Ератумбере—4,5—5 *ккал/см²*. В Севанском бассейне, Шираке, горном Зангезуре величина P сравнительно большая—5—6 *ккал/см²*. Меньшие значения P на высокогорьях обусловлены наличием снежного покрова в эти месяцы.

В июне, июле августе и сентябре наибольшие значения турбулентного теплообмена наблюдаются на высокогорной зоне, наименьшие—в низинных районах.

Если для разных месяцев взять средние от значений турбулентного теплообмена всех пятидесяти станций, получим, что P имеет максимум в июле—6 *ккал/см²*мес., наименьшее значение в течение вышеуказанных месяцев приходится на сентябрь—3 *ккал/см²*мес.

Если взять средние значения P за упомянутые месяцы для каждой из пятидесяти станций, то получим минимум в Баграташене—3 *ккал/см²*мес., на высоте 450 *м* и максимум на высокогорной станции Арагац,—8 *ккал/см²*мес., на высоте 3230 *м* над уровнем моря.

Таковы характерные черты распределения турбулентного теплообмена по территории Армянской ССР и пределы его изменений по высоте и по времени. Полученные результаты могут найти различные применения. В частности, ими можно пользоваться при составлении теплового баланса территории Армянской ССР.

Ереванский отдел ЗакНИГМИ

Ա. Մ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ, Ա. Ռ. ՈՍԿԱՆՅԱՆ

Տուրբուլենտ ջերմափոխանակության հաշվումը Հայկական ՍՍՀ տարածքի համար

Հոդվածում բերվում են ջերմային հաշվեկշռի անդամներից մեկի՝ օդի և ձածկույթի միջև տուրբուլենտ ջերմափոխանակության որոշման արդյունքները։ Տուրբուլենտ ջերմափոխանակություններ Հայաստանի տարածքի համար մինչև այժմ չի որոշվել։ Հաշվարկներ կատարվել են միայն առանձին կայանների համար, ընդ որում այն որոշվել է որպես ջերմային հաշվեկշռի հավասարման մնացորդային անդամ։ Բայց այդ դեպքում մյուս անդամների հաշվման հնարավոր սխալները դումարվում են վերջինիս։ Ուստի խնդիր է դրված տուրբուլենտ ջերմափոխանակությունը հաշվել ջերմային հաշվեկշռի հավասարումից անկախ մեթոդով, Հայաստանի ամբողջ տարածքի համար։

Հաշվումները կատարվել են տուրբուլենտ ջերմափոխանակության պարզեցված դիֆերենցիալ հավասարման լուծումից ստացված բանաձևով։

Ստացած արդյունքները բավարարում են ջերմային հաշվեկշռի հավասարման՝ գործնական հաշվարկների համար ընդունելի ճշտությամբ։

Հաշվումներից պարզվել է, որ ամռան ամիսներին տուրբուլենտ ջերմափոխանակությունը բատ բարձրության աճում է։

Ստացած արդյունքները կարելի է կիրառել տարբեր բնագավառներում, մասնավորապես Հայաստանի տարածքի ջերմային հաշվեկշիռը կազմելիս։

ЛИТЕРАТУРА — ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

[1] *Т. Г. Берлянд*, Распределение солнечной радиации на континентах, Гидрометеоиздат, Л., 1961. [2] *М. И. Будыко*, Тепловой баланс земной поверхности, Гидрометеоиздат, Л., 1956. [3] *А. Р. Константинов, Л. И. Сакали*, и др. Тепловой и водный режим территории Украины, Гидрометеоиздат, Л., 1966. [4] *А. Р. Константинов*, Испарение в природе, Гидрометеоиздат, Л., 1968. [5] *Э. М. Шихлинская*, Тепловой баланс Азербайджанской ССР, Изд. «Элм», Баку, 1969. [6] *Р. А. Карташян, А. М. Мхитарян*, Радиационный режим территории Армянской ССР, Труды ЗакНИГМИ, вып. 39 (45), Л., 1970. [7] Влаго- и теплообмен над водоемами и сушей в горных условиях, Под редакцией А. М. Мхитаряна, Труды ЗакНИГМИ, вып. 29 (35), 1969. [8] *А. М. Мхитарян, А. С. Саакян*, ДАН АрмССР, т. 57, № 1 (1973).