

ОБЩЕМИРНОЕ 19 2

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ

ВЫПУСК 10(72)

Т. Г. БЕРЛЯНД

РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВЫЙ БАЛАНС
ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
М. И. БУДЫКО



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1948

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Глава I. Уравнение теплового баланса и задачи работы

Глава II. Основные положения и обзор работ по исследованию радиационного и теплового баланса

§ 1. Прямая солнечная радиация	5
2. Суммарная радиация	10
3. Альbedo	16
4. Эффективное излучение	18
5. Радиационный баланс	23
6. Турбулентный поток тепла	25
7. Испарение	28

Глава III. Радиационный и тепловой баланс пустыни

Глава IV. Радиационный баланс Европейской территории СССР

§ 1. Суммарная радиация	38
2. Альbedo	46
3. Поглощенная радиация	51
4. Эффективное излучение	53
5. Радиационный баланс	56

Глава V. Тепловой баланс Европейской территории СССР

§ 1. Расход тепла на испарение	60
2. Турбулентный поток тепла	62
З а к л ю ч е н и е	64
Литература	66

АННОТАЦИЯ

В работе Т. Г. Берлянд дается обзор существующих методов расчета теплового баланса подстилающей поверхности и излагаются результаты расчетов радиационного и теплового балансов поверхности Европейской территории СССР. Дополнительно приводятся данные расчета теплового баланса пустыни, имеющие значение для обоснования принятой методики определения радиационного баланса.

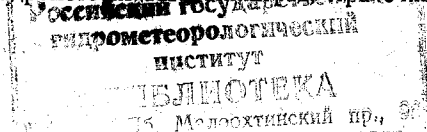
Результаты, полученные в работе Т. Г. Берлянд, представляют интерес для физико-климатологических исследований и для гидрологических исследований водного баланса.

Редактор *М. И. Будыко.*

Техн. редактор *Л. Б. Кононова.*

Сдано в набор 26/III 1948 г. Подписано к печати 12/VI 1948 г. Изд. № 28. Индекс М-Л-28. Бумага 70 × 105¹/₁₆. Зн. в 1 печ. л. 71 000. Уч.-изд. л. 7,3 Печ. л. 4¹/₂. Тираж 600 экз. Цена 6 руб. Гидрометеиздат. г. Ленинград, 1947 г. М 15524. Заказ № 649.

2-я типо-литография Гидрометеиздата, Ленинград, Прачечный пер., 6.



ГЛАВА I

УРАВНЕНИЕ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

Известно, что для уровня поверхности земли с достаточной точностью выполняется следующее уравнение теплового баланса подстилающей поверхности:

$$R + V + P + B = 0. \quad (1)$$

Здесь R — радиационный баланс, V — тепло, идущее на испарение или освобождающееся при конденсации, P — вертикальный турбулентный поток тепла, B — теплооборот в почве.

Потоки тепла в выражении (1) могут иметь различные знаки в зависимости от того, направлены ли они вверх или вниз от земной поверхности. Написанное выше равенство есть, по существу, уравнение сохранения энергии, приходящей к поверхности почвы.

Остановимся вкратце на отдельных составляющих теплового баланса.

Радиационный баланс (R) складывается из компонент приходящей и уходящей радиации.

Мы можем написать:

$$R = (1 - \alpha)(Q + q) - E, \quad (2)$$

где Q — прямое солнечное излучение, q — рассеянная радиация, $Q + q$ — суммарная радиация, α — альbedo подстилающей поверхности для коротковолновой радиации, E — эффективное излучение земли.

Обычно эффективное излучение представляют в виде двух встречных потоков радиации: одного, идущего снизу от земли (S), а другого сверху — противоизлучение атмосферы (G).

Тепло, идущее на испарение (V), является связующим звеном между тепловым балансом и водным балансом, представляя один из важнейших членов последнего.

Водный баланс для достаточно большой площади суши может быть записан следующим образом [10], [18]:

$$Z = Y - X \pm U \pm W, \quad (3)$$

где $Z = \frac{1}{m} V$ — испарение с поверхности, m — скрытая теплота парообразования, Y — осадки, X — сток, U — аккумуляция влаги, W — периферийный приток или отток воды.

В зависимости от географического положения рассматриваемого участка, времени года и продолжительности периода, для которого составляется баланс, написанные выражения могут значительно упроститься вследствие равенства нулю одной или нескольких компонент.

Так, при изучении среднесезонного теплового баланса за год можно считать, что поток тепла в почву (B) равен нулю.

Тогда (1) сводится к

$$R + V + P = 0. \quad (4)$$

В пустынях, где влагооборот почти отсутствует, испарением V можно пренебречь. Тогда для годового баланса пустыни имеет место простое равенство

$$R + P = 0, \quad (5)$$

дающее соотношение между радиационным балансом и турбулентным потоком тепла.

Не останавливаясь на всех частных случаях для выражения водного баланса (довольно подробно это сделано в книге М. А. Великанова [10]), укажем только, что для достаточно больших площадей можно не принимать во внимание периферийный приток или отток воды вследствие его малости.

При рассмотрении годовых средних значений (точнее, для так называемого „гидрологического года“) можно также считать $U = 0$.

Отсюда следует известная формула для многолетнего среднегодового водного баланса:

$$Z = Y - X, \quad (6)$$

для которого испарение равно разности осадков и стока.

Трудно переоценить значение исследования теплового баланса как в целом, так и отдельных его составляющих. Роль такого изучения для метеорологии, климатологии, гидрологии и океанографии подчеркивалась неоднократно многими авторами.

Уже сами уравнения балансов в записанной выше форме (1) — (6) дают весьма эффективный метод исследования тепло- и влагооборота в атмосфере.

Действительно, если нам каким-либо образом удалось найти приход радиационного тепла, расход тепла на испарение и нагревание почвы, то согласно уравнению (1) мы легко вычислим количество тепла, идущее на нагревание атмосферы. При исследовании процессов за год, для нахождения той же величины P нам, согласно (4), достаточно знать только R и V . С другой стороны, если известны величины R и P , то возможно определить сумму тепла, затрачиваемую на испарение, по которой, в свою очередь, на основании (3) можно найти ту или иную гидрологическую компоненту.

Весьма большое значение и самостоятельный интерес представляет также исследование отдельных составляющих теплового баланса и в особенности компонент радиационного баланса. Можно отметить, что за последние годы было выполнено много теоретических работ по трансформации воздушных масс, суточному ходу температуры, влажности, по предсказанию ночного понижения температуры, заморозков, туманов и пр. [15, 45, 46, 84, 101], в основу которых положено одно из уравнений (1) — (5) и где радиационный баланс принимался известным. В связи с этим исследование радиационного баланса в различных географических пунктах в различные времена года приобретает существенное значение. Вопросы исследования теплового баланса также делают все более и более важными для практического применения в метеорологическом обслуживании народного хозяйства, в первую очередь — сельского хозяйства.

Вместе с тем, за прошедшие 50 лет, в течение которых производились работы по определению теплового баланса, было выполнено не более двух десятков исследований для условий различных географических пунктов. Основная трудность в этих работах состояла в отсутствии достаточно надежных измерительных приборов, недостаток же эмпирических данных часто тормозил и развитие теоретических исследований.

Эти трудности сохранились и по настоящее время, однако количество собранного материала значительно увеличилось и, кроме того, появился

ряд новых исследований, которые позволяют, с одной стороны, уточнить существовавшие до сих пор расчеты для некоторых географических областей, а с другой стороны, дать новые значения для тех мест, для которых такие расчеты еще не производились.

Следует особенно отметить новые исследования теплового и радиационного баланса для различных районов СССР, в частности, для Европейской территории СССР. К этим исследованиям относятся работы С. А. Сапожниковой [56], М. И. Будько [8] и некоторые другие.

В настоящей работе выполнены расчеты значений всех составляющих теплового баланса для Европейской территории СССР, а именно: радиационного баланса, тепла, идущего на испарение, и турбулентного потока тепла.

На основании этих расчетов построены карты распределения годовых значений R , V , P .

Для радиационного баланса и его составляющих выполнен расчет не только для года в целом, но также для отдельных сезонов.

Следует указать, что до сих пор подобных исследований для территорий, сравнимых по размерам с Европейской территорией СССР, не было.

Для решения поставленной задачи оказалось необходимым не только подобрать достаточно большое число данных по отдельным пунктам на Европейской территории СССР, но и выработать некоторые методические положения.

Так, раздел III нашей работы, в котором исследуется тепловой баланс пустыни, носит главным образом вспомогательный характер. Сравнительно простой вид теплового баланса (в этом случае радиационный баланс равен турбулентному потоку тепла) позволил подтвердить некоторые предположения, сделанные при основном исследовании теплового баланса Европейской территории Союза. *

Полученные выводы о внутригодовом ходе турбулентного потока тепла в пустыне могут представлять и самостоятельный интерес.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ОБЗОР РАБОТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ РАДИАЦИОННОГО И ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА

§ 1. Прямая солнечная радиация

Наша задача не требует полного освещения истории изучения солнечной и земной радиации, что сделано достаточно детально в книгах Н. Н. Калитина [25] и Линке [90].

Здесь мы остановимся лишь на основных работах по географическому распределению отдельных составляющих радиационного баланса, касаясь при этом, насколько требуется, некоторых физических предпосылок таких работ.

Сначала изложим работы, посвященные коротковолновой радиации (прямой, рассеянной и суммарной), затем длинноволновой — эффективному излучению земли, и, наконец, рассмотрим исследования по радиационному балансу в целом.

Одной из первых работ по теоретическому определению сумм прямой радиации для различных мест земного шара является исследование Анго [74], выполненное еще в 1883 г. Несмотря на давность, оно является одной из наиболее фундаментальных и полных работ по этому вопросу. Прочно войдя во все учебники по метеорологии различных стран благо-

даря своей простоте и наглядности, эта работа „несколько не утратила своего глубокого значения и сейчас“ (Калитин [25]).

Анго исходил из закона Буге для прохождения прямого солнечного излучения через атмосферу:

$$I = I_0 p^m, \quad (7)$$

где I_0 и I — интенсивность прямой радиации, соответственно падающей на границу атмосферы и на площадку у поверхности земли, расположенную перпендикулярно солнечным лучам, p — коэффициент прозрачности атмосферы, m — радиационная масса атмосферы.

Тогда, если высота солнца h_\odot , r_0 и r — расстояние от земли до солнца, соответственно — в данный момент и среднее, то количество тепла, приходящего на 1 см^2 горизонтальной поверхности земли за время dt , будет:

$$dQ = I_0 \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 p^m \sin h_\odot dt, \quad (8)$$

где I_0 — солнечная постоянная.

Приняв $m = \sec h_\odot$ и воспользовавшись формулой, определяющей высоту солнца через широту места φ , склонение δ и время наблюдений t (часовой угол ωt ; ω — угловая скорость вращения земли),

$$\sin h_\odot = A + B \cos \omega t, \quad (8a)$$

где

$$A = \sin \varphi \sin \delta; \quad B = \cos \varphi \cos \delta, \quad (9)$$

Анго нашел суточную сумму прямой радиации после интегрирования соотношения (8) в пределах от $-t_0$ до $+t_0$. Через $\pm t_0$ обозначено время восхода и захода солнца, отсчитываемое от полудня и определяемое из условия $\sin h_\odot = 0$, или

$$A + B \cos \omega t_0 = 0. \quad (10)$$

Эти расчеты были произведены для различных коэффициентов прозрачности от $p = 0,6$ до $p = 1,0$.

Чтобы избежать введения солнечной постоянной, которая в его время определялась с большой погрешностью, Анго свел расчеты к относительным единицам. В результате для указанных коэффициентов прозрачности было дано распределение сумм тепла прямой солнечной радиации, приходящей за сутки на 1 см^2 при безоблачном небе для всех месяцев года и для всех широт земного шара.

Выводы, полученные Анго, значительно расширили представление о распределении солнечной энергии по земному шару в различные периоды года.

Последующие авторы указали на ряд недостатков в работе Анго, из которых наиболее существенны:

1. Незаконность использования для получения интегрального потока солнечной радиации закона Буге, который справедлив лишь для монохроматического излучения. Применение этого закона ведет к ошибкам вследствие так называемого „эффекта Форбса“ [58]. Кроме того, предполагаемое Анго постоянство коэффициента прозрачности в течение дня на самом деле не имеет места.

2. Неточность соотношения между m и высотой h_\odot (8), что, согласно Бемпораду, начинает существенно влиять на величины прямой радиации при высотах солнца $< 30^\circ$. Вследствие этого таблицы Анго недостаточно точны в зимнее время и для высоких широт.

Хотя эти недостатки не принципиальны, следует признать, что метод Анго в настоящее время имеет ограниченное значение для расчетов сумм прямой радиации, ибо для применения его требуется значение распределения во времени и по земному шару коэффициентов прозрачности, точное нахождение которых в настоящее время возможно только с использованием данных наблюдений прямой радиации.

Долгое время после опубликования исследования Анго оно являлось почти единственным по рассматриваемому вопросу вплоть до появления работ М. Миланковича. Сводка его исследований дана в монографии „Математическая климатология“ (1930 г.) [48], которая, как указывает автор, является развитием его книги, вышедшей в 1920 г., и статей по распределению солнечной радиации, опубликованных в 1913 и 1920 гг.

Исследование прямой радиации Миланковичем в принципе не отличается от работ Анго, точнее, оно является прямым продолжением последней. В его работе также использованы приведенные выше уравнения (7)—(10), с последующим их интегрированием. Располагая довольно точным значением солнечной постоянной ($I_0 = 2$ кал./см²мин.), Миланкович рассчитал таблицы, аналогичные таблицам Анго, где суточные суммы прямой радиации даны уже в абсолютных, а не в относительных единицах.

Работа Миланковича, как и работа Анго, фактически позволяет вычислить распределение прямой радиации в пространстве и времени, если известно соответствующее распределение коэффициента прозрачности. Поэтому она по существу тоже дает возможность только определить коэффициенты прозрачности путем сравнения вычисленных сумм прямой радиации с действительно наблюдаемым. Как раз такое сопоставление эмпирических данных по прямой радиации с вычисленными произведено В. Н. Украинцевым [60] для ряда пунктов субтропической зоны СССР и А. Х. Хргианом [64] для годового и широтного хода.

Независимо от Миланковича С. И. Савинов [52] в 1925 г. предложил метод расчета широтного и внутригодового распределения прямой солнечной радиации, имеющий много общего со схемой Анго—Миланковича. Савинов также исходил из закона Буге (7) и уравнений (8) и (9), но для получения суточных сумм радиации он не производил интегрирования по времени, а подсчитывал значения прямой радиации для каждого часа, затем суммировал их за день и умножением суточных сумм на 30,4 получал месячные суммы тепла. Для солнечной постоянной им принималось значение 1,936 кал./см²мин. Расчеты производились для различных коэффициентов прозрачности (p), при этом для широты 60—90° взяты p равными 0,7, 0,8 и 0,9, а для остальных широт—0,7 и 0,8, так как эти значения p являются более близкими к действительным для данных широт. Сопоставляя вычисленные значения с наблюдаемыми, Савинов отмечает, что первые оказываются ниже вторых при малых высотах солнца и выше наблюдаемых—при высоком стоянии солнца. Он отметил, что это происходит из-за неточности формулы Буге и что для лучшего приближения к действительным суммам надо принимать p несколько большими, чем полученные из наблюдений (это особенно существенно при малой высоте солнца).

Сравнивая значения по широтному и внутригодовому распределению сумм тепла от прямой радиации, полученные Савиновым и Миланковичем, мы установили, что, несмотря на некоторую приближенность подсчета прихода тепла за сутки по методу Савинова, его значения почти в точности совпадают с данными Миланковича.

Приводим табл. 1, в которой помещены годовые суммы солнечной радиации по Савинову и Миланковичу для разных широт и коэффициентов прозрачности (значения сумм даны в больших калориях на см²).

Таблица 1

	Широты																						
	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°													
Кoeffициент прозрачности	0,9	0,8	0,7	0,9	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7											
	40,2	60,9	89,2	45,1	65,7	93,8	59,6	80,8	108,5	80,5	105,5	105,7	134,8	131,3	164,3	154,2	189,5	171,8	208,6	183,1	220,6	186,5	224,5
Прямая радиация	41,2	62,5	92,7	46,3	67,4	96,4	61,2	83,0	111,5	82,7	118,4	108,7	138,6	135,0	168,7	158,5	194,6	176,5	214,2	188,1	226,7	191,9	231,0
	по Савинову																						
по Миланковичу																							

Из табл. 1 видно, что значения, полученные Миланковичем, немного больше за счет того, что он принимал большее значение солнечной постоянной.

Савинов, кроме вычисления сумм прямой радиации при ясном небе, впервые определил еще суммы прямой радиации с учетом облачности для широт от 0 до 60°, предположив, что

$$Q = Q_0(1 - n), \quad (11)$$

где Q_0 — возможные суммы прямой радиации при ясном небе, Q — действительные суммы тепла с учетом облачности, n — степень облачности.

Савинов также построил первую карту среднесуточных сумм тепла прямой радиации с учетом облачности за вегетационный период (апрель — сентябрь) для Европейской территории СССР. Правильность карты он смог проверить лишь для двух пунктов — Павловска и Киева, где проводились наблюдения. Результаты измерений оказались близкими к вычисленным данным.

Как мы уже указывали, при расчетах суточных сумм радиации Савинов обратил внимание на неточность формулы Буге (7). Уже давно были сделаны попытки заменить эту формулу лучшей (формула А. Онгстрема 1907 г. [80], формула Линке 1929 г. [97]). Однако и эти формулы для расчета типа Анго — Савинова — Миланковича мало пригодны, так как для них характерны те же недостатки, что и для формулы (7) (зависимость характеристики прозрачности от суточного хода и радиационной массы атмосферы).

В 1928 г. В. Н. Кастровым [33] была предложена простая и вместе с тем почти лишенная упомянутых недостатков формула:

$$I = \frac{I_0}{1 + cm}, \quad (12)$$

где I_0 и I — как и в (7), интенсивность солнечной радиации на границе атмосферы и на поверхности земли, m — радиационная масса атмосферы, c — характеристика прозрачности.

Савинов [53] сразу же после появления формулы Кастрова проверил ее на материале наблюдений и указал на преимущество этой формулы в сравнении

с законом Буге. В 30-х годах такую проверку произвел еще ряд авторов (Корсак, Ярославцев и др.).

В 1928 г. Савинов выполнил новые расчеты внутригодового и широтного (от 40 до 70° через каждые 5°) распределения возможных сумм прямой радиации, в основу которых вместо формулы Буге положил формулу Кастрова.

Расчеты на основании формулы Кастрова, аналогичные расчетам Савинова, были произведены для широт 37—42° (Средняя Азия) в 1932 г. Горленко, а для широт 42—54° в 1937 г. Решетовым и Урмановым.

В опубликованном в 1934 г. Бауром и Филиппсом [82] исследовании дается некоторое уточнение работы Миланковича.

Исследование географического распределения прямой радиации на основании фактических данных, полученных с помощью регистрирующих приборов прямой радиации, начаты сравнительно поздно. Первый этап зделс состоял в подборе данных различных станций.

В 1919 г. Кимбалл [95] собрал данные по прямой радиации на территории США, а позднее он же опубликовал список всех станций на земном шаре, на которых велись наблюдения над прямой радиацией, с указанием времени наблюдения, типа прибора и т. д. Кроме того, Кимбалл подсчитал месячные суммы прямой радиации для части этих пунктов.

В 1935 г. Г. Перль [100], обработав материалы 81 пункта, на основании фактических данных определила широтное распределение сумм прямой радиации при безоблачном небе для года в целом и для каждого месяца в отдельности. При этом ей пришлось преодолеть значительные трудности вследствие различия измерительных приборов и продолжительности наблюдений в отдельных пунктах. Сравнивая свои результаты с вычислениями Миланковича, Перль пришла к выводу о невозможности получить действительное распределение радиации по схеме Миланковича, в которой вводится некоторое среднее для всего земного шара значение коэффициента прозрачности. На основании этого сравнения Перль нашла распределение коэффициентов прозрачности, которые, как и следовало ожидать, значительно изменяются в пространстве и времени.

В 1939 г. Н. Г. Евфимов уточнил результаты, полученные Перль для северных широт, за счет новых данных наблюдений. Указывая на недостатки работы Перль, он отметил, что, с одной стороны, ее данные несколько занижены для широты 50° вследствие использования ею, главным образом, наблюдений в больших городах с увеличенной запыленностью, с другой стороны, они несколько завышены для широты 60°, особенно в зимнее время. Евфимов указал также на скудность использованного ею материала для высоких широт. Рассчитав значения прямой радиации при безоблачном небе, Евфимов перешел к определению ее при действительных условиях по формуле (11) (степень средней облачности для различных широт он принимал по Бруксу).

Очень простой метод определения прямой радиации был предложен В. Н. Украинцевым [61], который на основании статистической обработки наблюдений ряда станций установил линейную зависимость между месячными суммами прямой радиации (ΣQ) и продолжительностью солнечного сияния (ΣS)

$$\Sigma Q = a(\Sigma S + b), \quad (13)$$

где a и b — численные коэффициенты.

Украинцев определил для каждой станции значения a и b для всех месяцев года.

Наиболее новым исследованием по распределению возможных сумм прямой радиации является работа Б. М. Гальперин. В основу своих расчетов Гальперин положила, как и Савинов, формулу Кастрова (12).

Подставив в формулу (8) вместо p^m выражение (12) и проинтегрировав его по времени в пределах от восхода до захода солнца, она получила выражение для определения суточных сумм прямой радиации.

Полученные результаты были проверены пока только по наблюдениям за теплый период в одном пункте (Саратов).

Не останавливаясь на истории развития экспериментальных наблюдений прямой радиации, укажем лишь, что наиболее полные и продолжительные наблюдения за прямой радиацией были выполнены в Советском Союзе; Павловск является единственным пунктом в мире, в котором непрерывно (с 1912 по 1941 г.) велась регистрация солнечной радиации.

Годовые и месячные суммы прямой радиации для многих пунктов СССР были подсчитаны Н. Н. Калитиным [25], [27].

§ 2. Суммарная радиация

Под суммарной радиацией ($Q + q$) обычно понимают величину потока солнечного излучения, достигающего земной поверхности. Суммарная радиация складывается из прямой (Q) и рассеянной (q) небесной радиации. Последняя является результатом рассеяния солнечного излучения в атмосфере молекулами воздуха, пылью, облаками и др. Долгое время при характеристике радиационного режима того или иного пункта недооценивалось значение рассеянной радиации и, кроме того, не было точных приборов для ее измерения. В связи с этим, исследование рассеянной, а следовательно, и суммарной радиации началось значительно позже изучения прямого излучения, и количество пунктов на земном шаре, в которых продолжительное время велось наблюдение за суммарной радиацией, оказалось сравнительно невелико.

Сложная зависимость рассеянной радиации от различных факторов (высоты солнца, прозрачности атмосферы и др.) не позволила дать практически пригодной формулы для ее вычисления. Скудность эмпирического материала и трудность аналитического исследования явились причиной того, что к решению данного вопроса подходили, главным образом, косвенным путем. По этому вопросу исследования проводились, в основном, в двух направлениях. Первое — отыскание соотношений между прямой и рассеянной радиацией, которые использовались для определения суммарной радиации. Второе — определение статистической зависимости суммарной радиации от основных факторов, влияющих на ее изменение. Изучение соотношений между рассеянной и прямой радиацией проводилось экспериментально и теоретически.

Результаты экспериментальных измерений наиболее полно представлены в статьях и книгах Н. Н. Калитина [25], [26] и др. В них исследовались влияния на интенсивность рассеянной радиации прозрачности атмосферы, высоты солнца, облачности, альбедо земли. Калитин нашел, в частности, что при безоблачном небе, в зависимости от прозрачности атмосферы, отношение рассеянной радиации к прямой может изменяться в несколько раз. Увеличение прозрачности больше всего сказывается именно на

отношении рассеянной радиации к прямой $\left(\frac{q}{Q}\right)$, ибо влияние ее на числитель и знаменатель этой дроби противоположно (при уменьшении q Q увеличивается). Отчетливо обнаруживается также влияние высоты солнца h_{\odot} на количество рассеянной радиации, которое особенно существенно при малых h_{\odot} . Для примера приводим интересный график Н. Н. Калитина [28] (рис. 1). Здесь I и i — соответственно напряжение прямой и рассеянной радиации.

Из этого графика видно, что при увеличении высоты солнца рассеянная радиация увеличивается, а отношение ее к прямой радиации $\left(\frac{q}{Q}\right)$, наоборот, заметно уменьшается. Таким образом, чем мутнее воздух и чем ниже солнце, тем больше доля рассеянного излучения в суммарной радиации. Зимой, особенно в городах с увеличенной мутностью воздуха, рассеянная радиация может оказаться больше прямой даже при безоблачном небе.

Мосби [99], обработав экспедиционные материалы, полученные при плавании на „Мод“, установил эмпирическое соотношение между интенсивностью суммарной радиации при безоблачном небе и высотой солнца h_{\odot} :

$$(Q + q) = 0,0273 h_{\odot}. \quad (14)$$

Позднее Альбрехт [72], используя материал наблюдений, полученный в ряде пунктов, указал на невозможность применения фор-

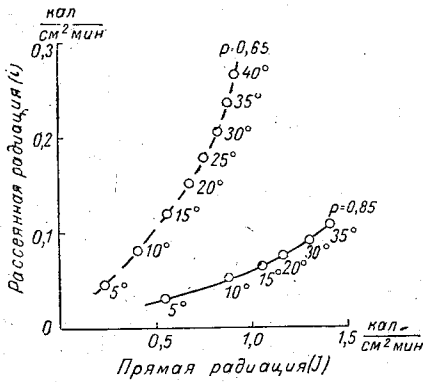


Рис. 1. Соотношение между I и i при коэффициентах прозрачности атмосферы $r = 0,85$ и $r = 0,65$ для разных высот солнца. (По Н. Н. Калитину).

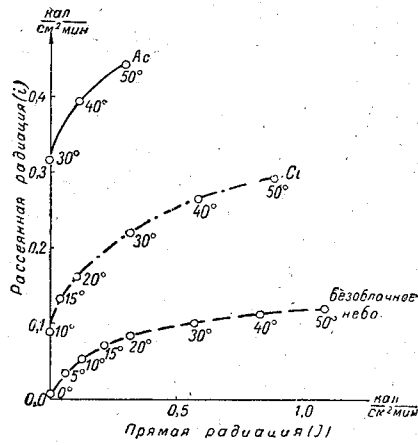


Рис. 2. Соотношение между I и i при безоблачном небе, покрытом С1 и покрытом Ас для разных высот солнца.

мулы Мосби для широт южнее дрейфа „Мод“ и предложил вместе с тем новую эмпирическую формулу:

$$(Q + q) = a \sin h_{\odot} \left(b - \frac{1}{V \sin h_{\odot}} \right), \quad (15)$$

где a и b — коэффициенты, зависящие от влажности воздуха и высоты пункта над уровнем моря, значения которых Альбрехт приводит для различных пунктов северного полушария. Следует отметить, что формула Альбрехта пригодна лишь для некоторой средней прозрачности атмосферы.

Наибольшее влияние на рассеянную радиацию оказывают облака. Н. Н. Калитин и его сотрудники провели подробное исследование зависимости рассеянной радиации от вида и степени облачности на основании наблюдений в Павловске.

Используя данные Н. Н. Калитина [31], мы построили график (рис. 2), на котором представлено соотношение I и i при безоблачном небе, а также при небе, покрытом С1 и Ас, для различных h_{\odot} . Рис. 2 наглядно иллюстрирует влияние форм облачности на указанные соотношения.

Теоретическое исследование рассеянной радиации в зависимости от высоты солнца и мутности атмосферы производилось несколькими авторами, результаты работ которых изложены в книге Линке [90].

Однако численные результаты, полученные на основании почти всех теоретических формул, пока лишь правильно отражают качественную сторону вопроса и недостаточно хорошо количественно согласуются с данными наблюдений.

Еще хуже обстоит вопрос с теоретическим исследованием рассеяния радиации в облаках. Водяные капли, из которых состоят облака, в сотни тысяч раз больше размеров молекул, и поэтому рассеивание света ими значительно больше, чем рассеивание молекулами воздуха. Прямая солнечная радиация, после многократного отражения от водяных капель, уже через несколько десятков метров проникновения ее в облако совершенно теряет прямолинейный характер распространения, так что в облаке полностью господствует рассеянная радиация. Поэтому для облаков нельзя применять известные законы поглощения и необходимо учитывать многократное отражение на каплях.

Попытки дать формулы для этих случаев были сделаны Шустером, Дитциус, Альбрехтом и привели лишь к очень приближенным зависимостям.

Для упрощения расчетов географического распределения суммарной радиации были предложены приближенные зависимости, полученные статистической обработкой экспериментального материала. В частности, Онгстрем [76] в 1922 г. предложил формулу, связывающую суточные притоки суммарной радиации при действительных условиях с суммарной радиацией при безоблачном небе и относительной продолжительностью солнечного сияния — ясностью неба:

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [k + (1 - k) S], \quad (16)$$

где $(Q + q)$ и $(Q + q)_0$ — соответственно суммарная радиация при действительных и безоблачных условиях, S — степень ясности (отношение действительной продолжительности солнечного сияния, полученной по гелиографу, к возможной, за рассматриваемое время).

На основании обработки наблюдений в Стокгольме, Онгстрем нашел среднегодовые значения $k = 0,235$. Формулу Онгстрема в работе 1928 г. подтвердил Кимбалл, получив по данным американских станций для широты 40° зависимость

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [0,29 + 0,71 (1 - n)], \quad (17)$$

с тем отличием от (16), что* здесь вместо S стоит $(1 - n)$, где n — степень средней облачности, а $(1 - n)$ представляет собой степень ясности, определяемую по облачности. Онгстрем, отметив сходство значения k , полученного им и Кимбаллом, сделал предположение, что это значение можно распространить для всей зоны умеренных широт северного полушария. Но это неточно. Действительно, из формул (16) и (17) следует, что при $S = 0$ или $n = 1$, при сплошной облачности и полном отсутствии

прямого солнечного излучения, $q = (Q + q)_0 k$, откуда $k = \frac{q}{(Q + q)_0}$. Но, как мы видели выше, величина отношения рассеянной радиации при сплошной облачности к суммарной радиации безоблачного неба существенно зависит от формы и высоты облаков, высоты солнца, и, следовательно, говорить о величине k как о некоторой постоянной можно лишь при осреднении ее за достаточно длительный промежуток времени. Онгстрем сам установил, что при определении сумм радиации за неделю ошибка может достигать около 10% . Естественно, что величина k должна

зависеть от времени года и широты места. Это было подтверждено всеми последующими определениями k .

Савинов [54] выполнил интересное исследование величин S и n на основании обработки многочисленных наблюдений, полученных в Павловске. Он сопоставил среднемесячные значения S и $(1-n)$ с \bar{S} — отношением действительно осуществившейся суммы прямой солнечной радиации к возможной при совершенно ясном небе. Данные по осуществившейся радиации Савинов получил из записи актинографа. В результате он нашел, что среднемесячные значения S и $(1-n)$ в большую часть года значительно отличаются от \bar{S} . Любопытно, что в то время, как зимой значения ясности по облачности дают величины большие, чем получаемые по гелиографу, в остальные месяцы имеет место обратное соотношение.

Савинов объясняет это тем, что гелиограф записывает наличие солнечной радиации, начиная с некоторого определенного значения (0,30—0,35 кал./см² мин.), что приводит к смещению начала записи на некоторое время после восхода солнца и окончанию записи несколько раньше захода солнца. Этот факт существенно сказывается зимой, при слабом напряжении солнечной радиации, с другой стороны, летом, при большой интенсивности рассеянной радиации, гелиограф производит запись даже при наличии облачности. Вероятно, именно вследствие разного характера систематической ошибки гелиографа в холодное и теплое полугодие оказывается, что среднегодовые значения S очень близки к \bar{S} . Вместе с тем, Савинов обнаружил весьма хорошую согласованность с \bar{S} во все месяцы среднеарифметического из S и $(1-n)$, т. е. $\bar{S} = \frac{1-n+S}{2}$.

Вследствие этого он предложил ввести последнюю величину, как лучше всего отражающую „истинную ясность“, в формулы типа Онгстрема и Кимбалла, определяющие зависимость суммарной радиации от ясности неба или от облачности. В частности, для определения суммарной радиации Савинов предложил формулу:

$$(Q+q) = Q_0(1 - c\bar{n}), \quad (18)$$

где, как и прежде, Q_0 — прямая радиация при безоблачном небе; $\bar{n} = 1 - \bar{S}$; c — некоторая постоянная, введенная вместо коэффициента Онгстрема k ($c = 1 - k$). Для Павловска было получено среднегодовое значение $c = 0,57$.

Как видим, Савинов связывал суммарную радиацию лишь с прямой радиацией, пренебрегая рассеянной радиацией безоблачного неба. Б. П. Вейнберг [9] указал на этот недостаток, и в дальнейшем Савинов [55] дал новую формулу:

$$(Q+q) = Q_0(1 - \alpha)(1 - c\bar{n}), \quad (19)$$

где $\alpha = \frac{q_0}{Q_0}$. Для широты Павловска он вычислил среднемесячные значения величины α . В последующие годы зависимость, предложенная Онгстремом, подвергалась дополнительной проверке для различных мест, например для Гельсинки Люнелюндом [98], для Арктики Мосби [99], и ими были найдены новые значения k .

Савинов явился первым из исследователей географического распределения рассеянной и суммарной радиации. В 1925 г. он предложил принять постоянным отношение рассеянной радиации к прямой, вычисленное им для Павловска, а затем, на основании этого отношения, по распределению прямой радиации определять распределение рассеянной радиации. Именно это он и проделал для Европейской территории СССР, для вегетационного периода, при использовании уже упо-

минавшейся карты прямой радиации. Однако легко понять, что такое построение имело большую погрешность, так как нельзя ожидать, что принятая величина отношения $\frac{q_0}{Q_a}$ не будет меняться на столь большой территории.

Следующее исследование по данному вопросу принадлежит Кимбаллу [96]. В этой работе Кимбалл определял суммарную радиацию в действительных условиях по ее значению при ясном небе и по степени облачности на основании установленной им зависимости (17), а также предложил новый метод расчета сумм прямой радиации при безоблачном небе.

Разработанный Кимбаллом метод отличался от других методов (рассмотренных в § 1), при использовании которых необходимо предварительно знать прозрачность атмосферы, тем, что Кимбалл попытался перейти к заданному распределению влажности у поверхности земли. В своих расчетах Кимбалл рассматривал ослабление солнечной радиации за счет отдельных факторов — релеевского рассеяния, поглощения водяными парами и рассеяния пылью.

В результате был определен суммарный коэффициент поглощения, на основании которого по закону Буге было найдено значение прямой радиации, достигающей земной поверхности. Для перехода от прямой радиации к суммарной радиации безоблачного неба Кимбалл использовал найденное им ранее эмпирическое соотношение между прямой радиацией и рассеянной для различных высот солнца (от 25 до 80°) по данным наблюдений 7 американских станций. На основании полученных значений Кимбалл построил карты суммарной радиации над океанами (исключая полярную зону) для различных сезонов года. Сопоставление вычисленных значений с наблюдаемыми производилось лишь для двух пунктов — Стокгольма и Гаванны (Куба). Для Стокгольма было получено хорошее совпадение данных, для Гаванны — вычисленные и наблюдаемые величины сильно отличались друг от друга. Вследствие многих допущений, погрешности применяемых формул и неточности используемого соотношения между прямой и рассеянной радиацией, результаты Кимбалла могут рассматриваться только как грубо приближенные; сам Кимбалл отмечал, что они не могут быть приняты как окончательные.

В 1934 г. Баур и Филиппс [82] попытались получить значение рассеянной радиации расчетным путем. Рассеянную радиацию безоблачного неба они рассматривали состоящей из двух частей — релеевского рассеяния идеально чистого воздуха d и рассеяния на пыли D . Они исходили из того, что разность между радиацией, падающей на границу атмосферы I_0 , и приходящей к земле прямой радиации равна сумме поглощенной атмосферной радиации w и $d + D$. При этом они, как и Кимбалл, принимали, что в атмосфере все поглощение солнечной энергии происходит за счет водяного пара, причем этот эффект может быть рассчитан по формуле Фовля. Определив это значение и вычислив по известной формуле d , легко определить D как разность $I_0 - (I + w + d)$. Найденные таким образом значения d и D представляют собой рассеянный поток радиации. Направленный к земле поток рассеянной радиации составляет из 0,5 d (так как релеевское рассеяние симметрично) и из 0,74 D .

Для вычисления радиации, рассеянной облаками, Баур и Филиппс предложили весьма приближенные и вместе с тем очень громоздкие формулы, связывающие интенсивность рассеянного излучения со степенями облачности, повторяемость облаков отдельных ярусов, альbedo облаков и др. Несомненно, что результаты Баура и Филиппса гораздо интереснее результатов Кимбалла, однако, как и последние, они получены на основании большого количества гипотез и весьма приближен-

ных формул. Поэтому необходима их тщательная проверка на материале наблюдений.

Н. Г. Евфимов в одной из работ попытался найти широтное распределение суммарной радиации в северном полушарии при безоблачном небе на основании ряда наблюдений. Им были определены среднемесячные притоки суммарной радиации за сутки при ясном небе, а затем, на основании этих значений и формулы Онгстрема (16), он получил широтное и временное распределение суммарной радиации при действительных условиях. Однако для такого исследования Евфимов имел чрезвычайно мало пунктов — всего 17 на всем северном полушарии, притом в нескольких из них наблюдения велись в течение лишь 2—3 месяцев. Ввиду такого малого количества пунктов, он попытался привлечь данные Кимбалла, вычисленные для океанов (эти данные, кстати, он неправильно характеризует как взятые „сообразно с данными наблюдений“). Но, как и следовало ожидать, значения суммарной радиации, которыми располагал Кимбалл, из-за их неточности для районов севернее широты 40° оказались заметно выше наблюдаемых. Поэтому Евфимов воспользовался данными Кимбалла для широт южнее 40°. Несомненно, что сделал он это совершенно необоснованно, ибо, во-первых, правильность их для этой зоны он не мог подтвердить, так как располагал результатами наблюдений всего 2 станций для этих широт, во-вторых, как указано выше, данные Кимбалла для низких широт согласовались с наблюдаемыми (Гаванна) хуже, чем для высоких (Стокгольм), и, наконец, в-третьих, существенно то, что значения Кимбалла получены только для водных пространств, а Евфимов распространил их и на материки.

Украинцев [62], в отличие от предыдущих исследователей, которые почти всегда для получения суммарной радиации исходили из значений прямой радиации безоблачного неба, предложил статистическую зависимость для определения суточных притоков суммарной радиации непосредственно от продолжительности солнечного сияния. На основании тщательной обработки результатов наблюдений 11 станций, отказавшись при этом от устаревших данных некоторых станций (ввиду неточности приборов старой конструкции) Украинцев получил для зоны от 35 до 70° с. ш. линейную связь между суточным притоком суммарной радиации ($\Sigma(Q+q)$) и продолжительностью солнечного сияния в часах (ΣS) по гелиографу:

$$(Q+q) = m \Sigma S + n, \quad (20)$$

где m и n — некоторые коэффициенты, которые изменяются от места к месту в зависимости от средней прозрачности и характеристики облачности данного места. Оказалось, что эта линейная связь хорошо выполняется при различных продолжительностях солнечного сияния в течение суток. Украинцевым были определены среднемесячные значения коэффициентов m и n для всех рассмотренных им станций, а затем путем интерполирования были получены значения m и n для широт от 35 до 75° через каждые 5° для всех месяцев года.

Н. Н. Калитин [26] в 1940 г. произвел анализ суммарной радиации для ряда станций, лежащих за полярным кругом. В этой работе вычислены месячные, сезонные и годовые притоки суммарной радиации и произведено сопоставление их с данными некоторых других пунктов СССР, расположенных южнее. Кроме того, он рассмотрел отдельно рассеянную и прямую радиацию для арктических станций. Интересно отметить, что для Бухты Тихой во все сезоны рассеянная радиация значительно преобладает над прямой (летом, например, суммарная радиация состоит на 73% из рассеянной и на 27% из прямой; примерно то же отношение имеет место и весной, осенью же прямая радиация состав-

ляет лишь 0,4% от суммарной). Начиная с Якутска и южнее, весной и летом прямая радиация уже превышает рассеянную. Осенью они примерно равны, за исключением станций в Крыму. На основании полученных величин Калитин построил графики приближенной зависимости сезонных и годовых сумм притоков суммарной радиации от широты. Материалы этой работы в последующем были уточнены и обобщены им в 1945 г.

В работе [29] Калитин, на основании материалов актинометрических станций СССР и ряда европейских, путем интерполяции впервые построил карту распределения годовых притоков суммарной радиации на Европейской территории СССР, представляющую для нашей работы особый интерес.

В заключение этого раздела можно отметить, что, несмотря на сравнительно недавнее начало исследований суммарной радиации, за последнее десятилетие в рассматриваемом вопросе были достигнуты заметные успехи.

§ 3. Альbedo

Солнечная радиация, попадая на земную поверхность, поглощается не полностью, часть ее, отражаясь, возвращается в виде коротковолнового излучения в атмосферу. Отношение интенсивности отраженной радиации к интенсивности падающей называют отражательной способностью, или альbedo α , данной поверхности и обычно выражают в процентах. Альbedo различных поверхностей и покровов, — будь то вода, песок, трава, деревья, снег, — различно; оно может изменяться от нескольких процентов до 90—95%.

Альbedo солнечного излучения существенно зависит от длины волны; в различных участках спектра оно различно. Однако для исследования проблемы радиационного баланса имеет значение лишь так называемое интегральное альbedo, представляющее собой некоторую среднюю величину альbedo для всего солнечного спектра.

В дальнейшем мы будем говорить только об интегральном альbedo, опуская слово „интегральное“.

Альbedo местностей умеренных широт почти непрерывно изменяется в течение года: весной после схода снега, почва бывает влажной и покрытой старой прошлогодней травой, — альbedo такого покрова имеет одно значение; во время вегетации растений, когда почва покрыта зеленой травой, поверхность обладает другим альbedo. Зимой, когда почва находится под снегом, значение альbedo сильно отличается от двух первых и т. д. Понятно, что при изучении географического распределения радиационного баланса учет альbedo представляет большое значение и совершенно необходимо нахождение среднего альbedo местности в зависимости от ее покрова. Однако определение альbedo для больших территорий почти не проводилось, и в литературе имеются, главным образом, данные измерений альbedo лишь отдельных покровов земной поверхности.

Одно из первых исследований альbedo различных поверхностей принадлежит Онгстрему [77], определившему отражательную способность ряда распространенных покровов (чернозем, песок, трава, снег, вершины хвойных и лиственных деревьев). Позднее весьма подробные работы были произведены Калитиным [24], который, помимо отдельных измерений альbedo, произвел тщательное исследование изменения во времени отражательной способности отдельных поверхностей. Непрерывные измерения альbedo снежного покрова [23] показали, что его отражательная способность меняется в зависимости от вида и состояния покрова.

В 1938 г. Гальперин [12] произвела измерения отражательной способности ряда сельскохозяйственных угодий. Ее данные интересны тем, что

они охватывают период начала, расцвета и конца вегетации основных сельскохозяйственных культур.

Все указанные выше измерения производились на уровне нескольких метров над исследуемой поверхностью, однако были сделаны попытки произвести измерения альbedo и с высоты нескольких сот метров — с самолета. Такие измерения в 1928 г. проделал Бюттнер [85]. Но, как отмечает Альбрехт [72], последний метод наблюдений постоянно дает меньшие значения, чем первый. Одна из причин этого заключается, по его мнению, в том, что при измерениях с самолета охватываются большие участки площади, куда входят, по необходимости, и теневые участки, уменьшающие альbedo.

Известно, что величина отражающей способности той или иной поверхности может изменяться также и в зависимости от высоты солнца. Эта зависимость достаточно подробно исследована лишь для водной поверхности. Согласно Шмидту, с возрастанием высоты солнца альbedo воды уменьшается. Так, при h_{\odot} , равной $5,5^{\circ}$, альbedo воды достигает 70% , при h_{\odot} , равной 12° , оно падает до 40% .

Работ по исследованию изменения альbedo различных поверхностей в зависимости от высоты солнца еще очень мало. Разработкой данного вопроса у нас в СССР занимались Б. М. Гальперин и И. Г. Лютерштейн.

Ниже мы приводим сводку значений альbedo различных поверхностей, которые были получены рядом авторов (табл. 2).

Таблица 2

Вид поверхности	Альbedo, в %	Автор
Снег		
свежевыпавший	81	Онгстрем [77]
свежий	84	Калитин [23]
старый	46	Калитин [23]
сухой	82	Тамс [105]
влажный	60	Тамс [105]
старый загрязненный (в большом городе)	43	Люнелюнд [94]
замерзший	50	Тамс [105]
снег в Арктике	80—86	Черниговский [65]
снег в окрестностях Ташкента	до 93	Ярославцев [69]
Почва		
сухой чернозем	14	Онгстрем [77]
гумус	26	Калитин [23]
паровое поле { влажная поверхность	5—7	Гальперин [12]
{ сухая поверхность	8—12	Гальперин [12]
влажное вспаханное поле (окрестности Ташкента)	14	Скворцов [57]
пар сухой (Ташкент)	20	Скворцов [57]
песок кварцевый желтый	35	Калитин [23]
поверхность пустыни	28—38	Сапожникова [63]
поверхность пустыни	29—31	Скворцов [57]
Травяной покров		
высокий травостой, разросшийся	18—20	Гальперин [12]
свежая трава	25	Онгстрем [77]
трава зеленая	26	Калитин [23]
трава сухая, высохшая на солнце	19	Калитин [23]
травостой с-х. растений (овес, вика, горох, подсолнух)	20	Кудрявцева [38]
рожь и пшеница в различных фазах вегетации { яровая пшеница	10—25	Гальперин [12]
{ озимая пшеница	16—23	Гальперин [12]
{ озимая рожь	18—23	Гальперин [12]
Древесная растительность		
вершины дуба	18	Онгстрем [77]
вершины сосен	14	Онгстрем [77]
вершины елей	10	Онгстрем [77]

§ 4. Эффективное излучение

Земная поверхность теряет энергию путем длинноволнового излучения. Если бы земля не была окружена атмосферой, то излучение ее в мировое пространство определялось бы, согласно закону Стефана-Больцмана, величиной $(1 - \beta)\sigma T^4$, где T — температура поверхности почвы, $\sigma = 8,26 \cdot 10^{-11}$ кал./см²сек. — постоянная Стефана-Больцмана и $(1 - \beta)$ — степень отклонения излучения земли от излучения черного тела. Но благодаря наличию атмосферы положение меняется, так как длинноволновое излучение земли в значительной степени поглощается водяным паром, облаками и углекислотой, причем эти субстанции сами становятся излучателями длинноволновой радиации.

Как уже указывалось в главе I, обычно рассматривают два потока длинноволнового излучения — направленного от земной поверхности к атмосфере S и от атмосферы к земной поверхности (противоизлучение атмосферы G). Разность между этими двумя потоками называют эффективным излучением;

$$E = S - G. \quad (21)$$

Из наблюдений оказывается, что эффективное излучение при безоблачном небе составляет всего 20—45% от излучения черного тела при температуре поверхности почвы. Таким образом, атмосфера в большей мере уменьшает потерю лучистой энергии земной поверхности. Значение эффективного излучения определяется, в первую очередь, температурой почвы, распределением температуры и водяного пара в атмосфере, количеством и формой облачности.

Измерение эффективного излучения днем сильно усложнено вследствие трудности отделения его от коротковолновой радиации, поэтому в настоящее время экспериментально изучено, главным образом, излучение в ночные часы. Однако можно предполагать, что зависимость эффективного излучения от основных метеорологических факторов должна быть одного типа для ночных и дневных условий.

Исследование географического распределения эффективного излучения обычно состоит из двух этапов — вначале определяют величину излучения для данных условий, при ясном небе, а затем производится учет влияния облачности. Эффективное излучение при безоблачном небе большинство исследователей рассчитывает по известной эмпирической формуле Онгстрема [75]:

$$E_0 = (A + B \cdot 10^{-0,069e}) \sigma T^4 \quad (22)$$

или по формуле Брента [84]:

$$E_0 (a + b \sqrt{e}) \sigma T^4, \quad (23)$$

где T и e — температура и абсолютная влажность воздуха у поверхности земли, A , B и a , b — численные коэффициенты, E_0 — эффективное излучение при безоблачном небе.

Эти две формулы позволяют определить эффективное излучение по данным о температуре и влажности у поверхности земли. Формула Онгстрема впервые была установлена на богатом материале наблюдений, полученном во время экспедиции в Алжир (1912 г.) и Калифорнию (1913 г.), где проводились наблюдения над эффективным излучением в широком диапазоне влажностей (от 0,5 до 12 мм), но лишь при положительных температурах (от 0 до 30°). Впоследствии рядом исследователей, в первую очередь Асклефом [81] в Упсала, Онгстромом [79] в Абиско (Сев. Лапландия) и в Стокгольме, была подтверждена и доказана возможность распространения этой формулы до весьма низких тем-

ператур. При этом значения коэффициентов A и B несколько изменились, в частности, из-за уточнения постоянной Стефана-Больцмана (значения которой принимались от $7,68 \cdot 10^{-11}$ (1913 г.) до $8,26 \cdot 10^{-11}$ кал./см² мин. — по современным данным). Но в целом характерно, что почти все исследователи дают очень близкие между собой значения для постоянных A и B . В настоящее время, согласно Онгстрему [78], приняты следующие величины коэффициентов: $A=0,194$; $B=0,236$. Следовательно,

$$E_0 = (0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0,069e}) \sigma T^4 \quad (24)$$

(здесь e — в миллиметрах, E_0 — в кал./см² мин.).

Формула Брента (1933 г.) была получена как результат обработки наблюдений, произведенных В. и Л. Дайнсами. Корреляция между эффективным излучением и квадратным корнем из абсолютной влажности оказалась весьма высокой, однако значения a и b в различных местах иногда существенно отличались; это видно из прилагаемой табл. 3, заимствованной из работы Линке [90]. (Значения a и b определены при измерении абсолютной влажности в мб.)

Таблица 3

Автор	a	b
Эккель	0,53	0,063
Робич	0,66	0,110
Дайнс	0,48	0,065
Онгстрем (различные данные)	0,73	0,037
Бутарик	0,40	0,042
Асклеф	0,57	0,082
Онгстрем (Калифорния и Басра)	0,52	0,058
Онгстрем (данные за Международный полярный год)	0,42	0,044
Наблюдения в Пуне (Индия)	0,40	0,034

Формулы Онгстрема и Брента дают одинаковую связь эффективного излучения с температурой и отличаются видом зависимости от влажности.

Сопоставление вычисленных значений по обеим формулам в их современном виде показывает очень малое различие при наиболее часто встречающихся в приземном слое величинах влажностей. Строгого теоретического обоснования формул Онгстрема и Брента не существует. Это эмпирические формулы, и можно говорить об их применимости лишь в том интервале температур и влажности, в котором они установлены. Любые экстраполяции к крайним неизмеренным значениям могут привести к неправильным определениям значений эффективного излучения. Кроме того, следует иметь в виду, что эти формулы оправдываются лишь статистически и в отдельных случаях вполне возможны отклонения. При безоблачном небе эффективное излучение, строго говоря, зависит не только от влажности и температуры земли, а определяется распределением температуры и влажности по высоте и зависит от количества пыли и углекислоты в атмосфере. Хорошая корреляция между эффективным излучением и наземными данными по температуре и влажности объясняется тем, что 1) значение абсолютной влажности у земной поверхности, в среднем, пропорционально общему содержанию водяного пара в атмосфере и 2) противоизлучение атмосферы определяется многокилометровой толщей воздуха, в которой среднее распределение температур связано с наземной температурой. Влияние других факторов, поглощаю-

щих длинноволновую радиацию (пыль, углекислота), вообще меньше, чем водяного пара; содержание углекислоты постоянно в атмосфере и на изменениях излучения не сказывается.

Можно думать, что в отдельных случаях, при экстремальном количестве пыли или значительном отклонении распределения температур и влажности в атмосфере от среднего, возможны расхождения эмпирических данных по эффективному излучению с вычисленными.

Второй этап определения эффективного излучения — учет влияния облачности — обычно также осуществляется с помощью статистической зависимости типа

$$E = E_0(1 - Cn), \quad (25)$$

где n — степень облачности в долях единицы, C — постоянный коэффициент, зависящий, в основном, от вида и высоты облаков.

Изучением влияния облачности на величину эффективного излучения занимались многие исследователи. Онгстрем (1925 г.) предложил брать значение $C = 0,75$ как среднее для общей облачности.

Асклеф (1920 г.) произвел измерения эффективного излучения при ясном и пасмурном небе. В ясные ночи в Упсала значение эффективного излучения колебалось между 0,15 и 0,20 кал./см² мин. и в среднем было принято равным 0,17 кал./см² мин.; при совершенно облачном небе им получены следующие значения (табл. 4).

Таблица 4

Вид облаков	кал./см ² мин.	$\frac{E}{E_0}$ в %	Средняя высота облаков в км	C
Cist	0,135	0,80	6,4	0,20
Ast и Ac	0,039	0,23	2,8	0,77
Низкие облака				
Stcu Nb и St	0,023	0,14	1,5	0,86

Олсон (1936 г.) на Шпицбергене получил соответствующие значения E в кал./см² мин.:

при ясном небе	0,147
перистые облака	0,124
высококучевые облака	0,047
низкие облака	0,041

Дорно в Давосе (1600 м над уровнем моря) нашел значения C :

$$C_{Cist} = 0,31; C_{Ast} = 0,63; C_{Stcu} = 0,85; C_{Nb} = 0,99.$$

Ляушер установил следующую зависимость между облачностью среднего яруса и эффективным излучением:

n баллы	0	1	2-4	5-6	7	8	9	10	Туман
E , кал./см ² мин.	0,144	0,140	0,132	0,105	0,090	0,083	0,046	0,021	0,011

Эти значения хорошо согласуются с данными для Стокгольма, полученными Онгстремом в 1932—1933 гг.

В работах по определению сумм эффективного излучения в различных географических пунктах СССР Евфимов [16], [17], по имеющимся материалам наблюдений, исследовал значение коэффициента C для трех яру-

сов облачности: C_H —верхнего, C_M —среднего и C_L —нижнего, и для определения эффективного излучения E предложил следующую формулу:

$$E = E_0 [1 - (C_L n_L + C_M n_M + C_H n_H)], \quad (26)$$

где n_L , n_M , n_H —соответствующее значение степени облачности трех ярусов.

Найденные Евфимовым величины коэффициентов C_L , C_M и C_H несколько меньше вышеприведенных значений, полученных другими авторами. Так, у него $C_H = 0,15 - 0,20$; $C_M = 0,5 - 0,6$; $C_L = 0,7 - 0,8$.

Евфимов пытался найти зависимость этих коэффициентов от широты места, однако полученные отклонения оказались лежащими в пределах погрешности, и поэтому полученные им зависимости не представляют интереса. На основании полученных значений C для трех ярусов Евфимов определяет \bar{C} —среднее значение для облаков всех видов. Для определения \bar{C} он использует повторяемость облаков по ярусам, величину, которая известна для весьма ограниченного числа географических пунктов. Поэтому к найденному им значению $\bar{C} = 0,5 - 0,7$ надо относиться с большой осторожностью, тем более, что оно заметно расходится с общепринятыми.

Исследований по географическому распределению эффективного излучения весьма немного. В большинстве имеющихся работ по этому вопросу вычисляются суммы тепла, теряемые земной поверхностью лишь в отдельных географических пунктах. Эти работы главным образом основаны на применении формул Онгстрема и Брента как к ночным, так и к дневным условиям. Кроме того, в некоторых случаях использовались материалы наблюдений над эффективным излучением за ночные часы. Нужно отметить, что пунктов с длинными рядами наблюдений над эффективным излучением на всем земном шаре имеется весьма немного. Годовой ход эффективного излучения, определенный в различных местах (например, в Стокгольме и в Давосе), имеет неодинаковый характер и зависит, главным образом, от облачности. Вычисления суточных сумм эффективного излучения в некоторых пунктах СССР проводил в упомянутых работах Евфимов, который использовал одновременно материалы наблюдений и данные расчета по формуле Онгстрема. При этом в ряде пунктов отмечается расхождение между вычисленными и фактическими значениями. Эти расхождения иногда на протяжении ряда последовательных месяцев носят систематический характер. Евфимов объясняет это либо особенностью распределения температуры по высоте, либо нехарактерной для данного места величиной мутности атмосферы. В итоге он определил годовой ход значений эффективного излучения для нескольких пунктов СССР.

Из теоретических работ по географическому распределению эффективного излучения можно отметить исследование Баура и Филиппса (1935 г.) [83]. Эта работа ставит своей целью получение эффективного излучения и противоизлучения атмосферы на основании данных наблюдений по меридиональному и высотному распределению температуры, влажности и облаков.

В основу своих расчетов авторы положили уравнения Шварцшильда, которые позволяют определять направленные вверх и вниз потоки монохроматического излучения. Для перехода от монохроматического излучения к суммарному потоку по всему длинноволновому спектру, они, следуя Симпсону, учитывали избирательное поглощение водяного пара. Как и Симпсон, Баур и Филиппс рассматривают спектр поглощения водяного пара состоящим из трех областей: от 4,0 до 8,5 μ ; от 8,5 до 13 μ и

от 13 до 50 μ . Для каждой из этих областей были использованы коэффициенты поглощения, данные Альбрехтом на основании измерений Хеттенера и Фовля. В отношении облачности Баур и Филиппс приняли, что даже очень тонкий слой облаков практически полностью поглощает длинноволновую радиацию. Они, проинтегрировав уравнение Шварцшильда, просуммировали найденные величины по спектру и в результате получили общий поток от всей атмосферы, направленный к поверхности земли, — противоизлучение атмосферы; далее перешли обычным приемом к эффективному излучению. При интегрировании уравнений они задавали распределение температуры, влажности и облаков, приняв, чтобы сделать возможным решение задачи, весьма приближенные формулы для этих распределений. В частности, относительно распределения облачности по высоте была принята недостаточно обоснованная гипотеза и введена мало изученная характеристика облаков — средняя частота повторяемости облаков данной высоты. Окончательные значения эффективного излучения и противоизлучения атмосферы Баур и Филиппс получили отдельно для каждой десятиградусной зоны северного полушария и для полярной шапки (60—90°) в целом. Окончательные значения приведены для января, июля и дней равноденствия (21/III и 23/IX). При выполнении этого расчета ими были использованы климатологические и аэрологические данные по облачности, вертикальному распределению температур и влажности в этих зонах за указанные периоды.

В 1940 г. Филиппсом [101] эта работа была уточнена, однако в новом исследовании он не рассматривал географического распределения эффективного излучения.

Данным вопросом занимался также Н. Г. Евфимов, который проводил исследование эффективного излучения по методу, предложенному Симпсоном. Он предположил, что атмосферу можно представить разделенной на километровые слои, в которых весь водяной пар сконденсирован в пленки воды, размещенные в центре слоев. На этих водных пленках происходит поглощение и излучение длинноволновой радиации.

Используя эту модель, Симпсон рассматривал только радиацию, уходящую в мировое пространство, т. е. направленную вверх от земной поверхности. Евфимов же исследовал излучение, направленное вниз, — противоизлучение атмосферы, а затем определял эффективное излучение.

Евфимов также сделал предположение, что в том случае, когда часть неба покрыта облаками, последний излучающий и поглощающий километровый слой оканчивается на нижней границе облачности. Для облаков среднего и нижнего ярусов им было принято, что они излучают как черные поверхности, для облаков же верхнего яруса он предполагал, что $E = E_0 (1 - C_H n_H)$, где C_H взято из ранее найденных значений. Для учета падения температуры и влажности с высотой принималось, что введенные пленки имеют разную толщину и обладают различной температурой на разных уровнях. Учитывая взаимное поглощение излучения пленками, Евфимов вычислял длинноволновую радиацию, достигающую поверхности земли. Он также учитывал избирательный характер поглощения радиации водяными парами разбивкой спектра на шесть интервалов. Для интервала от 13 до 15 μ Евфимов добавил к поглощению радиации водой поглощение радиации углекислотой. На основании климатологических данных об облачности и влажности и аэрологических данных о распределении температуры в различных пунктах северного полушария Евфимов попытался дать широтное и внутригодовое распределение эффективного излучения. Сравнение величин, полученных Евфимовым, с данными Баура и Филиппса показали, что последние, как правило, выше; различие значений невелико в низких широтах и увеличи-

вается с удалением от экватора. Это расхождение Евфимов объяснял тем, что Баур и Филиппс не учитывали влияние углекислоты.

Несмотря на некоторый принципиальный интерес работ Баура, Филиппса, а также работы Евфимова, все же следует отметить, что они дают лишь ориентировочный расчет эффективного излучения вследствие грубой приближенности принятых ими теоретических схем. Можно также отметить, что в расчетах Баура, Филиппса и Евфимова приняты очень ненадежные и малочисленные данные о распределении температуры и влажности воздуха по высоте и повторяемости облаков в различных зонах и в разное время, которые могут значительно отклоняться от действительных.

§ 5. Радиационный баланс

Определение радиационного баланса (R) в целом для больших территорий или отдельных географических пунктов за продолжительный период времени, как правило, основано на расчете его отдельных компонент, вычисление которых производится одним из описанных выше способов. Поэтому после сравнительно подробного обзора работ по суммарной радиации и эффективному излучению нам в этом разделе придется лишь кратко остановиться на том, какие из рассмотренных методов использовались при определении радиационного баланса.

Для поставленной нами задачи сравнительно мало существенны работы, посвященные определению радиационного баланса за непродолжительные сроки (день, неделя). Такие измерения R производились в ряде мест отдельными экспедициями, где они носили главным образом опытный характер. К подобным работам относятся исследования Хомена [92], Альбрехта [71], Франсилла [88], Скворцова [57], Сапожниковой [63] и др. Некоторые из указанных авторов производили непосредственно измерение полного радиационного баланса специальными приборами — балансомерами. Эти приборы до сих пор были недостаточно методически отработаны, и только в недавнее время, с появлением балансомера Ю. Д. Янишевского, появилась возможность поставить измерения балансомером на сети. Однако пока мы имеем лишь кратковременные наблюдения подобного рода, и об использовании такого материала для рассматриваемой задачи говорить не приходится.

Мы не будем рассматривать и работ по радиационному балансу, касающихся всего земного шара в целом, часть из которых относится к общей системе земля + атмосфера (работы Альта, Кайгородова, Дайнса и др.).

Интересных для нас исследований по географическому распределению радиационного баланса очень немного. В большинстве из рассмотренных в предыдущих разделах работ исследуются лишь отдельные составляющие баланса и авторы не вычисляют радиационного баланса земной поверхности. Это относится даже к такому обширному исследованию, как работа Филиппса и Баура, где, подробно исследуя приходящую и уходящую радиацию, авторы не рассматривали альбедо различных частей северного полушария, принимая лишь общее альбедо для системы земля + атмосфера (вместе с облаками) равным 42% .

Расчет широтного и внутритропического хода радиационного баланса в северном полушарии проводил Евфимов. Мы указывали, что Евфимов определял потоки суммарной радиации на основании наблюдений в 15 пунктах для области от 40 до 90° с. ш. и в 2 пунктах (с привлечением данных, снятых с карт Кимбалла) для области $0-40^\circ$ с. ш. Эффективное излучение автор рассчитывал теоретически по высотному и меридиональному распределению влажности, облачности и высотным разрезам температуры в различных точках северного полушария.

Основными недостатками работы Евфимова являются чрезвычайно малое количество используемых пунктов наблюдений по суммарной радиации, а также краткосрочность наблюдений и недоброкачественность части исследуемого материала для распространения его значений на большие территории. Для вычисления поглощенной коротковолновой радиации Евфимов попытался дать широтное распределение альбедо. При определении его автор учитывал распределение в широтных зонах воды и суши; на суше также проводил детализацию на массивы зеленого леса, пустыни и т. д. Однако, к сожалению, Евфимов, выбрав определенные значения альбедо для различных покровов, не указывал веса, соответствующие доли покрытия зон поверхностью с данной отражательной способностью. В связи с этим трудно оценить точность его расчетов.

Из работ по определению радиационного баланса в отдельных географических пунктах следует отметить несколько. Так, А. С. Каледкина [22] исследовала радиационный баланс Бухты Тихой, расположенной на 80° с. ш. В основу своей работы она положила данные непосредственных измерений по отдельным компонентам радиационного баланса. Значения альбедо принимались ею следующие: снег -81% , снег тающий -64% , лужа на льду -25% , мокрая тундра -24% . В итоге она дала характеристику радиационного режима места как за год в целом, так и за отдельные месяцы. Оказывается, что в течение 8 месяцев (IX—IV) радиационный баланс в Бухте Тихой отрицателен, за год он также отрицателен и составляет $-6,7$ б. кал./см².

В 1940 г. появилась работа Р. Н. Шпаковской [67] по определению радиационного баланса Бухты Тикси (70° с. ш.). Для получения последнего ею также были обработаны материалы наблюдений по суммарной радиации и эффективному излучению в данном пункте. Здесь, как и в Бухте Тихой, в течение 8 месяцев (X—V) радиационный баланс отрицателен. Но за год он все же положителен и составляет $1,4$ б. кал./см². Р. Н. Шпаковская также исследовала радиационный баланс о-ва Уединения (длина 18 км, ширина 8 км), расположенного в Карском море [66]. Здесь, согласно ее подсчетам, значение радиационного баланса за год уже составляет $3,4$ б. кал./см².

Определением радиационного баланса Нижнего Поволжья за вегетационный период занималась Б. М. Гальперин. Выше было указано, что суммы прямой радиации безоблачного неба она рассчитывала, используя формулу Кастрова. Определив для одного из пунктов рассматриваемой территории отношение рассеянной радиации к прямой при ясном небе α и предположив, что это значение можно использовать для всей области, Гальперин получила по прямой радиации суммарную радиацию при безоблачном небе. Учет облачности ею производился по методу Савинова. Для характеристики альбедо степной части территории Гальперин привлекла данные своих измерений, а для полупустынной части заимствовала материалы из литературных источников. Эффективное излучение ею определялось расчетным путем, причем противозлучение атмосферы она вычисляла по формуле Онгстрема. Радиационный баланс для рассматриваемой территории за вегетационный период оказался равным $33-37$ б. кал./см².

Из иностранных работ можно отметить работу Альбрехта [72], определившего радиационный баланс в 12 пунктах различных климатических областей. В основу расчета суммарной радиации при действительных условиях он положил свою формулу (15), дающую значения суммарной радиации при безоблачном небе. Для вычисления эффективного излучения им была принята формула Онгстрема (24), причем при учете влияния облачности на эффективное излучение Альбрехт принял, согласно Онг-

стрему, C равным 0,76. Для ряда пунктов (Гоби, Соданкюля, Потсдам) Альбрехт располагал уже имеющимися материалами наблюдений по радиации. Оказалось, что полученные им значения радиационного баланса сильно варьируют в различных климатических зонах.

Перечнем вышеуказанных работ по существу исчерпываются исследования радиационного баланса за длительный период. Укажем еще, что в 1922—1933 гг. Онгстрем [50] рассчитал годовой ход радиационного баланса для Стокгольма, не учитывая при этом альбедо за вегетационный период.

В этом разделе, а также в § 6 и 7 мы не будем останавливаться на изложении наиболее существенных для нас работ С. А. Сапожниковой [56] и М. И. Будыко [8], выполненных в последнее время в Главной геофизической обсерватории. Сравнение результатов наших расчетов с данными этих исследований будет изложено в заключение данной работы.

§ 6. Турбулентный поток тепла

Приземный слой воздуха всегда находится в турбулентном состоянии, вследствие этого теплопередача от почвы к воздуху и обратно осуществляется в основном путем турбулентного обмена. То количество теплоты, которое отдает или приобретает единица поверхности почвы благодаря турбулентной теплопроводности, называют турбулентным потоком тепла. Это тепло, передаваемое в атмосферу, расходуется на нагревание воздуха и поддержание динамических процессов в атмосфере.

До настоящего времени не существует приборов, позволяющих непосредственно измерить турбулентный поток, поэтому для вычисления его приходится прибегать к косвенным данным. Такие вычисления основаны главным образом на определении турбулентного потока через коэффициент турбулентного обмена и градиента потенциальной температуры (θ).

$$P = c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (27)$$

где c_p и ρ — теплоемкость и плотность воздуха; ось z направлена по вертикали вверх.

Как отмечается в работе [4], в самом нижнем слое воздуха вертикальный турбулентный поток тепла может быть найден не по градиенту потенциальной температуры, а по градиенту абсолютной температуры (T). Из (27) следует, что вычисление P связано с определением коэффициента турбулентности (k). Значение k зависит от скорости ветра, устойчивости приземного слоя воздуха и изменяется с высотой над поверхностью почвы. Существует ряд способов для определения коэффициента обмена, однако большинство из них дает лишь порядок величины k .

Наиболее надежными способами нахождения k являются методы, развитые за последние годы в Главной геофизической обсерватории ([43, 44, 4, 5 и др.]). В этих исследованиях было принято, что при адиабатическом распределении температуры значения коэффициента обмена соответствуют формуле Россби и Монтгомери [102]:

$$k(z) = \frac{0,144 u_1 z}{\ln \frac{z_1 + z_0}{z_0}}, \quad (28)$$

где $k(z)$ — коэффициент обмена на высоте z , u_1 — скорость ветра на высоте z_1 , z_0 — шероховатость подстилающей поверхности.

Для учета зависимости k от устойчивости атмосферы были предложены две различных формулы. Согласно Д. Л. Лайхтману, в качестве показателя устойчивости атмосферы принимается некоторый параметр p ,

другие пункты земного шара. Все это заставляет отнестись с некоторой осторожностью к результатам и выводам Альбрехта.

Кроме расчетов Альбрехта, сумма турбулентного потока тепла за год была определена по данным наблюдений Торнтвейта и Хольцмана (в Арлингтоне) [105] в работе Будыко [6].

Особенностью этого расчета является достигнутое замыкание уравнения теплового баланса, все члены которого были определены независимым методом. В связи с этим расчет, выполненный в работе [6], может рассматриваться как подтверждение использованной в гл. III нашей работы методики определения турбулентного потока тепла.

§ 7. Испарение

Для нахождения сумм тепла, затрачиваемых на испарение, следует определять не абсолютную величину испарения за данный период, а разность между испарением и конденсацией водяного пара на поверхности. Поток тепла конденсации, направленный к земле и имеющий место главным образом ночью, иногда может быть значительным, но в среднем он гораздо меньше теплоты, затрачиваемой на испарение, и поэтому разность их называют просто теплотой испарения, хотя эта величина на самом деле несколько меньше истинных затрат тепла на испарение.

Условия испарения над однородной водной поверхностью весьма отличаются от условий испарения с поверхности суши с ее многообразием покровов и растительности. Однако надо отметить, что основы существующих способов исследования испарения с водоемов и суши по существу одни и те же.

В настоящее время имеется много методов определения естественного испарения, но не все они равноценны. Выделяются несколько групп таких методов.

1) Экспериментальные измерения, производящиеся с помощью различных систем испарителей и лизиметров. Основным недостатком их является существенное искажение прибором естественных условий. Этим методом получены скорости испарения с ряда однородных поверхностей. Хотя испарители и применяются уже длительное время во многих местах, однако использовать полученные с их помощью данные из-за трудности учета систематических ошибок почти невозможно, так как последние связаны с нарушением водного режима.

2) Расчеты испарения по эмпирическим формулам, широко используемые в гидрологии. Большинство из этих формул дает прямую связь между скоростью испарения и дефицитом влажности d .

$$Z = Z_0 d, \quad (31)$$

где Z_0 — функция, зависящая от метеорологических условий, в основном от скорости ветра.

В формуле Рыкачева

$$Z_0 = A + Bu + Ci \sin^2 h_{\odot}, \quad (32)$$

где i — продолжительность солнечного сияния, h_{\odot} — средняя высота солнца, u — скорость ветра, A, B, C — постоянные. В ряде работ используется формула

$$Z_0 = A + Bn, \quad (33)$$

существенным недостатком которой является неизвестность физического смысла коэффициентов A и B . Над различными видами земной поверхности эти коэффициенты сильно варьируют, что затрудняет применение их в географических исследованиях. Другого типа эмпирическую зависимость,

в виде графика, предложил П. С. Кузин [39]. Этот график позволяет определить испарение по месячным температурам воздуха. Сам автор считает, что в существующем виде эта зависимость применима лишь в ограниченной зоне избыточного увлажнения.

3) Расчет испарения по формулам полуэмпирической теории турбулентной диффузии. В основу их положено соотношение:

$$Z = \rho k \frac{\partial e}{\partial z},$$

где ρ — плотность воздуха, k — коэффициент обмена, e — удельная влажность воздуха.

Главное значение имеет правильность определения коэффициента обмена. Торнтвейт и Хольцман [105] в своих расчетах для k использовали формулу Россби и Монтгомери, однако принятие последней приводит, как показал Будыко [6], к большим ошибкам.

Будыко, на основании своей формулы для коэффициента обмена, предложил зависимость, позволяющую определить испарение по разности удельной влажности, температуры на двух высотах и скорости ветра на одной высоте. Трудность в использовании этого метода в настоящее время связана с ограниченностью материала градиентных наблюдений над температурой и влажностью.

4. Определение испарения как остаточного члена в уравнении водного баланса. Тогда как почти все методы рассмотренных выше трех типов предлагаются главным образом для исследования испарения с малых площадей, т. е. носят локальный характер, этот способ в основном пригоден для больших областей и продолжительных периодов. Наилучшие результаты он дает при рассмотрении средних многолетних значений испарения, так как в этом случае накоплением влаги в почве можно пренебречь, и тогда будет иметь место простая зависимость:

$$\text{испарение} = \text{осадки} - \text{сток}.$$

Таким образом, испарение определяют по известным метеорологическим данным об осадках и гидрологическим — о стоке.

5) Возможно еще определение тепла, идущего на испарение, как остаточного члена теплового баланса. Этот метод позволяет определить испарение за год для средних многолетних условий, если известен радиационный баланс и турбулентный поток тепла по формуле

$$-V = R + P. \quad (34)$$

Однако, как мы отмечали в предыдущем параграфе, в настоящее время вопрос об определении турбулентного потока для больших территорий еще недостаточно разработан. В том же параграфе мы указывали, что в связи с этим Альбрехт предложил способ определять из теплового баланса сразу сумму турбулентного потока и испарения $P + V$, а затем, с помощью соотношения $\frac{P}{V} = a \frac{\Delta T}{\Delta e}$ определить отдельно P и V . Но этот способ требует данных градиентных наблюдений, при наличии которых несомненно лучше использовать формулы для непосредственного определения P и V .

Мы не будем производить обзор применения всех этих методов различными авторами, достаточно полно это сделано в работах Иванова [21] и Будыко [6]. Отметим только работы Кочерина и Кузина, в которых исследуется интересующее нас распределение испарения с больших территорий.

Кочерин [36] в 1929 г. впервые построил карту среднегодового испарения для Европейской территории СССР. Испарение определялось им

жак разность между осадками, полученными по карте Небольсина, и стоком, найденным по собственной карте. Данные Кочерина в настоящее время значительно устарели. Кузин [40] в 1934 г. в своей первой работе по составлению карты испарения для Европейской территории СССР определил величины испарения двумя способами. Для зоны избыточного увлажнения испарение определялось на основании указанной выше (второй метод) эмпирической зависимости от температуры воздуха, а в остальных зонах — по разности: осадки минус сток. Во второй работе [41] в 1940 г. Кузин составил карты как для Европейской территории СССР, так и для всего Советского Союза. Здесь испарение определялось для всей территории как остаточный член водного баланса. Осадки для Европейской территории СССР принимались по карте Красовского [37], для Азиатской территории СССР — по карте Соколовой—Давыдова. Данные по стоку были взяты из работы Зайкова и Белинкова [19].

ГЛАВА III

РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВЫЙ БАЛАНС ПУСТЫНИ

Исследование теплового баланса земной поверхности в пустыне значительно упрощается вследствие того, что в этом случае можно пренебречь теплом, идущим на испарение, так как оно ничтожно по сравнению с другими составляющими баланса. Для продолжительного промежутка времени, когда потоком тепла в почву можно пренебречь, тепловой баланс пустыни может быть записан в виде

$$R = - P$$

(т. е. для условий пустыни турбулентный поток тепла численно равен радиационному балансу). Это весьма важное равенство позволяет контролировать вычисление одной составляющей теплового баланса по другой. Так, если иметь надежный способ определения турбулентного потока и располагать соответствующими метеорологическими данными для его определения, то выполнение данного уравнения может служить контролем правильности расчета радиационного баланса, поскольку определение последнего представляет значительные трудности.

Наиболее уязвимым при расчете радиационного баланса является метод определения сумм эффективного излучения, который основывается на гипотезе о возможности использования для дневных часов зависимостей, полученных для ночных условий. Мы отмечаем, что из физических соображений такая гипотеза вполне вероятна, однако опытных материалов для подтверждения ее в настоящее время мало.

В дальнейшем для расчета радиационного баланса Европейской территории СССР мы будем определять суммы эффективного излучения по формуле Онгстрема, поэтому целесообразно проверить этот метод на простейшем случае — в условиях пустыни. Для определения турбулентного потока воспользуемся методом расчета, предложенным Будыко, достаточная точность которого подтверждена расчетами на многочисленном материале наблюдений.

Для решения этой задачи был использован большой материал наблюдений Флауера [87], который с целью исследования температурных градиентов в приземном слое воздуха производил круглосуточную регистрацию температуры на различных высотах в северо-восточной части Египта (Исмаилия) с октября 1931 г. по октябрь 1932 г.

Исмаилия ($\varphi = 30^{\circ}36'$, $\lambda = 32^{\circ}16'$) расположена в пустынной области Египта с характерными для последней метеорологическими условиями —

высокой температурой, незначительной облачностью и крайней скудностью атмосферных осадков. Необходимо отметить, что наблюдения Флауера в Исмаилии являются единственно пригодными для нашей цели, так как имеющиеся метеорологические наблюдения в других пустынных областях краткосрочны и недостаточно полны для решения нашей задачи. Можно выделить наблюдения Хауде [73] в пустыне Гоби, которые, однако, уступают наблюдениям Флауера по крайней мере по двум причинам: а) в Исмаилии проводились наблюдения в течение целого года и на одном месте, а в Гоби они велись 5 месяцев в одном пункте и 5 месяцев в другом, отстоящем на 1000 км к западу от первого; б) осадки в Исмаилии представляют редкое явление, достигая всего 45 мм в год, тогда как в Гоби только за 10 месяцев величина осадков достигла 240 мм. Таким образом, Исмаилия является местом, более типичным для пустыни.

Наблюдения в Исмаилии были выполнены в совершенно ровной местности, представляющей собой посадочную площадку для самолетов.

Градиентные измерения производились на металлической вышке высотой в 61 м. Анемометры были установлены на высоте 15,2 и 61 м. Разность температур измерялась между высотами 1,1 и 16,2 м и др.

Аппаратура и методика наблюдений Флауера почти не отличались от аппаратуры и методики, применявшихся в 1928 г. Джонсоном [93] в Англии. По записи платиновых термометров сопротивления были получены среднечасовые значения градиентов температуры и температуры на указанных высотах, а затем найдены средние значения этих величин за месяц и год.

Для получения дополнительных метеорологических данных мы пользовались наблюдениями метеорологической обсерватории в Хеллуане [103], расположенной в 120 км от Исмаилии.

Сопоставление хода таких элементов, как температура воздуха, атмосферные осадки и др., подтверждает, что оба пункта расположены в одинаковых климатических условиях (табл. 6).

Таблица 6

Название пункта	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Температура, в °C												
Исмаилия [86]	12,4	13,9	16,9	18,8	21,8	26,1	28,3	27,7	25,7	23,4	17,3	13,8
Хеллуан [103]	12,1	13,3	16,3	20,1	23,6	26,3	27,3	27,1	25,0	22,9	18,6	13,8
Осадки, в миллиметрах												
Исмаилия [86]	11	6	6	5	3	0	0	0	0	2	4	8
Хеллуан [103]	10	5	6	6	1	0	0	0	0	0	2	4

Расчет турбулентного потока тепла мы производили по формуле Будыко

$$P = \frac{\rho c_p x^2 M^2 u \Delta T}{\ln \frac{z_1}{z_2} \ln \frac{zM}{z_0}}, \quad (35)$$

где $\rho = 1,23 \cdot 10^{-3}$ г/см³ — плотность воздуха, $c_p = 0,24$ — теплоемкость воздуха, $x = 0,4$ — аэродинамическая постоянная, ΔT — разность температур между высотами z_1 и z_2 , u — скорость ветра на высоте z , z_0 — шеро-

ховатость подстилающей поверхности, M — величина, которая определяется из уравнения

$$M^2 = 1 + \frac{hg \ln^2 \left(\frac{zM}{z_0} \right) \Delta T}{Tu^2 \ln \frac{z_1}{z_2}}, \quad (36)$$

где h — высота, до которой коэффициент перемешивания растет, а выше ее остается постоянным (среднее значение h принято равным 30 м), $g = 981$ см/сек² — ускорение силы тяжести, T — средняя температура приземного слоя, принятая равной 290° С.

Таким образом, для вычисления P по этим формулам требуются данные о разности температур (ΔT) на двух высотах, шероховатость (z_0) и скорость ветра на одной высоте.

При обработке данных Флауера мы использовали значения ΔT между высотами 1,1 и 16,2 м.

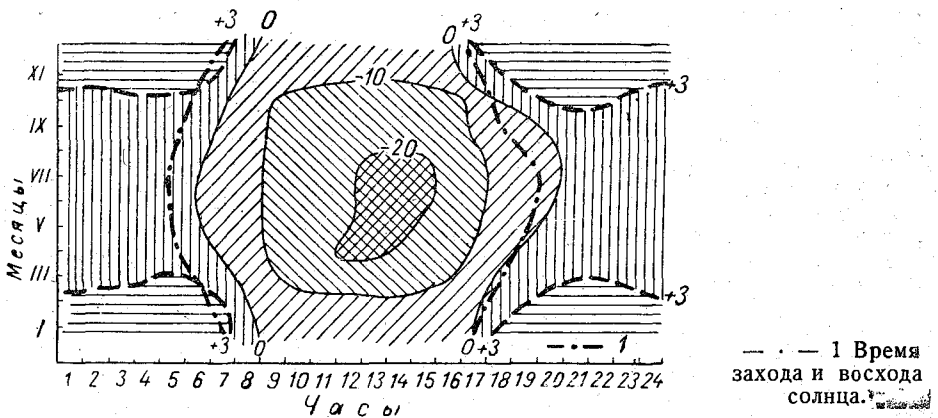


Рис. 3. Изоплеты часовых значений турбулентного потока в Исмаилии (в кал./см² час)

Так как Флауер не приводит в своей работе значений скорости ветра за все месяцы, то мы восполнили этот пробел данными Хеллуанской обсерватории. При этом мы имели в виду, что, поскольку суммы турбулентных потоков тепла, определяемые по формуле Будыко, мало зависят от скорости ветра (см. [8]), ошибки в скоростях ветра, допущенные в нашем расчете, не имеют большого значения для точности расчета.

Шероховатость (z_0) определялась по отношению скоростей ветра на высоте 61 и 15,2 м при изотермическом состоянии приземного слоя воздуха.

Ввиду громоздкости уравнения (36), величину M удобнее находить графическим путем. Для интересующего нас интервала значений ΔT и u было построено семейство изолиний M в координатах ΔT и u . Тогда, задавая значения u и ΔT , с помощью такого графика можно было легко найти M непосредственно или интерполированием. По найденному значению M при использовании формулы (35) определялся турбулентный поток (P).

Вычисленные значения P в кал./см² мин. для всех месяцев года приведены в табл. 7.

На основании этой таблицы на рис. 3 построены изоплеты часовых значений турбулентного потока в кал./см² час. Кроме линий равного потока нанесены еще линии времени восхода и захода солнца. Условимся величину P , направленную от земной поверхности, обозначать со знаком

Таблица 7

Часы	Турбулентный поток тепла (P), в кал/см ² сек.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	0,07	0,08	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	0,08
2	0,06	0,09	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,12	0,10
3	0,06	0,08	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,11	0,10
4	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,09	0,08
5	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,10	0,09
6	0,06	0,07	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,10	0,08
7	0,06	0,07	0,02	0,01	-0,03	-0,04	-0,04	-0,03	-0,01	0,00	0,08	0,08
8	0,02	0,00	-0,04	-0,08	-0,08	-0,10	-0,12	-0,10	-0,05	-0,04	-0,01	0,02
9	-0,03	-0,05	-0,15	-0,23	-0,19	-0,22	-0,18	-0,20	-0,18	-0,17	-0,07	-0,03
10	-0,08	-0,10	-0,31	-0,26	-0,28	-0,29	-0,28	-0,25	-0,29	-0,28	-0,12	-0,08
11	-0,12	-0,16	-0,28	-0,30	-0,29	-0,26	-0,31	-0,29	-0,31	-0,30	-0,17	-0,12
12	-0,13	-0,18	-0,33	-0,36	-0,31	-0,30	-0,33	-0,31	-0,32	-0,30	-0,19	-0,12
13	-0,14	-0,16	-0,32	-0,35	-0,33	-0,34	-0,35	-0,33	-0,33	-0,28	-0,17	-0,10
14	-0,11	-0,15	-0,24	-0,32	-0,34	-0,36	-0,33	-0,33	-0,33	-0,26	-0,16	-0,09
15	-0,07	-0,12	-0,22	-0,32	-0,32	-0,36	-0,36	-0,32	-0,32	-0,23	-0,12	-0,06
16	-0,04	-0,08	-0,19	-0,26	-0,27	-0,32	-0,31	-0,27	-0,26	0,25	-0,05	-0,01
17	0,01	-0,02	-0,07	-0,16	-0,20	-0,22	-0,24	-0,20	-0,16	-0,06	0,02	0,05
18	0,06	0,04	0,00	-0,05	-0,08	-0,12	-0,13	-0,10	-0,07	0,00	0,06	0,09
19	0,07	0,06	0,03	0,01	-0,01	-0,01	-0,04	-0,04	-0,02	0,04	0,07	0,10
20	0,06	0,05	0,04	0,02	0,01	0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,05	0,08	0,09
21	0,06	0,06	0,06	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07	0,09	0,10
22	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,03	0,06	0,09	0,10
23	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,06	0,08
24	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,07	0,06

минус, направленную к земной поверхности—со знаком плюс. Как видно из рис. 3, максимальные, по абсолютным значениям, часовые величины потока больше -20 кал./см²час имеют место в 13—15 часов в продолжение 5 месяцев (с апреля по март).

В течение почти всего года, за исключением 3 зимних месяцев (со второй половины ноября по первую половину февраля), значения турбулентного потока большей части дневных часов (8—17 ч.) оказываются по абсолютной величине не меньше -10 кал./см²час. Такие большие потоки обуславливаются значительными сверхадиабатическими градиентами температур. Положительные значения потока турбулентного тепла ночью по своей абсолютной величине гораздо меньше, чем днем, и очень редко достигают $5-6$ кал./см² час. В течение большинства месяцев потоки тепла ночью составляют, примерно, $1-3$ кал./см² час. Это обстоятельство легко объяснимо. Из формулы (27) следует, что турбулентный поток пропорционален градиенту температур и коэффициенту обмена. Днем, с увеличением сверхадиабатического градиента, растет и коэффициент обмена, в ночные часы, при инверсии, чем больше температурный градиент по абсолютной величине, тем больше ослабляется турбулентный обмен (k). При этом оказывается, что уменьшение k идет быстрее, чем увеличение градиента температур. При глубоких инверсиях коэффициент обмена значительно уменьшается, а с ним уменьшается турбулентный поток тепла.

Интересно отметить некоторую несимметричность положения линий нулевого потока (см. рис. 3) по отношению к линиям восхода и захода солнца. Утренняя линия нулевого потока имеет точно тот же ход, что и линия восхода солнца, и запаздывает почти ровно на час во все месяцы года; вечером в летние месяцы (V—IX) моменты перехода P через нуль

наступают позже времени захода солнца, а в остальные месяцы они либо совпадают с ним, либо появляются несколько раньше этого времени. Кроме того, вечерняя линия нулевого потока гораздо более выгнута, чем утренняя. Если время наступления $P=0$ утром изменяется в пределах 2,5 часа (от 5 ч. 30 м. летом до 8 ч. зимой), то вечером это время колеблется уже в пределах 4,5 часа (от 15 ч. 30 м. в декабре до 20 ч. в июле—августе).

В табл. 8 мы приводим месячные и годовые значения турбулентного потока в б. кал./см².

Таблица 8

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Турбулентный поток тепла (P)	0,3	-0,2	-3,2	-4,2	-4,5	-4,9	-5,3	-5,0	-4,3	-2,9	0,4	1,3	-32,5

На рис. 4 представлен годовой ход среднемесячных суточных значений турбулентного потока тепла (P) в кал./см² сут. (изображен пунктирной линией), а также годовой ход потока тепла, направленный от земли в воздух (отрицательные значения) — в дневные часы и от воздуха к земле (положительные значения) — в ночное время.

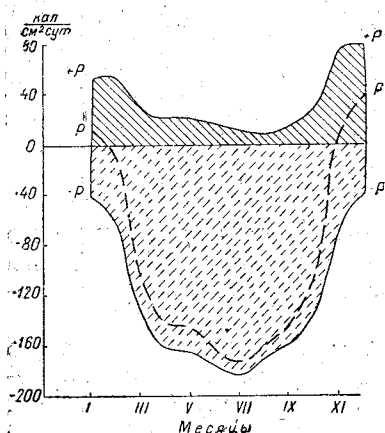


Рис. 4. Годовой ход турбулентного потока тепла в Исмаилии.

+P — поток к земле (ночью), -P — поток в воздух (днем).

Сравнив площади, заштрихованные в линейку и пунктирными линиями, можно прийти к выводу, что количество тепла, передаваемого благодаря турбулентному обмену от почвы к воздуху, примерно в 4 раза больше, чем обратный турбулентный поток.

Перейдем теперь к расчету радиационного баланса. Во время наблюдений Флауера в Исмаилии актинометрические измерения не производились, поэтому составляющие радиационного баланса мы определим расчетным путем.

Так как нас, в конечном счете, интересует значение радиационного баланса за год, то для расчета суммарной радиации была использована формула Савинова (использовать формулу Украинцева в данном случае мы не имели возможности, так как значения m и n , входящие в нее, даны лишь до широты 35°).

Согласно Савинову

$$Q + q = Q_0(1 + \alpha)(1 - c\bar{n}),$$

где $Q + q$ — величина суммарной радиации при действительных условиях; Q_0 — возможные суммы прямой радиации; $\alpha = \frac{q_0}{Q_0}$ — отношение рассеянной радиации к прямой при безоблачном небе; $c = 1 - k$, k — коэффициент Онгстрема; \bar{n} — введенная Савиновым комплексная характеристика облачности и относительной продолжительности солнечного сияния, $\bar{n} = 1 - \bar{S}$, $\bar{S} = \frac{S + (1 - n)}{2}$, S — относительная продолжительность солнечного сияния, n — степень облачности в долях единицы.

Были приняты по Украинцеву для интересующей нас широты следующие значения α и k :

для летнего полугодия (IV—IX) $\alpha = 0,18$, $k = 0,24$ ($c = 0,76$),

для зимнего полугодия (X—III) $\alpha = 0,22$, $k = 0,29$ ($c = 0,71$);

тогда для летнего полугодия $Q + q = Q_0 \cdot 1,18 (1 - 0,76 \bar{n})$,

для зимнего полугодия $Q + q = Q_0 \cdot 1,22 (1 - 0,71 \bar{n})$.

Эти формулы использовались для получения месячных значений суммарной радиации, поэтому и для входящих в них величин Q_0 и \bar{n} приняты их месячные значения.

Возможные месячные суммы прямой радиации (Q_0) определялись по таблицам, вычисленным по схеме Анго при значении солнечной постоянной, равной 1,88 кал./см² мин. (европейская шкала); коэффициент прозрачности для Исмаилии, согласно Савинову [2], мы приняли в среднем за год равным 0,7.

Отметим, что в данном случае использование таблицы Анго вполне оправдано, ибо, как известно, в низких широтах вычисленные по ним значения хорошо совпадают с измеренными (расхождение имеет место главным образом в высоких широтах при малой высоте солнца).

Значение \bar{n} мы получили по облачности и продолжительности солнечного сияния, взятых из наблюдений Хеллуанской обсерватории. Значение альбедо для поверхности пустыни было принято, согласно измерений С. А. Сапожниковой [63], равным 35%.

В табл. 9 приведены значения величин прямой, суммарной радиации и поглощенной коротковолновой радиации в $\frac{\text{б. кал.}}{\text{см}^2}$, а также характеристики степени облачности и ясности в долях единицы.

Таблица 9

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Облачность \bar{n} . . .	0,41	0,37	0,31	0,32	0,23	0,06	0,07	0,08	0,07	0,18	0,27	0,41	0,23
Относительная продолжительность солнечного сияния S . . .	0,70	0,72	0,79	0,77	0,84	0,90	0,90	0,91	0,92	0,87	0,82	0,70	0,82
$\bar{n} = 1 - \frac{1 - \bar{n} + S}{2}$. . .	0,35	0,33	0,26	0,28	0,20	0,08	0,09	0,08	0,08	0,16	0,23	0,35	0,20
Возможные суммы прямой радиации Q_0 . . .	7,2	8,9	13,0	15,2	17,1	17,1	17,2	15,8	13,2	10,5	7,5	6,4	149
Суммарная радиация ($Q + q$) . . .	6,5	8,3	13,0	14,1	17,1	19,0	18,9	17,5	14,6	11,4	7,6	5,8	154
Поглощенная радиация ($Q + q$) \times $\chi (1 - \alpha)$	4,2	5,4	8,4	9,2	11,1	12,3	12,3	11,4	9,5	7,4	9,4	3,8	100

Из таблицы виден отчетливый годовой ход приходной части радиационного баланса—суммарной радиации.

Интересно сопоставить полученные нами годовые величины суммарной радиации с данными других пунктов, расположенных в широтах, близких к широте Исмаилии (табл. 10).

Как видим, значение суммарной радиации для Исмаилии за год, равное 154 б. кал./см², вполне согласуется с приведенными величинами.

Расчет эффективного излучения производился по формуле Онгстрема:

$$E = 0,95 (0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0,069e}) \cdot \sigma T^4 (1 - 0,76 \bar{n}),$$

Таблица 10

Название пункта	Широта	Годовые величины суммарной радиации в б. кал./см ²
Ташкент	41°3 N	136
Ницца	43 7 "	148
Линкольн	40 8 "	138
Пасадена	34 2 "	165
Исмаилия	30 0 "	154 (вычисленная)
Лоренсо-Маркес (Южная Африка)	26 0 S	146
Иоганнесбург (Южная Африка)	26 2 "	151

где T и e —значение температуры и абсолютной влажности у поверхности земли (e берется в миллиметрах), n —степень облачности в долях единицы.

Множитель 0,95 характеризует отклонение излучения земной поверхности от излучения черного тела.

При вычислении месячных сумм эффективного излучения мы принимали среднемесячные значения температуры, влажности и облачности. Как уже отмечалось, формула Онгстрема выведена для ночных условий, но принятые нами средние значения включают как дневные, так и ночные измерения этих величин. Поэтому подстановка средних величин в формулу Онгстрема предполагает, что последняя справедлива для определения эффективного излучения не только в ночные часы, но и в дневные. Такое предположение обычно делается при географическом исследовании эффективного излучения и радиационного баланса в целом. Однако, поскольку оно еще не доказано, нам представлялось целесообразным проверить его справедливость. Это сделано на рассматриваемом материале следующим образом: было вычислено эффективное излучение указанным способом и затем по данным поглощенной радиации получен радиационный баланс. Годовое значение радиационного баланса должно быть равно найденному годовому турбулентному потоку тепла. Последнее условие будет являться проверкой правильности вычисленного значения радиационного баланса, а вместе с тем и его длинноволновой компоненты.

В таблице 11 представлены месячные и годовые суммы эффективного излучения и радиационного баланса в больших калориях на см².

Таблица 11

Месяц, год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Эффективное излучение E	4,5	4,8	5,1	5,3	5,8	6,5	6,1	5,9	5,8	5,2	4,9	4,4	64,3
Радиационный баланс R	-0,3	0,6	3,3	3,9	5,3	5,8	6,2	5,5	3,7	2,2	0,0	-0,6	35,6

На рис. 5 представлен годовой ход радиационного баланса (R) и его составляющих: суммарной радиации ($Q+q$), поглощенной $(Q+q) \cdot (1-\alpha)$ и эффективного излучения (E).

Как видно из рис. 5, годовые изменения эффективного излучения гораздо меньше изменений коротковолновых компонент баланса. В течение четырех зимних месяцев (XI—II) значения эффективного излучения практически равны поглощенной радиации, в остальное время радиационный баланс положителен. В целом же за год эффективное излучение составляет 64% от поглощенной радиации.

На рис. 6 дан годовой ход радиационного баланса и турбулентного потока тепла. Годовое значение $R=35,6$ б. кал./см², $P=-32,5$ б. кал./см²; разница между ними составляет 3,1 б. кал./см².

Эта небольшая разность связана с погрешностями при определении как турбулентного потока тепла, так и отдельных компонент радиацион-

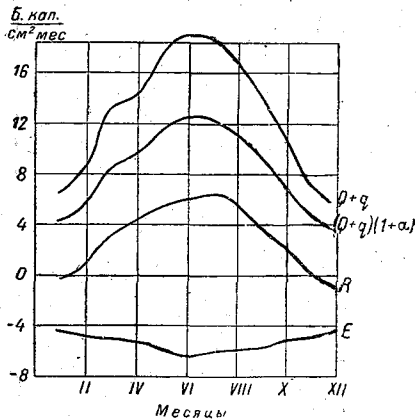


Рис. 5. Годовой ход компонент радиационного баланса в Исмаилии.

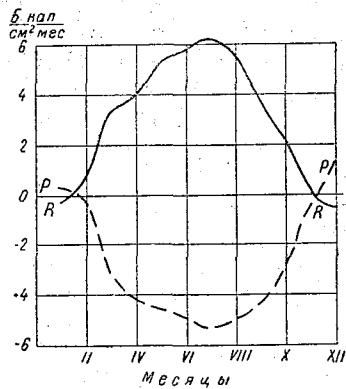


Рис. 6. Годовой ход радиационного баланса (R) и турбулентного потока (P) в Исмаилии.

ного баланса. Кроме того, хотя в условиях пустыни испарение чрезвычайно мало, но все же на него тратится некоторое количество тепла. Последнее можно оценить следующим образом: так как в условиях Исмаилии стока нет, то можно считать, что то небольшое количество осадков, которое там выпадает, практически все испаряется. Сумма осадков в Исмаилии за год составляет 45 мм. Для испарения этого количества требуется затратить 2,7 б. кал./см² тепла. Таким образом, уже одно испарение почти полностью покрывает полученную разность между радиационным балансом и турбулентным потоком тепла.

В результате можно считать доказанным правильность найденного значения радиационного баланса и справедливость сделанных при его вычислении предположений.

Из рис. 6 видно, что равенство $R=-P$ практически имеет место не только за год, но и почти для всех месяцев. Отсюда можно сделать еще один вывод, что в условиях пустыни месячные потоки тепла в почву по сравнению с остальными компонентами теплового баланса малы.

В заключение мы приводим сопоставление годовых значений компонент радиационного и теплового баланса для Исмаилии (рис. 7).

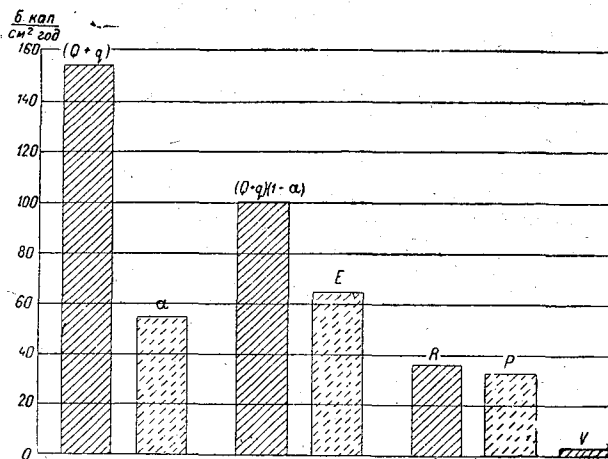


Рис. 7. Годовые величины составляющих теплового баланса в Исмаилии.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Солнечное излучение является по существу единственным источником энергии на земле. Поэтому понятно, что радиационный баланс поверхности, под которым, как указывалось, понимают разность между приходящей к земле и уходящей от нее радиации, является ведущим и определяющим членом теплового баланса.

Мы уже говорили об особом значении радиационного баланса для решения многих как практических, так и теоретических задач (классификация климатов по радиационному признаку, использование расчётов радиационного баланса при определении суточного хода температуры и влажности, предсказание заморозков и туманов, для медицинских и биологических целей и т. д.).

Уже в 80-х годах прошлого столетия А. И. Воейков указал, что „одна из основных задач метеорологии состоит в ведении прихода-расходной книги солнечного тепла, получаемого земным шаром с его воздушной и водной оболочками“ [11].

Как мы видели, изучением отдельных составляющих радиационного баланса занимаются уже довольно давно, однако вопросу географического распределения отдельных составляющих и всего радиационного баланса посвящено очень мало работ. Вполне понятно, что для нас наибольшее значение имеет исследование радиационного баланса в различных пунктах СССР. Это вызывается уже сейчас насущными потребностями метеорологического обслуживания многих отраслей народного хозяйства.

Мы поставили перед собой задачу определить радиационный баланс всей Европейской территории нашего Союза. Такой расчёт до настоящего времени не проводился. Мы уже указывали, что существует лишь карта годовых сумм приходящей радиации на Европейской территории СССР, а радиационный баланс вычислен только для нескольких пунктов и для части Европейской территории.

В результате нашей работы были получены годовые и сезонные значения как радиационного баланса в целом, так и отдельных его составляющих. Для увеличения достоверности полученных результатов мы при рассмотрении годового хода радиационного баланса не определяли значений для отдельных месяцев и ограничивались лишь определением баланса для четырёх сезонов. Последнее объясняется трудностью в настоящее время точно представить по месяцам изменение альбеда многообразного покрова Европейской территории Союза ССР.

В дальнейшем мы будем принимать за зимний сезон период декабрь—февраль, за весенний март—май, за летний июнь—август и за осенний сентябрь—ноябрь.

Расчет радиационного баланса производился по формуле

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - E$$

и состоял из следующих этапов: а) определение суммарной радиации ($Q + q$), б) нахождение альбеда α , в) вычисление поглощённой радиации ($(Q + q)(1 - \alpha)$), г) определение эффективного излучения (E).

§ 1. Суммарная радиация

Распределение сезонных притоков суммарной радиации по Европейской территории СССР нами определялось, главным образом, на основании измеренных данных. Для этого были привлечены материалы наблюдений в 30 пунктах, большая часть которых расположена на рассматри-

ваемой территории, а остальные — в соседних странах и Азиатской территории СССР.

В табл. 12 приведены для этих пунктов сезонные и годовые значения притоков суммарной радиации.

Таблица 12

№ п/п	Название пункта	Широта	Долгота	Годы наблюдений	Суммарная радиация (измеренная), в б. кал./см ²					Источник
					Зима	Весна	Лето	Осень	Год	
1	Бухта Тихая . . .	80°19'	52°48'	1934-1936	0	23,5	31	2	56,5	[26]
2	Баренцбург . . .	78 04	14 15	1932-1933	0	22	31	2	55	[47]
3	Мыс Челюскина . . .	77 43	104 17	1937	0,5	25,5	34	3	63	[26]
4	О-в Уединения . . .	77 30	82 12	1935-1937	0	28	32,5	3	63,5	[26]
5	Мыс Желания . . .	76 57	68 34	1937	0	24	30	3	57	[26]
6	Бухта Тикси . . .	71 35	128 56	1936-1938	1	30,5	33	5,5	70	[26]
7	Полярное . . .	69 12	33 28	1932-1933	1,5	22	30,5	5	59	[47]
8	Соданкюля . . .	67 22	26 39	1932-1933	1	26	34	6	67	[26]
9	Якутск . . .	62 01	129 43	1932-1943	4	26	40	10,5	80,5	[30]
10	Гельсинки . . .	60 10	24 57	1928-1933	3	26	37	9	75	[26]
11	Слуцк . . .	59 41	30 29	1930-1940	3,5	26,5	37	9	76	[30]
12	Стокгольм . . .	59 21	18 04	1922-1927	3	27	35	11	76	[26]
13	Стокзунд . . .	59 20	18 0	—	3,5	26,5	35	11	76	[91]
14	Рига . . .	56 57	24 06	1946	5	27,5	36,5	12,5	81,5	
15	Свердловск . . .	56 50	60 38	1934-1935	5,5	28,5	42	13	89	[51]
16	Новосибирск . . .	55 02	82 54	—	7	28	38	11	84	[29]
17	Гдыня . . .	54 30	18 36	1932-1937	5	30	42	14	91	[89]
18	Гданск . . .	54 24	18 36	1932-1937	5	30	42	14	91	[89]
19	Минск . . .	53 54	26 33	1936-1938	6	29	37	12	84	[29]
20	Иркутск . . .	52 16	104 19	1928	7	30	38	15	90	[89]
21	Варшава . . .	52 13	21 02	1932-1937	5	31	41	14	91	[26]
22	Куйбышев . . .	53 11	50 16	1942-1944	8	33	43	17	101	[34]
23	Воронеж . . .	51 40	39 13	1936-1938	7	33	43	16	99	[13]
24	Саратов . . .	51 35	46 01	1935-1937	9	35	45	18	107	[26]
25	Одесса . . .	46 30	30 40	—	9	34	50	19	112	[56]
26	Евпатория . . .	45 09	33 15	1931-1932	10	36	52	24	122	[29]
				1935-1936						
27	Карадаг . . .	44 54	35 12	1934-1940	11	36	50	22,5	119,5	[30]
28	Кисловодск . . .	43 54	42 42	—	17	35	44	23	119	[29]
29	Тбилиси . . .	41 44	44 47	1937-1944	—	—	—	—	120	[59]
30	Ташкент . . .	41 20	69 18	1937-1943	13	37	58	28	136	[30]

Из табл. 12 видно, что наблюдения в этих пунктах относятся к различным годам и имеют разную продолжительность. Однако, как будет показано ниже, использование таких данных вполне возможно вследствие сравнительно большой устойчивости суммарной радиации во времени.

Наша задача была значительно облегчена тем, что принятые нами данные наблюдений суммарной радиации были заимствованы из литературных источников и представляют собой уже критически обработанный материал. Использовались все имеющиеся наблюдения над суммарной радиацией на рассматриваемой территории, за исключением двух пунктов — Феодосии и Смоленска, данные для которых (как любезно указал нам Н. Н. Калитин) весьма ненадежны.

Кроме измеренных данных для указанных 30 пунктов, были использованы данные ещё для 17 пунктов, для которых сезонные притоки суммарной радиации рассчитаны по эмпирической формуле Украинцева [62]:

$$Q + q = m \Sigma S + n,$$

где ΣS — продолжительность солнечного сияния в часах по гелиографу, m, n — коэффициенты, значение которых дано Украинцевым для всех месяцев года и всех широт от 35 до 75° с. ш. через каждые пять градусов, т. е. как раз для интересующего нас широтного пояса.

В целях проверки правильности формулы Украинцева и для выяснения точности расчёта по этой формуле мы произвели сопоставление вычисленных по ней значений с измеренными данными. Для такой проверки были выбраны пункты, которые не привлекались Украинцевым при выводе формулы (Стокгольм, Рига, Куйбышев и Кисловодск). В табл. 13 приведены измеренные значения суммарной радиации и вычисленные по формуле Украинцева.¹

Таблица 13

Название пункта	Суммарная радиация, в б. кал./см ²	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Стокгольм } $\varphi = 59^\circ 21'$	Измеренная	3	27	35	11	76
	Рассчитанная	3,5	26	34	10	73,5
Рига } $\varphi = 56^\circ 57'$	Измеренная	5	27,5	36,5	12,5	81,5
	Рассчитанная	3	28	36	13	80
Куйбышев } $\varphi = 53^\circ 11'$	Измеренная	8	33	43	17	101
	Рассчитанная	6,5	31,5	41,5	15,5	95
Кисловодск } $\varphi = 43^\circ 54'$	Измеренная	17	35	44	23	119
	Рассчитанная	14	32	41	22,5	109,5

Как видим, расхождение между результатами измерений и расчёта весьма незначительное и составляет $5-10\%$ (расхождение несколько больше зимой, когда притоки сами по себе малы).

По формуле (20) были определены месячные притоки суммарной радиации, а по ним сезонные и годовые. Полученные величины приведены в табл. 14.

Таблица 14

№ п/п	Название пункта	Координаты		Суммарная радиация, в б. кал./см ² (рассчитанная)				
		Широта	Долгота	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
1	Архангельск	$61^\circ 35'$	$40^\circ 36'$	1	26	36,5	6	69,5
2	Кемь	$64^\circ 57'$	$34^\circ 39'$	1	26	34	6,5	67,5
3	Вологда }	$58^\circ 14'$	$39^\circ 53'$	3	26	36	9	74
4	Киров	$58^\circ 36'$	$49^\circ 40'$	3,5	26,5	36	9,5	74,5
5	Змиево	$55^\circ 24'$	$50^\circ 43'$	5	31	39	13	88
6	Полибино	$53^\circ 44'$	$52^\circ 56'$	6	32	41	15	94
7	Марьина Гора	$53^\circ 32'$	$28^\circ 06'$	5,5	29	36,5	14,5	85,5
8	Чкалов	$51^\circ 45'$	$55^\circ 06'$	7,5	31,5	43	17	99
9	Малый Узень	$50^\circ 31'$	$47^\circ 37'$	8	33,5	44	18,5	104
10	Харьков	$50^\circ 04'$	$36^\circ 09'$	7,5	32,5	43,5	17,5	101
11	Сталинград	$48^\circ 42'$	$44^\circ 31'$	6	34	45,5	18,5	104
12	Сагайдак	$47^\circ 53'$	$32^\circ 38'$	8,5	32	44	20	105
13	Краснодар	$45^\circ 02'$	$38^\circ 56'$	10,5	34	47,5	22	114
14	Ялта	$44^\circ 30'$	$34^\circ 11'$	12	34	48,5	23	117,5
15	Ай-Петри	$44^\circ 28'$	$34^\circ 01'$	12,5	36,5	49,5	23	121,5
16	Сочи	$43^\circ 34'$	$39^\circ 46'$	12	31	44,5	24	111,5
17	Кизляр	$43^\circ 51'$	$46^\circ 42'$	10,5	36,5	48	21	116

¹ Данные о продолжительности солнечного сияния заимствованы из Климатологического справочника СССР [35] и Мирового агроклиматического справочника [49].

Таким образом, общее количество пунктов, в которых нам была известна суммарная радиация (измеренная + рассчитанная по формуле Украинцева), равняется 47; распределение этих пунктов по территории дано на рис. 8.

По данным для этих пунктов были построены карты распределения сезонных величин суммарной радиации на Европейской территории Союза ССР.

Карты построены на бланках в масштабе 1:20 000 000 (на бланках такого масштаба были построены и остальные составляющие радиационного и теплового баланса). На картах приведены сезонные величины суммарной радиации в больших калориях на каждый см^2 поверхности. Изолинии суммарной радиации проведены через 3 б. кал./ см^2 ; лишь зимой проведена дополнительно изолиния, соответствующая 1 б. кал./ см^2 , так как суммы в этом сезоне крайне малы.

При расчете годовых притоков суммарной радиации наша задача была в значительной степени облегчена тем, что мы располагали уже готовой картой распределения годовичных значений суммарной радиации на Европейской территории Союза ССР, составленной на основании фактического материала Н. Н. Калитиным [29], [32]. Несмотря на то, что карта Калитина была построена по данным меньшего количества пунктов, чем располагали мы, сопоставление значений этой карты с используемыми нами данными показало хорошее согласование (это относится как к измеренным данным, так и вычисленным по формуле Украинцева).

На хорошее согласование измеренных величин суммарной радиации и снятых с карты Калитина указывает также В. Г. Кастров [34]. Поэтому мы сочли возможным принять распределение годовых величин суммарной радиации по Европейской территории СССР, соответствующих карте Калитина, на которой, на основании дополнительных данных, нами были проведены изолинии через 5 б. кал./ см^2 (вместо интервала в 10 б. кал./ см^2 , принятого Калитиным).

Рассматривая построенные карты сезонных значений суммарной радиации, следует отметить малость притоков суммарной радиации за зимний период по всей территории в сравнении с другими сезонами (рис. 9). Причиной этому, очевидно, являются малые высоты солнца и большая степень облачности зимой. Вместе с тем, для зимнего периода характерны большие относительные изменения сумм радиации при передвижении с севера на юг, что является следствием быстрого роста продолжительности дня с севера на юг (на севере — полярная ночь), а также уменьшения облачности к югу.

При рассмотрении карты за весну (рис. 10) бросается в глаза резкое увеличение сумм радиации на всей территории по сравнению с зимним

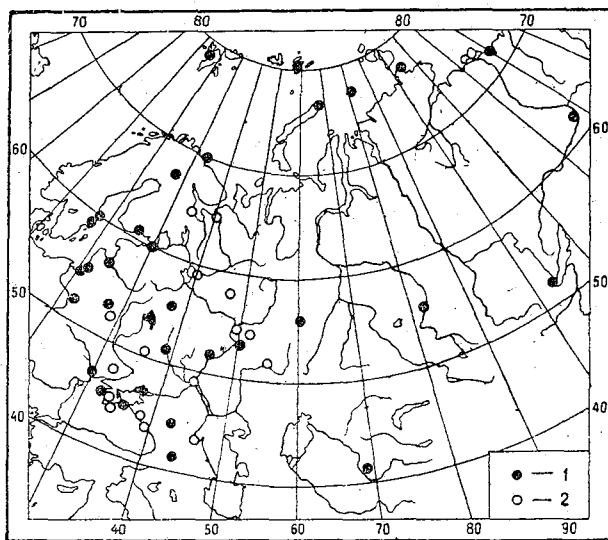


Рис. 8. Пункты, по которым использовались измеренные (1) и рассчитанные (2) данные по суммарной радиации.

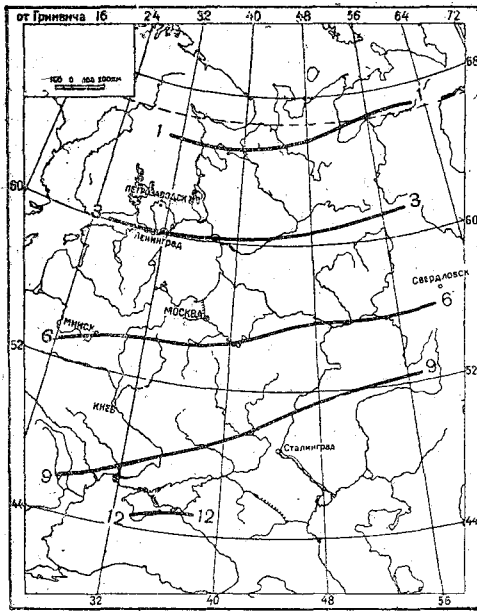


Рис. 9. Суммарная радиация за зимний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

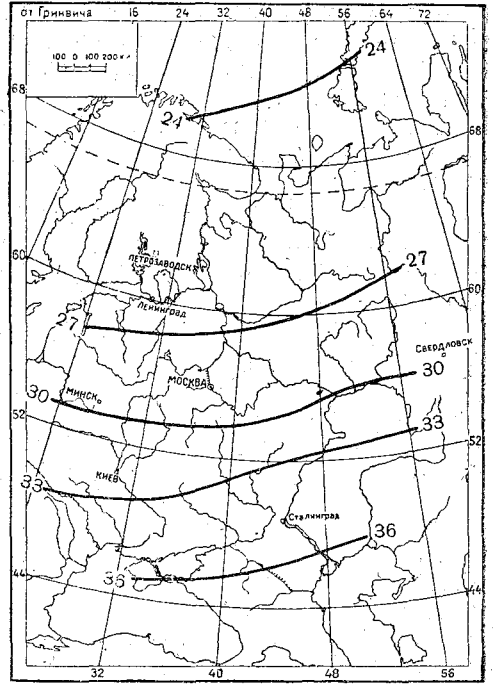


Рис. 10. Суммарная радиация за весенний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

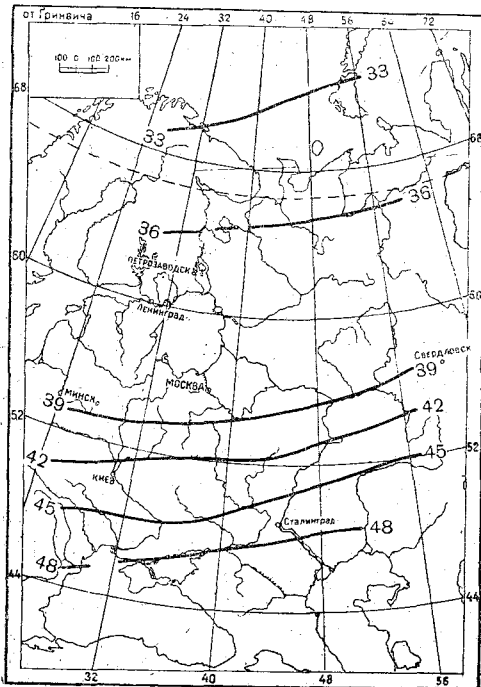


Рис. 11. Суммарная радиация за летний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

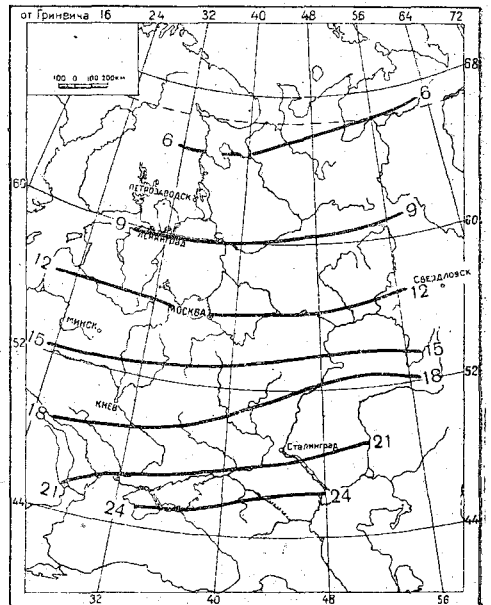


Рис. 12. Суммарная радиация за осенний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

сезоном. Это увеличение оказывается наибольшим в районе полярного круга (от 1 б. кал./см² зимой до 26 б. кал./см² в весенний сезон), где полярная ночь сменяется полярным днем.

Летом (рис. 11), естественно, происходит дальнейшее увеличение притоков суммарной радиации.

Можно отметить в качестве характерной особенности лета, в отличие от предыдущих сезонов, отсутствие равномерного увеличения радиации в южном направлении. В то время как от 70-й до 55-й параллели, г. е. в широтном поясе в 15°, изменение радиации составляет 6 б. кал./см² (от 33 до 39 б. кал./см²), к югу от 55-й параллели, в поясе шириной всего лишь в 10°, оно почти в два раза больше. Это объясняется значительным уменьшением облачности к югу.

Осеню притоки суммарной радиации резко снижаются. По сравнению с летом, на севере значение суммарной радиации уменьшается в 5—6 раз, по сравнению с весной — в 3—4 раза (рис. 12). Здесь снижение притоков тепла является прямым следствием уменьшения высоты солнца и возрастания облачности.

Распределение суммарной радиации за год (рис. 13) имеет, по существу, тот же характер, что и за лето. На широте Крыма общая сумма радиации достигает 120 б. кал./см², что примерно вдвое больше, чем у полярного круга, где величина радиации составляет 65—70 б. кал./см². Можно отметить, что общий ход изолиний не совсем совпадает с направлением широты, а имеет, как правило, небольшой подъем с юго-запада на северо-восток. Увеличение подъема особенно заметно на изолиниях 100 и 110 б. кал./см², проходящих через Киев и Одессу.

Для иллюстрации закономерностей годового хода суммарной радиации мы построили изоплеты отношения месячных значений суммарной радиации к годовым суммам $\frac{(Q+q)_{\text{мес}}}{(Q+q)_{\text{год}}}$ в зависимости от широты и времени года.

На рис. 14 представлен годовой ход средних значений отношения $\frac{(Q+q)_{\text{мес}}}{(Q+q)_{\text{год}}}$ для различных широт. Из рис. 14 видно, что максимального значения это отношение (20—25%) достигает в летние месяцы на крайнем севере. Здесь за 3 месяца (май—июль) сумма радиации составляет около 60% годовой. Минимальные значения этого отношения имеют место также в этой части Европейской территории СССР и относятся к зиме. Причина таких контрастных изменений заключается в смене длительной полярной ночи непрерывным полярным днем.

Для более наглядного представления изменений величин отношения $\frac{(Q+q)_{\text{мес}}}{(Q+q)_{\text{год}}}$ мы в качестве примера приводим на рис. 15 его годовое изме-

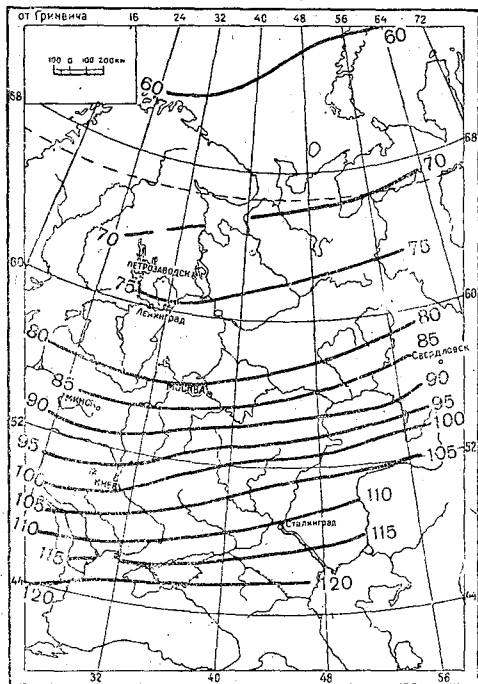


Рис. 13. Суммарная радиация за год на Европейской территории СССР (в б. кал./см²) (по Н. Н. Калитину).

нение для широт 70 и 45°, а на рис. 16 — график изменения отношения сезонных сумм к годовым в зависимости от широты.

На рис. 16 обращает на себя внимание характерная особенность противоположного хода кривых теплого и холодного полугодия. Для лета и весны это отношение уменьшается с уменьшением широты, для осени и зимы оно увеличивается. Зимой приток радиации крайне мал и даже на юге $\frac{(Q+q)_{\text{сезон}}}{(Q+q)_{\text{год}}}$ составляет всего лишь 10%.

Погрешности построения приведенных выше карт суммарной радиации в основном определялись ошибками наблюдений, не всегда достаточным количеством пунктов для детальной характеристики территории и, наконец, отклонением данных для отдельных лет от средних многолетних значений.

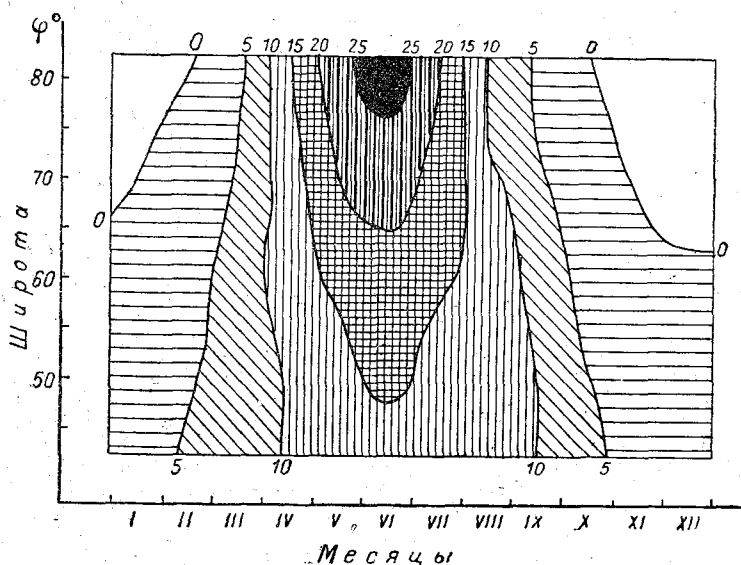


Рис. 14. Изоплеты отношения $\frac{(Q+q)_{\text{мес}}}{(Q+q)_{\text{год}}}$ в зависимости от широты и времени года (в процентах).

Используемые нами ряды наблюдений над суммарной радиацией являются относительно короткими, если сравнить их, например, с данными по осадкам и стоку. Однако изменчивость суммарной радиации в пространстве и времени сравнительно невелика, и колебание ее значений по территории и при переходе от одного года к другому мало по сравнению с самой величиной. Последнее обстоятельство, отмеченное рядом авторов (Калитин [25], Савинов [54], Горленко [14]), может быть показано, в частности, таблицей Савинова [54] (табл. 15), где даны отклонения годовых величин прямой (Q) и суммарной радиации ($Q+q$) от средних многолетних (по Павловску за 30 лет).

Из табл. 15 отчетливо видно, что отклонения значений суммарной радиации для отдельных лет от среднего многолетнего значения очень невелики и значительно меньше колебаний сумм прямой радиации.

Высокая устойчивость суммарной радиации в значительной мере объясняется постоянством солнечной радиации, падающей на внешнюю границу атмосферы. Повышенная устойчивость суммарной радиации по сравнению с прямой обусловлена тем, что при уменьшении последней (вследствие наличия облачности или повышения мутности атмосферы) происходит соответственное увеличение рассеянной радиации.

Таблица 15

Год	Q, в %	(Q+q) в %	Год	Q, в %	(Q+q) в %	Год	Q, в %	(Q+q) в %
1898	-4,9	-1,6	1908	-0,5	0,0	1918	-1,0	0,0
1899	-2,7	0,0	1909	-4,3	-1,6	1919	8,6	3,1
1900	2,2	1,6	1910	0,5	0,0	1920	9,7	3,1
1901	15,4	6,2	1911	10,0	3,1	1921	10,0	3,1
1902	-16,8	-4,7	1912	-14,6	-4,7	1922	-13,0	-4,7
1903	-16,5	-4,7	1913	3,0	1,6	1923	-5,1	-1,6
1904	-8,6	-3,1	1914	7,3	3,1	1924	-1,4	0,0
1905	-10,0	-3,1	1915	7,0	3,1	1925	4,6	1,6
1906	10,8	3,1	1916	-6,0	-1,6	1926	4,3	1,6
1907	-5,1	-1,6	1917	10,0	3,1	1927	-2,7	0,0

Суммарная радиация весьма устойчива не только во времени, но и по территории, что видно из приведенных карт. Если мы, для примера, сравним значения суммарной радиации для расположенных приблизительно на одной широте, но удаленных на достаточно большое расстояние друг от друга пунктов: Ленинграда, Гельсинки и Стокголь-

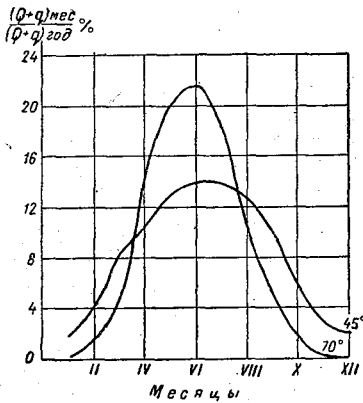


Рис. 15. Изменение величины $(Q+q)_{мес}$ к $(Q+q)_{год}$ в течение года на широте 45° и 70°.

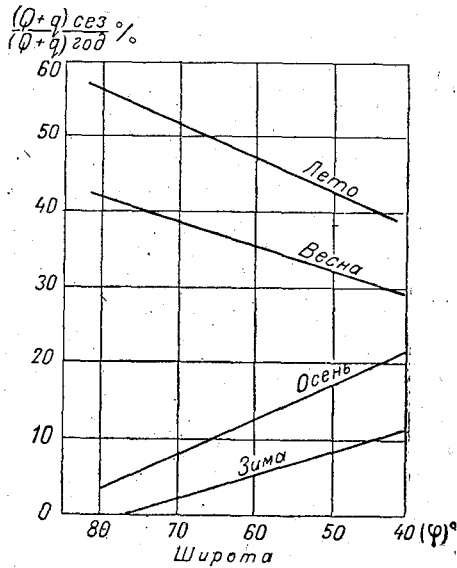


Рис. 16. Изменение отношения $(Q+q)_{сезон}$ к $(Q+q)_{год}$ в зависимости от широты (φ)

ма (значения сезонных и годовых сумм по данным пунктам приведены в табл. 16), то найдем, что значение сумм для всех сезонов и за год отличается не более, чем на 2 б. кал./см².

Таблица 16

Сезон	Суммарная радиация, в б. кал./см ²		
	Ленинград	Гельсинки	Стокгольм
Зима	3,5	3	3
Весна	26,5	26	27
Лето	37	37	35
Осень	9	9	11
Год	76	75	76

Принимая во внимание данные Савинова, Горленко и других авторов, а также учитывая точность определения суммарной радиации по приборам, можно считать, что ошибки полученных сезонных и годовых сумм в среднем не превосходят 10%, и только зимой на севере, вследствие малых сумм радиации, ошибка, повидимому, может достигать 20%.

Такая точность позволяет построить лишь схематические карты, которые дают общее представление о распределении радиации по рассматриваемой территории.

В заключение этого параграфа сопоставим полученные значения суммарной радиации с данными расчета Евфимова.

В табл. 17 приведены средние значения суммарной радиации, полученные нами и Евфимовым для широтных зон 60—70° и 50—60° (для других широтных зон мы не располагаем достаточными данными для подобного сравнения).

Таблица 17

Широтная зона	Автор	Суммарная радиация, в б. кал./см ²				
		Зима	Весна	Лето	Осень	Год
60—70°	Наши данные	2	26	36	7	71
	Евфимов	3	25	31	5	64
50—60°	Наши данные	6	30	40	14	90
	Евфимов	6	27	30	15	75

Можно отметить, что для большинства сезонов наши данные близки к данным Евфимова, несмотря на то, что величины последнего представляют собой средние значения для всего широтного пояса. Большее расхождение отмечается лишь летом для пояса 50—60°; это приводит к тому, что и за год значения Евфимова оказываются меньше наших.

§ 2. Альbedo

Исследование распределения притоков суммарной радиации по территории представляет интерес для многих практических вопросов. Для нашей задачи исследования теплового баланса основное значение представляет изучение поглощенной радиации, распределение которой может существенно измениться в зависимости от отражательной способности (альbedo) различных видов поверхности рассматриваемой территории.

В связи с этим требуется тщательное определение изменения альbedo по территории и от сезона к сезону.

На основании вышеприведенных данных об альbedo (глава II, § 3) мы считали необходимым в первую очередь выделить на Европейской территории СССР лесные массивы и безлесные площади.

Поскольку большие водные пространства почти всюду представляют естественную границу на севере, юге и частично на западе Европейской территории СССР, мы не касались определения отражающей способности поверхности воды. Там, где на рассматриваемых участках территории имелись малые водные площади (реки, малые озера), они включались в общее альbedo суши. Исключением явились Ладожское и Онежское озера, расположенные внутри указанной территории.

Распределение леса по территории определялось на основании карты лесного хозяйства из Большого советского атласа мира [3], карт и физико-

географических описаний отдельных областей Европейской территории СССР, а также по дополнительным источникам [70], [1].

Большой процент лесистости от общей площади приходится на северо-восточную часть Европейской территории СССР, где леса составляют 70% всей площади. К северу от этой области, в районе полярного круга, леса сменяются тундрой. В северо-западной части рассматриваемой территории процент лесистости падает; например, в Ленинградской области процент леса от общей площади составляет 25—45. К югу от 60-й параллели площади лесных массивов повсеместно уменьшаются, сменяясь культурными землями и лугами, и только в западной части территории (Белоруссия, Западная область) процент лесистости держится, в среднем, около 30. Южнее линии: Северный край Белецкой степи — верховье Ингула — Полтава — р. Волга, несколько севернее Саратова и дальше вверх по р. Волге (к устью р. Самары) и отсюда на восток к Стерлитамаку начинаются степные пространства.

Следуя данным измерений (табл. 2, гл. II), мы приняли следующие значения альbedo для различных поверхностей.

В период устойчивого снежного покрова для безлесных площадей альbedo принято равным 80%. По данным измерений для тающего снега альbedo колеблется от 40 до 70%, поэтому в период неустойчивого снежного покрова мы приняли среднюю величину альbedo равной 55%. Для влажной темной поверхности почвы, отражательная способность которой после схода снега мала, альbedo взято равным 15%.

На основании агрометеорологических данных было принято, что начало вегетации растений на Европейской территории СССР совпадает, примерно, с наступлением температуры воздуха в 5° С.

В соответствии с этим для всего периода, когда среднесуточная температура воздуха была больше 5° С, считалось, что альbedo безлесных поверхностей соответствует альbedo травяного покрова, равному 20%. Затем мы приняли, что изменение альbedo во времени происходит в обратном порядке, т. е. с момента перехода температуры через 5° С (окончания вегетации) и до появления снежного покрова альbedo снова берется равным 15% и с начала неустойчивого снежного покрова до наступления устойчивого — 55%.

Отражательная способность хвойных и лиственных лесов в месяцы, когда отсутствует снежный покров, принята соответственно равной 12 и 18%. В зимние месяцы альbedo леса бралось как среднее арифметическое из альbedo поверхности снега и леса.

Для Ладожского и Онежского озер с начала ледостава принято альbedo таким же, как и для рассмотренных снежных поверхностей, в теплое же время года для воды значение альbedo взято равным 10%.

Для песчаной поверхности, при наличии травяных участков (как это имеет место в дельте Волги), отражательная способность бралась равной 25%. Альbedo в тундре, согласно измерениям за теплый период, было принято равным также 25%.

Для удобства определения альbedo территории карта Европейской территории СССР, масштаба 1:20 000 000, была поделена на градусные квадраты со стороной квадрата 2,5°. Число таких градусных квадратов оказалось равным 100.

Зная распределение лесов по Европейской территории СССР, мы определили процентное соотношение различных поверхностей (лес, пространство без леса, озера) в каждом градусном квадрате. Для отдельного квадрата, в зависимости от времени года и состояния поверхности, устанавливалось некоторое среднее альbedo. Наиболее трудоемким оказалось исследование переходных сезонов, когда в течение одного месяца происходило несколько смен состояний поверхности. Для таких месяцев

определялось количество дней с одинаковым состоянием поверхности, а затем находилось среднемесячное альbedo. Все даты появления и схода снежного покрова, а также наступления и окончания температуры в 5°C были заимствованы из Климатологического справочника СССР [35] и климатических описаний некоторых западных областей. По среднемесячным значениям альbedo были найдены значения альbedo для сезонов и для года. Отметим, что последние нельзя было определять просто, как среднеарифметическое из значений отдельных сезонов и месяцев.

Это вызвано следующим. С одной стороны,

$$(Q + q)_{\text{год}} (1 - \alpha_{\text{год}}) = [(Q + q)_{\text{з}} (1 - \alpha_{\text{з}}) + (Q + q)_{\text{в}} (1 - \alpha_{\text{в}}) + (Q + q)_{\text{л}} \times \\ \times (1 - \alpha_{\text{л}}) + (Q + q)_{\text{о}} (1 - \alpha_{\text{о}})], \quad (37)$$

т. е. поглощенная радиация за год представляет собой сумму произведений величин радиации для каждого сезона на соответствующую поглощательную способность. Здесь α — отражательная способность (альbedo); индексы з, в, л, о относятся к обозначению зимнего, весеннего, летнего и осеннего сезонов. С другой стороны,

$$(Q + q)_{\text{год}} = (Q + q)_{\text{з}} + (Q + q)_{\text{в}} + (Q + q)_{\text{л}} + (Q + q)_{\text{о}}. \quad (38)$$

Так как значения сумм радиации и альbedo для отдельных сезонов весьма сильно между собою отличаются и при этом малым притокам суммарной радиации зимой соответствуют большие альbedo и, наоборот, большим летним притокам — сравнительно малые альbedo, то $\alpha_{\text{год}}$ не может быть равно простому среднеарифметическому из альbedo сезонов, вследствие чего нужно вычислять $\alpha_{\text{год}}$ по $\alpha_{\text{сезон}}$ с учетом веса суммарной радиации для каждого сезона в годовой сумме. Определим эти веса. Из (37) и (38) следует, что

$$(Q + q)_{\text{год}} \alpha_{\text{год}} = (Q + q)_{\text{з}} \alpha_{\text{з}} + (Q + q)_{\text{в}} \alpha_{\text{в}} + (Q + q)_{\text{л}} \alpha_{\text{л}} + (Q + q)_{\text{о}} \alpha_{\text{о}}.$$

Если разделить обе части этого равенства на $(Q + q)_{\text{год}}$, то получим:

$$\alpha_{\text{год}} = \frac{(Q + q)_{\text{з}}}{(Q + q)_{\text{год}}} \alpha_{\text{з}} + \frac{(Q + q)_{\text{в}}}{(Q + q)_{\text{год}}} \alpha_{\text{в}} + \frac{(Q + q)_{\text{л}}}{(Q + q)_{\text{год}}} \alpha_{\text{л}} + \frac{(Q + q)_{\text{о}}}{(Q + q)_{\text{год}}} \alpha_{\text{о}}. \quad (39)$$

Отсюда видно, что указанные веса для каждого сезона равны $\frac{(Q + q)_{\text{сезон}}}{(Q + q)_{\text{год}}}$. Таким образом, для получения годовых сумм поглощенной радиации по суммарной надо последнюю умножить на средневзвешенную поглощательную способность $(1 - \alpha)$.

Поскольку внутри каждого сезона для отдельных месяцев альbedo также различны, то $\alpha_{\text{сезон}}$ следует определять так же, как среднюю взвешенную величину. Например, для зимнего сезона

$$\alpha_{\text{сезон}} = \left[\frac{(Q + q)_{\text{XII}}}{(Q + q)_{\text{сезон}}} \alpha_{\text{XII}} + \frac{(Q + q)_{\text{I}}}{(Q + q)_{\text{сезон}}} \alpha_{\text{I}} + \frac{(Q + q)_{\text{II}}}{(Q + q)_{\text{сезон}}} \alpha_{\text{II}} \right]. \quad (40)$$

Для получения отношений месячных и сезонных сумм к годовым величинам суммарной радиации мы воспользовались данными предыдущего параграфа, в частности, графиком (см. рис. 16), и построили еще один вспомогательный график (рис. 17), на котором представлены средние значения отношений $\frac{(Q + q)_{\text{мес}}}{(Q + q)_{\text{год}}}$, меняющихся в зависимости от широты места.

Надо отметить, что для крайнего севера Европейской территории СССР, в районе полярного круга—зоне перехода от тайги к тундре, было трудно установить сравнительно точные соотношения между лесными и безлесными участками.

Поэтому мы рассчитали альbedo для нескольких пунктов, расположенных севернее этой полосы (т. е. в типичной тундре), а затем для данной юны нашли альbedo путем интерполяции. Некоторая ошибка от такой интерполяции возможна, главным образом, в зимний период, но для вычисления поглощенной радиации она не существенна, так как абсолютная величина суммарной радиации в это время весьма мала.

На основании полученных данных были построены карты распределения альbedo на Европейской территории Союза ССР для от-

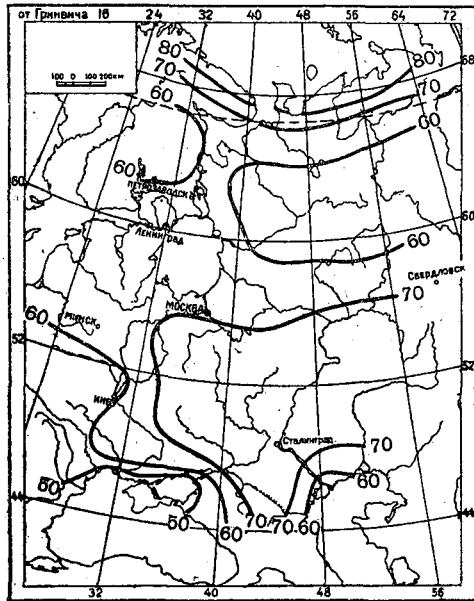
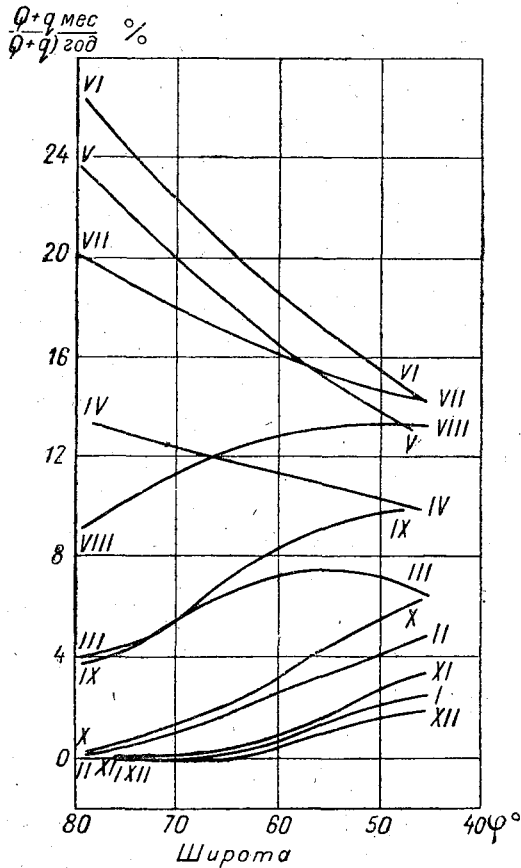


Рис. 17. Изменение $(Q + q)_{мес}$ $(Q + q)_{год}$ в зависимости от широты (φ).

Рис. 18. Альbedo за зимний сезон на Европейской территории СССР (в процентах).

дельных сезонов и года (рис. 18—22). Изолинии на картах проведены через 5% (для зимы через 10%).

Не останавливаясь подробно на обзоре этих карт, отметим лишь ряд основных особенностей. На всех картах изолинии имеют довольно извилистый характер, что является следствием многообразия поверхностного покрова. Максимальное альbedo по всей территории имеет место зимой, минимальное — летом. На юго-востоке Европейской территории СССР (stepь) альbedo уменьшается от зимы к лету почти в четыре раза (от 80 до 20%). Большая величина отражающей способности поверхности этого района зимой объясняется наличием здесь устойчивого снежного покрова.

Наименьшее годовое изменение альbedo имеет место в северо-восточной части Европейской территории СССР (Северный край), что связано с максимальной лесистостью (70% площади покрыто лесом).

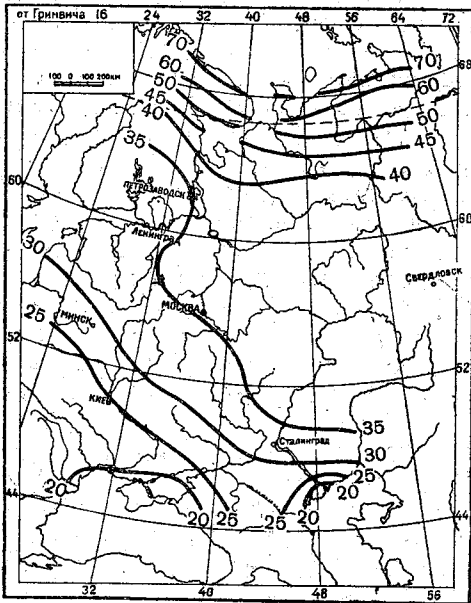


Рис. 19. Альbedo за весенний сезон на Европейской территории СССР (в процентах).

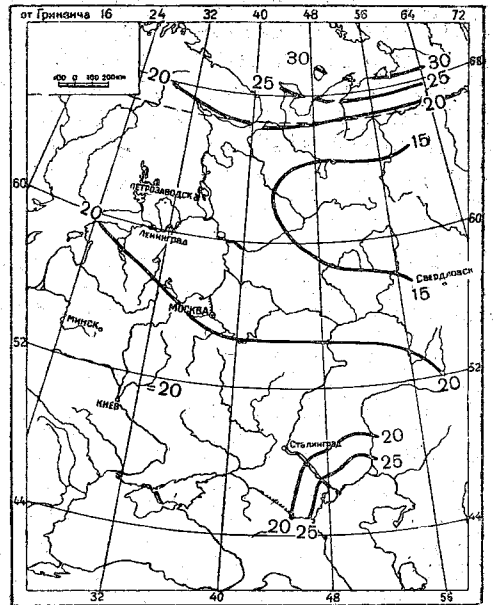


Рис. 20. Альbedo за летний сезон на Европейской территории СССР (в процентах).

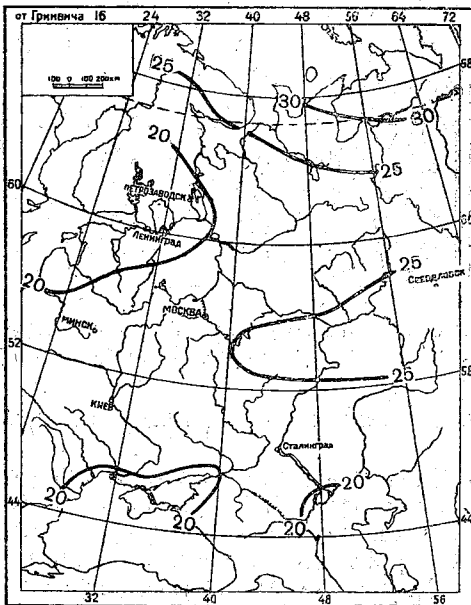


Рис. 21. Альbedo за осенний сезон на Европейской территории СССР (в процентах).

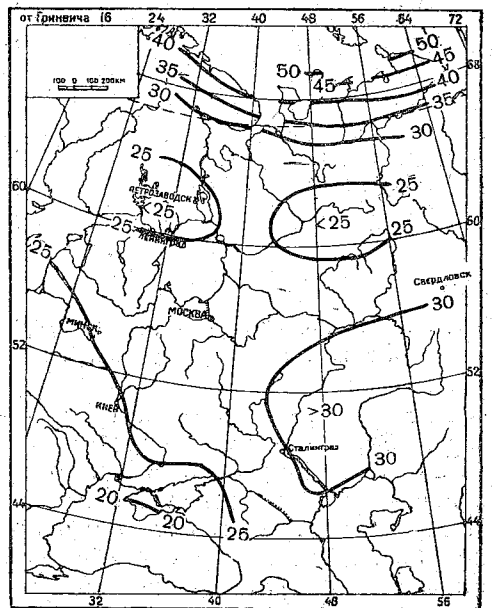


Рис. 22. Альbedo за год на Европейской территории СССР (в процентах).

Самое большое изменение альbedo по территории наблюдается зимой. На годовой карте можно отметить две зоны с повышенным значением альbedo — это район крайнего севера, где отражательная способность составляет 40—50%, и юго-восточная часть Европейской территории СССР, где альbedo несколько превышает 30%.

На северо-востоке по причине большой лесистости района отражательная способность не превышает 25%.

§ 3. Поглощенная радиация

На основании данных о суммах полной радиации ($Q + q$) и отражательной способности различных поверхностей (α) мы получили значения поглощенной радиации:

$$[(Q + q) \cdot (1 - \alpha)].$$

Поскольку значение альbedo различных участков территории составляет от 15 до 80%, то учет его, очевидно, всегда является существенным. По сезонным и годовым картам суммарной радиации и картам альbedo мы построили карты поглощенной радиации на Европейской территории СССР для сезонов и за год. Такое построение возможно было осуществить двумя способами. Первый способ заключается в том, что для тех пунктов, где суммарная радиация измерялась непосредственно или рассчитывалась по формуле Украинцева, значение альbedo могло быть найдено интерполированием из данных альbedo для различных квадратов. Располагая этими данными, можно получить значения поглощенной радиации для отдельных точек, согласно которым и провести систему изолиний. Второй способ предполагает наличие систем изолиний двух величин: суммарной радиации и альbedo. Тогда, нанося эти системы изолиний на одну карту в точках их пересечения, получают значения произведения этих величин и затем по новым точкам проводят систему новых изолиний. Мы предпочли второй способ, дающий более сглаженные по территории характеристики.

Построение карты поглощенной радиации производилось наложением на карты суммарной радиации изолиний величин $(1 - \alpha)$. Для увеличения количества точек пересечения проводились вспомогательные (интерполированные) изолинии между основными.

Изолинии на сезонных картах поглощенной радиации (рис. 23—27) проводились через интервалы в 3 б. кал./см²; исключение составляет карта для зимы, где даны дополнительные изолинии для 1 б. кал./см², так как само значение поглощенной радиации здесь очень мало. Изолинии на годовой карте (рис. 27) проведены с интервалом в 5 б. кал./см².

Зимой (рис. 23) значение сумм поглощенной радиации по всей территории очень малы. За исключением узкой полосы на крайнем юге Европейской территории СССР величины этих сумм не превышают 3 б. кал./см². Это вызвано минимальными притоками суммарной радиации и максимальными альbedo в рассматриваемый период. Особенно заметно влияние альbedo в степной части Европейской территории СССР, где суммы поглощенной радиации в 2—3 раза меньше падающей.

Весной (рис. 24) происходит резкое возрастание сумм поглощенной радиации. Здесь характерно быстрое увеличение сумм в меридиональном направлении на севере, где на протяжении 5° поглощенная радиация изменяется почти в два раза (от 8 до 15 кал.), тогда как южнее имеет место более медленное изменение. Это объясняется весьма быстрым уменьшением альbedo к югу от района полярного круга.

Летом (рис. 25) поглощенная радиация увеличивается повсеместно, причем наибольшее возрастание имеет место на крайнем севере. Сравни-

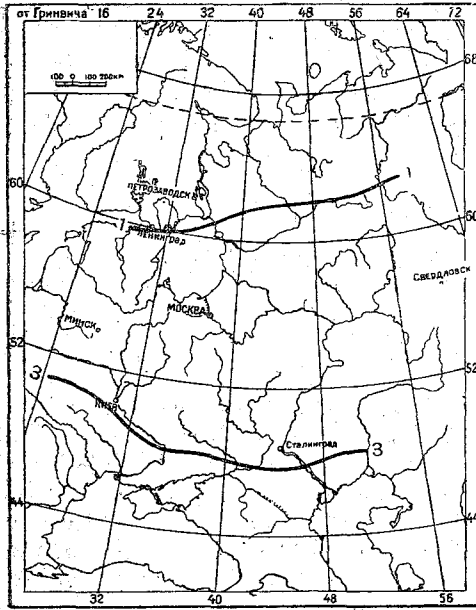


Рис. 23. Поглощенная радиация за зимний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

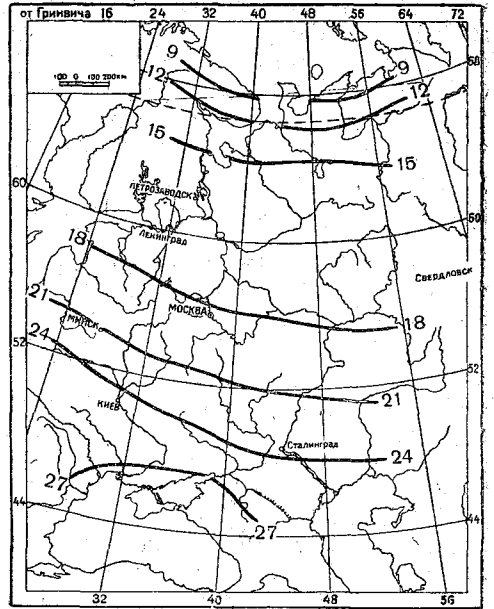


Рис. 24. Поглощенная радиация за весенний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

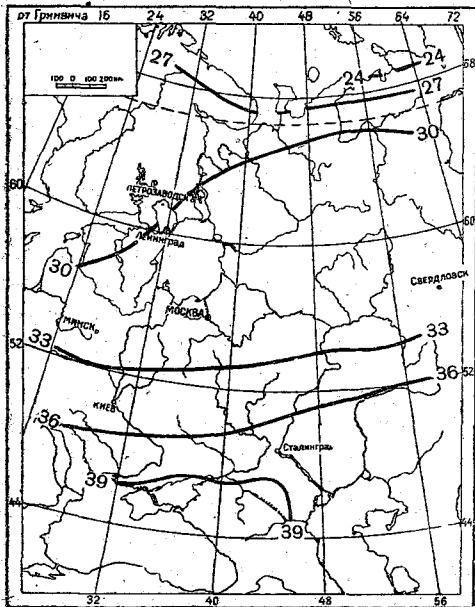


Рис. 25. Поглощенная радиация за летний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

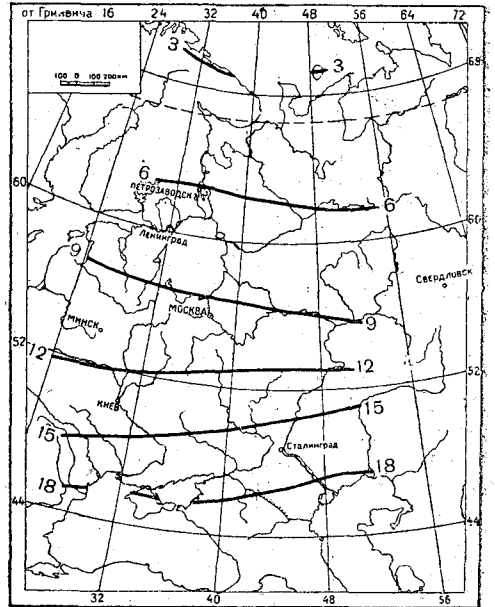


Рис. 26. Поглощенная радиация за осенний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

тельно быстрый рост поглощенной радиации в меридиональном направлении характерен для южной части Европейской территории СССР. Здесь альbedo постоянно, и изменение поглощенной радиации прямо следует за ходом суммарной радиации.

Осенний сезон (рис. 26), в отличие от других сезонов, отличается сравнительно равномерным увеличением сумм в южном направлении, при некотором сближении изолиний на юге. Влияние альbedo на ход изолиний сказывается здесь незначительно, поэтому распределение поглощенной радиации в основном соответствует ходу изолиний суммарной радиации.

При сопоставлении годовых сумм поглощенной радиации (рис. 27) и суммарной радиации (см. рис. 13) обнаруживается довольно большое сходство в характере изолиний, причем оказывается, что на рассматриваемой территории за счет альbedo величина приходящей к земной поверхности суммарной радиации за год повсеместно уменьшается на 20—30 б. кал./см².

Найденные значения годовых сумм поглощенной радиации мы сопоставили с данными, полученными Н. Г. Евфимовым, в результате чего было установлено, что годовые суммы в обоих расчетах для широт 60—70° близки между собой, тогда как весенние суммы для этих широт у Евфимова почти в 1,5 раза больше, а летом, наоборот, на 5 б. кал./см² меньше. Годовые суммы для широт 50—60° отличаются примерно на 10%. В этом случае весеннее значение поглощенной радиации в обоих расчетах совпадает, тогда как суммы за летний сезон в расчете Евфимова меньше наших (25 б. кал./см² по сравнению с 33 б. кал./см²).

Это сопоставление показывает, что использование среднеширотных величин Евфимова может привести к значительным ошибкам при определении поглощенной радиации в отдельных пунктах.

§ 4. Эффективное излучение

В то время, как при исследовании коротковолновой радиации на Европейской территории Союза ССР мы располагали довольно большим количеством данных измерений, для определения длинноволновой радиации таковых почти не существует. Имеется всего несколько пунктов, где производились сравнительно длительные регулярные наблюдения за эффективным излучением, но они относятся лишь к ограниченному числу ночных сроков, вследствие чего даже для этих пунктов по данным наблюдений нельзя вычислить суточные, месячные и годовые суммы эффективного излучения, а в лучшем случае можно найти только ночные потери тепла. Поэтому расчетные методы являются единственным путем для определения сумм эффективного излучения.

Существует несколько способов расчета эффективного излучения. В нашем исследовании мы остановились на методе определения излуче-

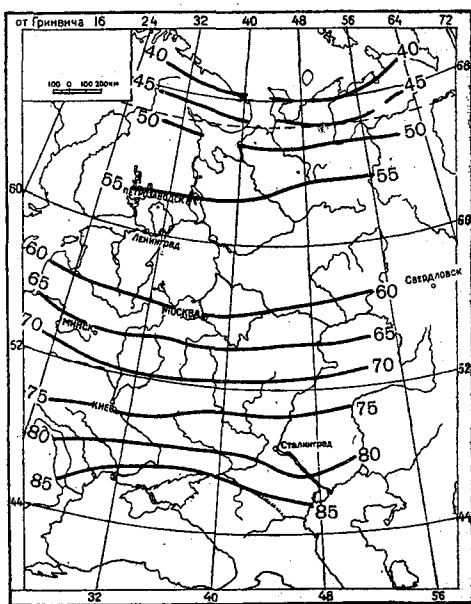


Рис. 27. Поглощенная радиация за год на Европейской территории СССР (в б. кал./см²).

ния по эмпирической формуле Онгстрема. Нетрудно убедиться, что для интересующих нас условий формула Онгстрема дает мало отличающиеся результаты от формулы Брента.

Как известно, формулы Брента и Онгстрема дают одинаковую зависимость эффективного излучения от температуры и по-разному представляют зависимость излучения от влажности.

Из рис. 28, где графическая зависимость E от абсолютной влажности e , выраженной в миллиметрах (при $T = 273^\circ$), дана по Бренту и Онгстрему, видно, что обе формулы достаточно хорошо согласуются друг с другом.

Расчет эффективного излучения на Европейской территории СССР производился по формуле Онгстрема, записанной в следующем виде:

$$E_n = 0,95 \sigma T^4 (0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0,069e}) (1 - 0,76 n),$$

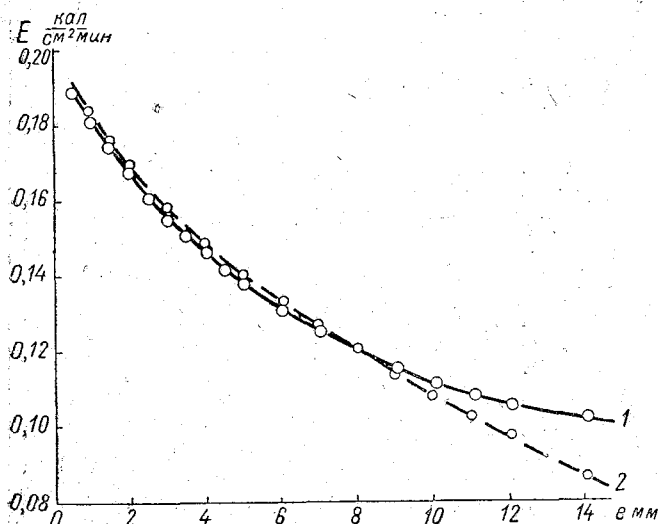


Рис. 28. Эффективное излучение при безоблачном небе (при $T = 273^\circ$).
1 — по формуле Онгстрема, 2 — по формуле Брента.

где T и e — температура и абсолютная влажность воздуха, n — средняя степень облачности в долях единицы, $\sigma = 8,26 \cdot 10^{-11}$ кал./см² мин. По этой формуле, при e в миллиметрах, получены значения E в кал./см² мин.

Для вычисления сезонных сумм эффективного излучения мы подставляли в формулу, соответственно, среднесезонные значения T , e и n и умножали результат на число минут в сезоне.

Способ определения сумм эффективного излучения проверен лишь для ночных часов, и распространение их на дневные условия не было

доказано. Чтобы обосновать возможность применения данного метода для нашего исследования, мы выполнили выше расчет радиационного баланса в пустыне, в котором возможен взаимоконтроль найденных величин. В результате этого была показана возможность расчета излучения по принятым формулам.

Для определения сумм эффективного излучения на Европейской территории СССР нами было выбрано 52 пункта, расположенных равномерно по территории. Необходимые данные по температуре воздуха и абсолютной влажности заимствованы из Климатологического справочника СССР [35]; значение средней облачности получено по материалам Отдела климатологии Главной геофизической обсерватории.

Найденные значения сезонных и годовых сумм помещены в табл. 18. Из этой таблицы видно, что выбранных 52 пунктов вполне достаточно (при данной точности метода) для характеристики эффективного излучения на Европейской территории Союза ССР, так как излучение довольно мало меняется по территории.

На основании полученного материала была построена карта эффективного излучения за год, на которой изолинии проведены через 5 б. кал./см². Так как эффективное излучение в сезоне изменяется сравнительно мало

Таблица 18

№ п/п	Наименование пункта	Координаты		Эффективное излучение б. кал./см ²				
		широ- та	долго- та	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
1	Малые Кармакулы	72°23'	52°43'	7,5	8	7,5	6,5	29,5
2	Вайгач	70 24	58 47	7,5	8	7,5	6,5	29,5
3	Териберка	69 10	35 8	7,5	8	7	7	29,5
4	Имандра	67 44	33 2	7	8	8	7	30
5	Мезень	65 50	44 16	7	8	8	6,5	29,5
6	Усть-Цильма	65 27	52 10	7	8,5	8	6	29,5
7	Кемь	64 57	34 32	7,5	9	8,5	7,5	32,5
8	Архангельск	64 35	40 36	6,5	8	8	6,5	29
9	Троицко-Печерск	62 42	56 13	7,5	10	9	7	33,5
10	Сыктывкар	61 40	50 51	7,5	9,5	9	7	33
11	Каргополь	61 30	38 57	6,5	8,5	8,5	6,5	30
12	Ленинград	59 56	30 16	6,5	9,5	9,5	7,5	33
13	Вологда	59 14	39 53	7	9,5	9,5	7	33
14	Киров	58 36	49 41	7,5	10	10	7,5	34,5
15	Молотов	58 1	56 16	7,5	10	9,5	7,5	34,5
16	Псков	57 49	28 20	7	9,5	9	7,5	33
17	В. Волочек	57 35	33 34	6,5	9,5	9,5	7,5	33
18	Рига	56 57	24 6	7,5	10	10	6,5	34
19	Горький	56 20	44 0	7	10	10	7,5	34,5
20	Москва	55 50	37 33	7	9	10	7,5	33,5
21	Казань	55 17	49 8	7,5	10	10,5	8	36
22	Н. Королево	55 9	30 28	6,5	9,5	9,5	8	33,5
23	Уфа	54 45	56 0	7,5	10	10	8	35,5
24	Минск	53 54	27 33	7	9,5	9,5	8	34
25	Полибино	53 44	52 56	8	10	11	8,5	37,5
26	Пенза	53 12	45 1	7,5	10	11	8,5	37
27	Липецк	52 37	39 36	7,5	10	11	9	37,5
28	Василевичи	52 16	29 48	7	9,5	9,5	8,5	34,5
29	Пинск	52 7	26 6	7	9,5	9,5	8,5	34,5
30	Чкалов	51 45	55 6	8	11	12	10	41
31	Пады	51 42	43 14	7,5	10,5	12	9	39
32	Октябрьский Городок	51 38	45 27	7,5	10	11,5	9	39
33	Саратов	51 32	46 3	7,5	10	11,5	9	38
34	Урюпинская	50 48	42 0	7,5	10	11,5	9,5	38,5
35	М. Узень	51 31	47 37	7,5	10	11,5	10	39
36	Киев	50 27	30 30	7	9,5	10,5	9	36
37	Полтава	49 35	34 34	7	9,5	11	9,5	37
38	Серафимович	49 35	42 45	7,5	10	11	10	39
39	Немиров	48 58	28 50	7	9,5	10,5	9	36
40	Каменец-Подольск	48 40	26 34	7	9	10	9	35
41	Ворошиловград	48 35	39 20	7,5	10,5	12,5	10,5	41
42	Плоти	47 57	29 10	7,5	10	11,5	10	39
43	Сагайдак	47 53	32 38	7,5	9,5	11,5	10	38,5
44	Ростов-на-Дону	47 13	39 43	7	10	12,5	10,5	40
45	Одесса	46 26	30 46	8	10	12	10	40
46	Николаев	46 58	31 58	8	10,5	12,5	11	42
47	Мелитополь	46 51	35 23	7	10,5	13	11	41,5
48	Астрахань	46 21	48 2	9	12,5	13,5	12	47
49	Оранжерейный Промысел	45 51	47 34	7	10,5	12,5	10	40
50	Ставрополь	45 3	41 59	8	10	12	10,5	40,5
51	Краснодар	45 2	38 56	8	10	12,5	11	41,5
52	Ялта	44 30	34 11	8	10	13	11	42

(на 2—3 б. кал./см²), то построение сезонных карт излучения было признано нецелесообразным.

Можно отметить, что зимние суммы эффективного излучения почти на всей территории оказались равными 7—8 б. кал./см², и лишь в небольшой зоне на севере имеется область с эффективным излучением

в 6,5 б. кал./см². Весенние суммы излучения несколько больше: на севере 8—9 б. кал./см², на юге 10,5 б. кал./см². Летом на севере мы не замечаем никаких изменений, а в южной половине Европейской территории СССР излучение увеличивается на 1—2 б. кал./см². Осенью наблюдается повсеместное уменьшение сумм, примерно, на 2 б. кал./см². Интересно, что на крайнем юге рассматриваемой территории эффективное излучение в осенний сезон даже несколько больше, чем весной, тогда как падающая радиация весной везде гораздо больше, чем осенью.

На годовой карте эффективного излучения (рис. 29) проведено всего три изолинии в 30, 35 и 40 б. кал./см². Суммы излучения увеличиваются к югу, что объясняется доминирующим влиянием повышения температуры и уменьшением облачности в южном направлении. Во все сезоны и за год максимальные суммы эффективного излучения четко обнаруживаются в низовьях р. Волги.

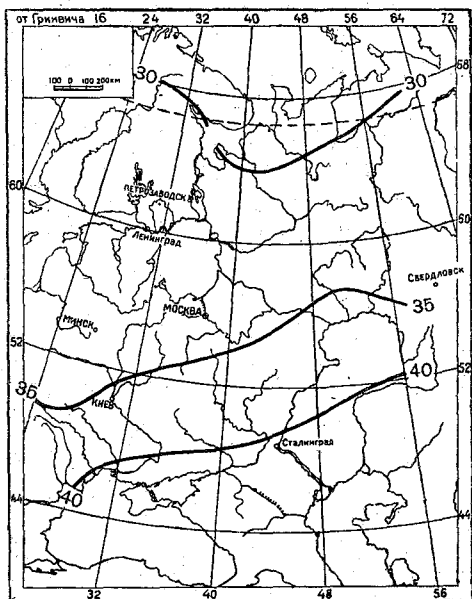


Рис. 29. Эффективное излучение за год на Европейской территории СССР (в б. кал./см²).

§ 5. Радиационный баланс

На основании данных по поглощенной радиации и эффективному излучению были определены сезонные и годовые значения радиационного баланса

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - E.$$

Для получения карт годового радиационного баланса была использована та же методика, что и при построении карт поглощенной радиации, — способ пересечения изолинии. Различие заключается лишь в том, что вместо вычисления в точках пересечения произведения двух величин $(Q + q)$ и $(1 - \alpha)$, здесь определялись разности между $[(Q + q) \cdot (1 - \alpha)]$ и E .

Построение карт радиационного баланса для сезонов таким же путем не представлялось возможным, так как в этих случаях эффективное излучение незначительно изменяется по территории.

Последнее обстоятельство облегчило нашу работу, так как благодаря ему можно было считать, что изменение радиационного баланса в эти сезоны следует ходу поглощенной радиации. Исключение составляет зима, когда сами суммы поглощенной радиации весьма малы и удельный вес их в радиационном балансе понижен. В связи с этим для зимнего сезона карта радиационного баланса не строилась.

Перейдем к обзору полученных результатов. Из карты для зимних сумм поглощенной радиации и данных по эффективному излучению за зиму хорошо видно, что на всей Европейской территории СССР радиационный баланс за три зимних месяца отрицателен; на подавляющей части территории он составляет $-5, -6$ б. кал./см² сезон и только на крайнем юге быстро уменьшается по абсолютной величине до -2 б. кал./см² сезон.

Отрицательный радиационный баланс зимой, очевидно, является результатом относительно большой потери тепла за счет длинноволнового излучения, которая на юге больше поглощенной радиации в 2—3 раза, а на севере в 5—7 раз.

Из карты весеннего радиационного баланса (рис. 30) видно, что последний почти по всей территории положителен. На крайнем севере проходит нулевая изолиния, от нее на юг до 65-й параллели заметно быстрое возрастание радиационного баланса, составляющее примерно 2 б. кал./см² на градус широты. Однако южнее, от 65-й до 55-й параллели, радиационный баланс изменяется всего лишь на 3 б. кал./см². Наибольшие значения баланса (15—18 б. кал./см²) — на юге. Общее возрастание радиационного баланса по сравнению с зимой обязано значительному увеличению поглощенной радиации, при малом изменении эффективного излучения. На большей части территории расход тепла весной за счет эффективного излучения примерно в 2 раза меньше сумм поглощенной радиации.

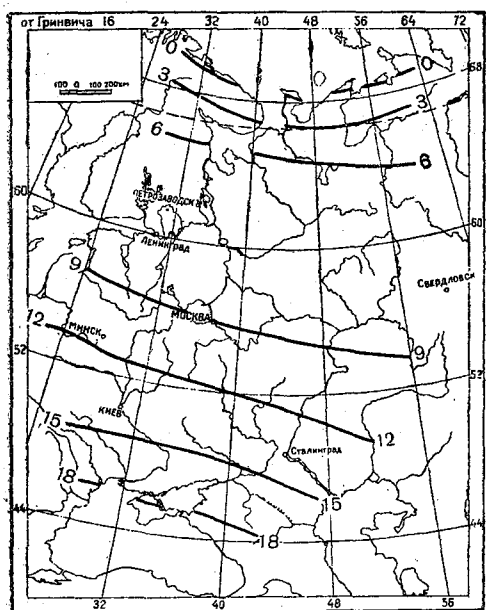


Рис. 30. Радиационный баланс за весенний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал./см²).

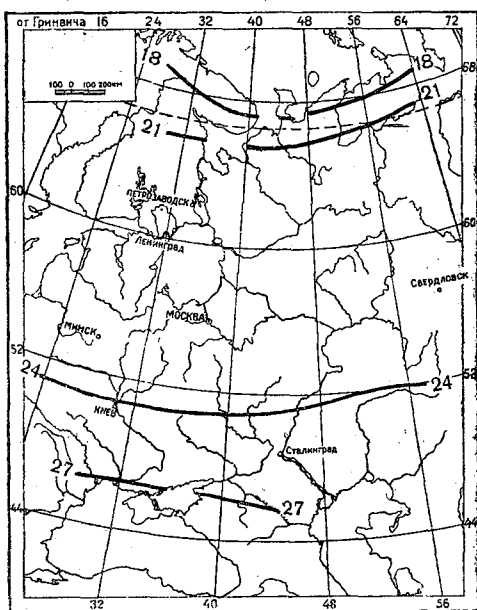


Рис. 31. Радиационный баланс за летний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал./см²).

Следуя увеличению поглощенной радиации, радиационный баланс летом (рис. 31) возрастает. В районе полярного круга его величина достигает 18—21 б. кал./см². Южнее на большей части территории летний радиационный баланс примерно вдвое больше весеннего. Общее территориальное изменение радиационного баланса летом невелико. Диапазон этого изменения равен 6—8 б. кал./см², что соответствует 30—40% его средней величины. Сравнительно небольшой диапазон колебания летнего радиационного баланса по территории объясняется тем, что параллельно увеличению поглощенной радиации к югу происходит возрастание и эффективного излучения, более заметное, чем в предыдущие сезоны.

Расходы тепла путем эффективного излучения летом составляют, в среднем, около $\frac{1}{3}$ от сумм поглощенной радиации.

Нулевая изолиния радиационного баланса осенью (рис. 32) проходит вдоль 60-й параллели; к северу от нее радиационный баланс отрицателен, к югу — положителен. Величина радиационного баланса изменяется от —3 б. кал./см² на северном побережье до 6 б. кал./см² на южной

границе рассматриваемой территории. В районе полярного круга радиационный расход тепла земной поверхностью примерно в два раза больше поглощенного тепла. На юге расходная часть баланса в 1,5 раза меньше приходной части.

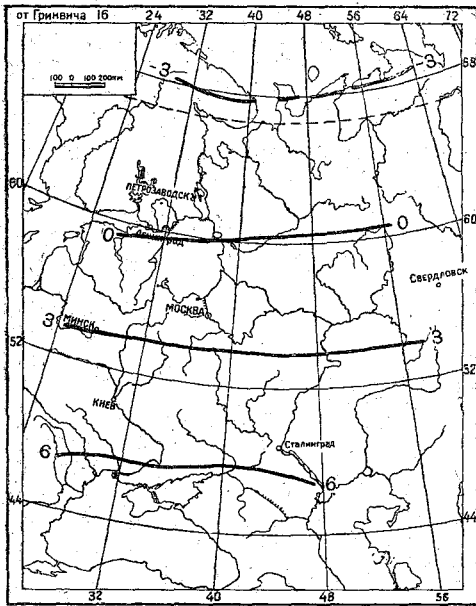


Рис. 32. Радиационный баланс за осенний сезон на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

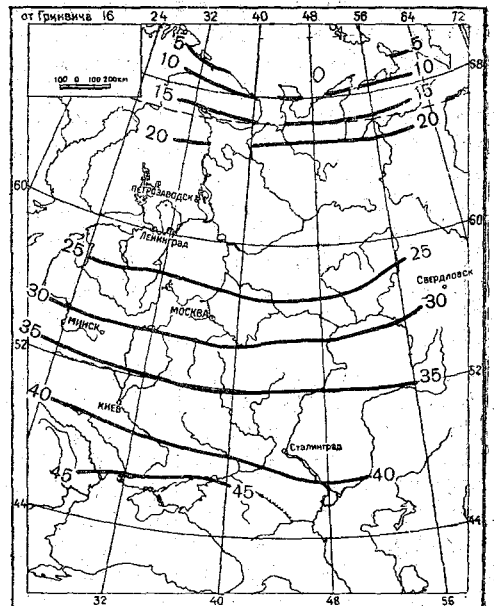


Рис. 33. Радиационный баланс за год на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

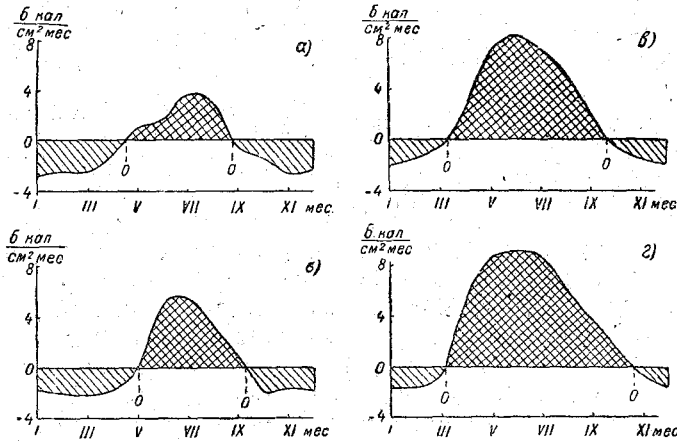


Рис. 34. Годовой ход радиационного баланса в ряде пунктов Европейской территории Союза ССР.
 а — Бухта Тихая $\varphi = 80^{\circ}19'$ б — Бухта Тикси $\varphi = 71^{\circ}36'$ в — Ленинград $\varphi = 59^{\circ}56'$,
 г — Саратов $\varphi = 51^{\circ}32'$.

За год радиационный баланс положителен на всей территории (рис. 33). Обращает на себя внимание наличие отчетливо меридионального хода радиационного баланса на Европейской территории СССР. Величина радиационного баланса меняется от 5—10 б. кал./см² на севере до 40—

6 кал./см² на юге. В районе полярного круга происходит довольнострое возрастание радиационного баланса, следующего за ростом поглощенной радиации. В широтном поясе 57—65° радиационный баланс мало меняется, опять-таки вследствие небольших изменений поглощенной радиации. Дальше на юг снова заметно сближение изолиний, однако количество их здесь уменьшилось на одну, по сравнению с числом изолиний поглощенной радиации, что связано с возрастанием эффективного излучения в южном направлении. Почти на всей территории расходная часть баланса примерно вдвое меньше приходной. Лишь за полярным кругом это соотношение изменяется: здесь суммы эффективного излучения составляют 70—80% от поглощенной радиации.

На рис. 34 представлен годовой ход радиационного баланса для пунктов, расположенных на различных широтах (примерно на 80, 70, 60 и 50-й параллели).¹

Из приведенных графиков хорошо видно изменение соотношений положительной и отрицательной частей радиационного баланса в годовом ходе, а также время перехода баланса через нуль в меридиональном направлении. На 80-й параллели (Бухта Тихая) радиационный баланс положительный лишь в течение четырех летних месяцев, значение баланса за год здесь отрицательное. Время нулевого баланса — начало мая и конец сентября. На широте 71° (Бухта Тикси) радиационный баланс также положительный в течение четырех месяцев, однако, в отличие от Бухты Тихой, здесь годовое значение его уже положительно. На 60-й параллели (Ленинград) видно, насколько мала доля отрицательного баланса за год. Радиационный баланс здесь сохраняется положительным в течение 7 месяцев. Момент нулевого баланса соответствует концу марта и началу сентября. В Саратове (51-я параллель) баланс отрицательный всего лишь в течение 3 месяцев, и доля положительных значений здесь значительно больше, чем для Ленинграда.

ГЛАВА V

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Наряду с исследованием радиационного баланса, для решения многих проблем имеет существенное значение изучение географического распределения и других компонент теплового баланса — затраты тепла на испарение и турбулентного потока тепла.

Исследование распределения испарения по территории играет значительную роль в гидрологии, при расчетах водного баланса бассейнов, водоемов и т. д. Для изучения теплового режима территории большое значение имеет нахождение турбулентного теплового потока, т. е. тепла, идущего на нагревание воздуха, которое частично преобразуется в механическую энергию — источник движений в атмосфере.

Несколько меньший интерес представляет определение потоков тепла в почву, так как годовые суммы, а иногда даже месячные их значения гораздо меньше других составляющих теплового баланса. Поэтому для климатических целей в первую очередь необходимо изучение всего трех главных членов теплового баланса, а теплооборотом в почву можно пренебречь.

После того как в главе IV было установлено распределение баланса, в этой главе мы рассмотрим распределение значений затраты тепла на испарение и турбулентного потока тепла по Европейской территории СССР.

¹ Данные для высоких широт заимствованы из работ А. С. Каледкиной и Р. Н. Шпаковской, для Ленинграда и Саратова радиационный баланс получен нами.

§ 1. Расход тепла на испарение

Поскольку по настоящее время градиентные наблюдения за температурой и влажностью весьма ограничены, нам представлялось наиболее целесообразным провести определение расходов тепла, идущего на испарение, в различных пунктах Европейской территории СССР, используя 4-й из рассмотренных в § 7 главы II методов, а именно: определение испарения как остаточного члена в уравнении водного баланса. Этот метод должен дать надежные результаты при изучении больших бассейнов для продолжительных периодов, когда можно считать выполненным условие: испарение равно осадки минус сток. Благодаря длительному и тщательному исследованию советскими климатологами и гидрологами осадков и стока, распределение этих величин достаточно хорошо известно для рассматриваемой территории. Отметим, что определение испарения по данным об осадках и стоке для отдельных периодов года практически невозможно, так как зимние осадки, выпадающие в виде снега, сохраняются до весны на поверхности почвы; сток в это время мал и разность осадки — сток намного превышает величину истинного испарения, которое невелико вследствие низких температур. Весной, во время бурного снеготаяния, сток резко увеличивается и иногда даже превышает весенние осадки. В этот период сток определяется не только осадками, выпавшими за данный сезон, но и снегом, накопившимся за зиму. Во время весеннего половодья разность осадки — сток (иногда даже отрицательная) значительно меньше испарения, усилившегося за счет повышенной

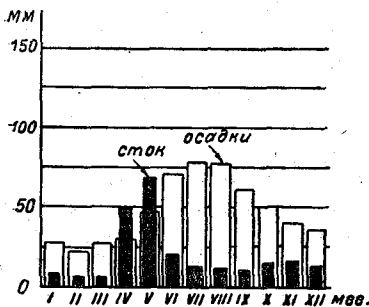


Рис. 35. Годовой ход осадков и стока Волга — Ярославль (по Б. Д. Зайкову).

температуры и турбулентного обмена весной. Это хорошо иллюстрирует рис. 35, заимствованный из работы Б. Д. Зайкова [18].

Таким образом, исследование внутригодового хода испарения на Европейской территории СССР связано с большими трудностями, и нам представляется, что сейчас не имеется достаточного материала для получения надежных данных для определения испарения за отдельные сезоны. Поэтому мы остановились на расчете распределения по Европейской территории СССР лишь годовой суммы тепла, идущего на испарение.

Уже отмечалось, что ранее был построен ряд карт испарения для Европейской территории Союза. В частности, имеется карта Кузина (1940 г.), где испарение определено как разность осадки — сток.

В целях исследования теплового баланса мы все же не воспользовались этими картами, а построили новую, учитывая, что в настоящее время появились новые материалы по осадкам и стоку, которыми не располагал Кузин в 1940 г. (так, в частности, Кузин не определял испарение для территории Прибалтийских Советских Республик, без которых построение карты СССР было бы неполным).

В качестве исходных материалов мы приняли новую карту осадков О. А. Дроздова и последнюю карту стока для Европейской территории СССР (1946 г.), составленную Б. Д. Зайковым [20]. Как указывает Зайков, карта 1946 г. уточнена по сравнению с его картой 1936 г. (которую использовал Кузин).

Для построения карты испарения мы воспользовались принятой в предыдущей главе методикой исходных изолиний. Карты стока и осадков

были приведены к одному масштабу (1 : 20 000 000) и наложены одна на другую. В точках пересечения изолиний находились значения величин $0,06 \cdot (Y - X)$, где Y и X — осадки и сток в миллиметрах. Множитель 0,06 соответствует той величине тепла, которая требуется на испарение мм воды с 1 см² поверхности, т. е. 0,1 см³ воды.

Полученная карта годовых затрат тепла на испарение представлена на рис. 36. Изолинии на ней проведены через 5 б. кал/см². Сопоставление нашей карты испарения с картой Кузина показало малое расхождение между ними.

Как видно из рис. 36, наибольшие затраты тепла на испарение имеют место на юго-западе Европейской территории СССР, с отчетливым максимумом (в —30 б. кал./см²) в бассейне р. Припять. Это объясняется тем, что в данной области выпадает большое количество осадков в летнее время. Вследствие сравнительно большого радиационного баланса и других благоприятных условий, летом подавляющее количество выпавшей влаги испаряется. Поэтому и за год испарение составляет примерно три четверти от осадков. Минимум затраты тепла на испарение (—5 б. кал./см²) относится к району полярного круга, где испарение в 5—6 раз меньше, чем в рассмотренных западных областях, в то время как осадки меньше всего лишь в 1,5—2 раза. На севере холодный период весьма продолжителен, поэтому суммы осадков за этот период составляют значительную часть от годовой, вместе с тем испарение со снега ничтожно мало. Во время весеннего потопов растаявший снег не успевает испариться и, в основном, стекает в водоемы. Невелико испарение и в короткое холодное лето. Таким образом, в общем за год испарение почти в три раза меньше стока и составляет всего около 25% общей суммы осадков.

На юг от зоны полярного круга довольно быстро увеличиваются расходы тепла на испарение, особенно в направлении с северо-востока на северо-запад. Изолинии на севере отклоняются на юго-восток от широтного направления. Это объясняется тем, что хотя в юго-восточном направлении осадки и сток меняются мало, все же имеет место некоторое уменьшение осадков с северо-запада на юго-восток вглубь континента, а сток при этом, наоборот, несколько увеличивается при приближении к предгорьям Урала. Такой противоположный ход осадков и стока дает заметное изменение испарения.

В юго-восточной части Европейской территории СССР мы отмечаем относительный минимум затрат на испарение. Причиной этого является малое количество осадков за год. Несмотря на малое испарение, нужно отметить, что в данном районе оно составляет 80—90% от осадков. За счет высоких температур выпавшая влага почти полностью испаряется, и стекает всего лишь 10—20%.

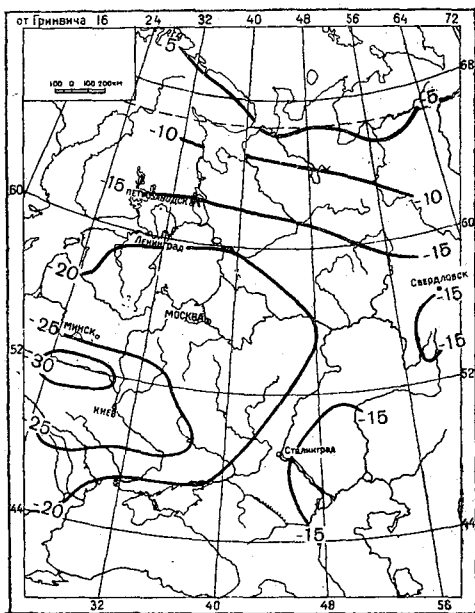


Рис. 36. Затрата тепла на испарение за год на Европейской территории СССР (в б. кал/см²).

§ 2. Турбулентный поток тепла

По радиационному балансу (R) и затратам тепла на испарение (V) был определен турбулентный поток тепла (P) на Европейской территории СССР. Эти три составляющие теплового баланса R , V и P являются основными компонентами его, поэтому определением последнего из них — турбулентного потока — может быть в первом приближении завершено исследование теплового баланса Европейской территории СССР.

Турбулентный поток вычислялся как остаточный член теплового баланса.

Так как нами была определена величина лишь годовых затрат тепла на испарение, то принятым методом возможно было определить значение турбулентного потока за год.

На карту радиационного баланса была наложена карта тепла, идущего на испарение, и в точках пересечения линий, равных R и V , находилось значение $(R - V)$. По новым точкам проводились изолинии турбулентного потока; как и на предыдущих картах, изолинии проведены через 5 б. кал./см².

Полученная карта турбулентного потока представлена на рис. 37. Из этой карты можно сделать ряд выводов. Первое, что следует отметить, это неизменность знака турбулентного потока на всей территории. Турбулентный поток оказался направленным от почвы к воздуху, значит везде поверхность почвы отдает тепло атмосфере. Такой результат связан с тем, что на всей территории величина радиационного баланса положительна. Нам представляется весьма естественным, что затрата тепла на

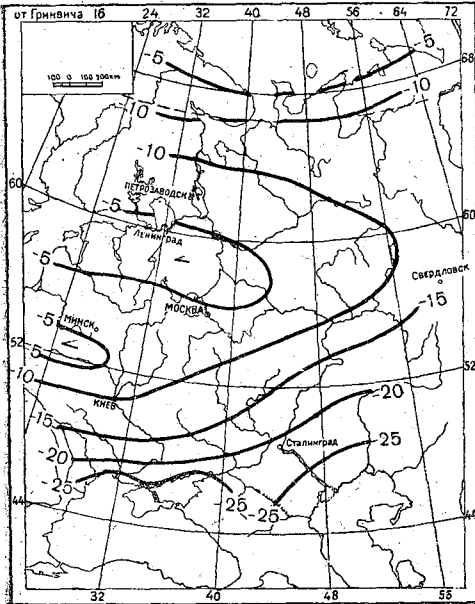


Рис. 37. Турбулентный поток тепла за год на Европейской территории СССР (в б. кал./см²).

испарение не превышает радиационного баланса.

Далее на карте отчетливо обнаруживается два минимума турбулентного потока. Один на севере, являющийся прямым следствием малого радиационного баланса, второй — в западной части средней полосы Европейской территории СССР. В бассейне р. Припять и к северу от него, в районах, примыкающих к восточной части Финского залива, турбулентный поток тепла составляет $-5-7$ б. кал./см², как и на крайнем севере территории. Очевидно, что малый турбулентный поток объясняется максимальным испарением в этой зоне. Затраты тепла на испарение большого количества выпадающих здесь осадков составляют 80—90% от радиационного баланса.

Максимум турбулентного потока в -25 б. кал./см² имеет место на юге. Хотя в этом районе величина испарения довольно велика, но велик и радиационный баланс (45 б. кал./см²), таким образом, радиационный баланс примерно поровну распределяется между P и V . Последнее соотношение имеет место и в Прикаспийских областях.

Между зонами минимума P в районе р. Припять и максимума его на юге происходит довольно быстрое увеличение турбулентного потока, примерно $3-4$ б. кал./см² на 1° широты. Далее следует отметить значи-

тельное возрастание турбулентного потока в широтном направлении с запада на восток в средней полосе территории. Это особенно относится к южной части данной полосы, так вдоль 52-й параллели P возрастает по абсолютной величине от -5 до -20 б. кал./см² (засушливые районы Заволжья). Несколько южнее этой параллели P изменяется от -10 , -15 б. кал./см² на западе, до -20 , -25 б. кал./см² на востоке. Такой ход турбулентного потока является следствием уменьшения затрат тепла на испарение вглубь континента.

При рассмотрении турбулентного потока в различных областях территории не следует делать поспешных выводов о распределении температуры в этих областях. Температура поверхности почвы и воздуха устанавливается соответственно сложному сочетанию основных компонент теплового баланса.

Турбулентный поток тепла за год может быть представлен в виде $P = c_p \rho k_{cp} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{cp}$, т. е. произведения среднего коэффициента обмена на средний градиент температуры. В данном случае „средний“ означает не среднеарифметическое значение k и $\frac{\partial T}{\partial z}$, а некоторое средневзвешенное, полученное аналогично способу определения среднегодового альбедо в главе IV.

То обстоятельство, что турбулентный поток тепла на всей территории направлен от почвы в атмосферу, означает, что температурный градиент, взятый средневзвешенным за год на всей территории, отрицателен и по своей абсолютной величине больше равновесного (последний, согласно новейшим работам М. И. Будыко и М. И. Юдина [7], равен $0,6^\circ/100$ м).

Можно отметить, что на юге, в районах с большим турбулентным потоком, средневзвешенный температурный градиент должен значительно отклоняться от равновесного. Наоборот, на западе, в областях с большим испарением и малым турбулентным потоком температурный градиент будет приближаться к равновесному.

Мы не рассматриваем годового хода турбулентного потока тепла для условий Европейской территории СССР, но, обратившись к проведенному в главе III исследованию теплового потока пустыни, можно предположить, что почти на всей Европейской территории СССР в некоторые месяцы холодного полугодия направление турбулентного потока отличается от среднегодового. На юге, повидимому, в течение продолжительного периода тепловой поток направлен от атмосферы к земле, на севере этот период может составлять значительную часть года. Таким образом, на Европейской территории СССР некоторое время должны наблюдаться средние инверсионные градиенты в нижних слоях воздуха. Из приведенных материалов следует, что удельный вес положительного турбулентного потока в общегодовом небольшой. Это, повидимому, объясняется тем, что при инверсионном градиенте затруднен турбулентный обмен, коэффициент обмена невелик, и поэтому турбулентный поток тепла мал.

Для наглядного представления о соотношении между отдельными составляющими теплового баланса мы составили диаграммы годовых значений его компонент (радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла) для ряда пунктов, расположенных в различных частях Европейской территории СССР (рис. 38).

Из рис. 38 видно, что в районе ст. Полярный турбулентный поток тепла равен нулю и небольшой радиационный поток тепла полностью расходуется на испарение.

В районе Ленинграда турбулентный поток примерно в 4 раза меньше затрат тепла на испарение; такое же соотношение между ними около Минска. Для района Кирова P составляет уже больше $\frac{2}{3} V$.

В районах Саратова и Одессы, одновременно со значительным возрастанием радиационного баланса, изменяется и соотношение между P и V . В Саратове $P \approx V$, а в Одессе турбулентный поток составляет около 60% от радиационного баланса.

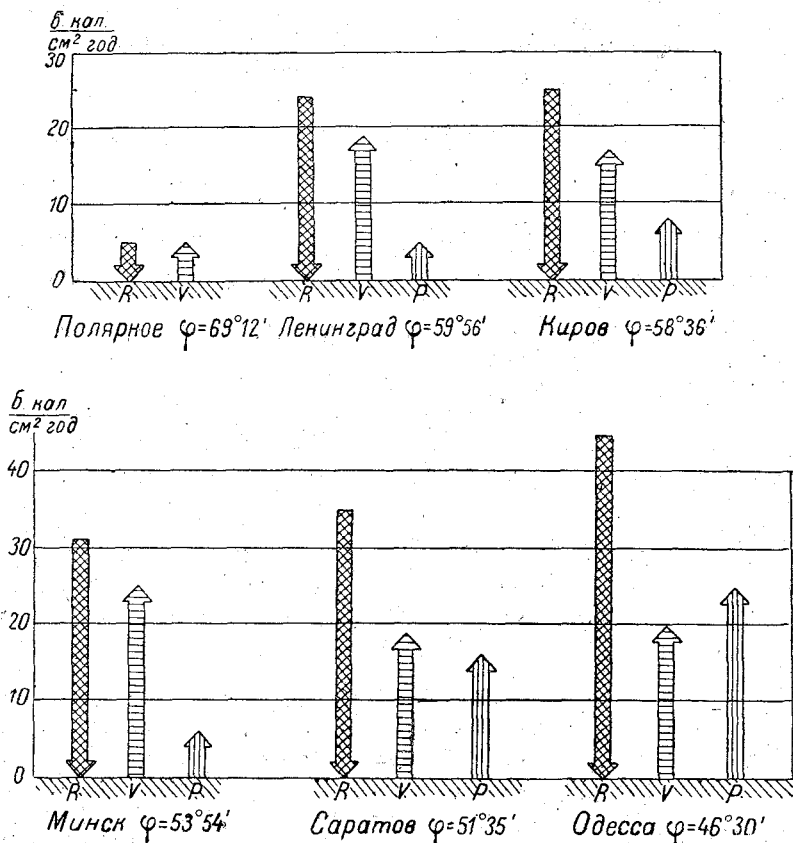


Рис. 38. Годовые значения составляющих теплового баланса [радиационного баланса (R), затраты тепла на испарение (V), турбулентного потока (P)].

Заключение

В заключение следует указать на сравнительно хорошее согласование полученных результатов с данными работ С. А. Сапожниковой и М. И. Бурдыко, выполненных в последнее время.

С. А. Сапожникова [56] рассчитала тепловой баланс для 8 пунктов, расположенных в различных географических зонах Советского Союза. Турбулентный поток тепла P за год, так же как и в данной работе, определялся как остаточный член теплового баланса.

Сравнение годовых величин радиационного баланса для 4 пунктов, находящихся на Европейской территории СССР, показало близкое согласование данных настоящей работы и (56) для Саратова и Одессы (у Сапожниковой радиационный баланс соответственно равен 37 и 45 б. кал./см², у нас 35 и 45 б. кал./см²) и расхождение в пределах 20% для

Ленинграда и района Минска. Последнее объясняется различием принятых значений суммарной радиации, которые в нашей работе были взяты из более новых источников.

Расчет и построение карты годовых сумм радиационного и теплового баланса для южной части Европейской территории СССР был произведен М. И. Будыко [8].

В этом расчете определение теплообмена выполнялось двумя независимыми методами, в связи с чем правильность расчета была проверена по замыканию уравнения теплового баланса.

Величины, полученные в работе [8], несмотря на некоторые различия в расчетах излучения и альбедо (последнее в настоящей работе определялось более детально), достаточно хорошо согласуются с полученными нами значениями. Расхождение сумм радиационного баланса за год повсеместно не превышало 2—3 б. кал./см², т. е. 5%.

Согласование результатов настоящей работы с результатами независимых расчетов С. А. Сапожниковой и М. И. Будыко является подтверждением их правильности.

Основные полученные нами результаты можно кратко резюмировать следующим образом:

1. В обзорной части произведено критическое рассмотрение работ по географическому распределению составляющих радиационного и теплового балансов, на основании чего установлена наиболее рациональная методика решения поставленной задачи.

2. Для проверки выбранной методики был выполнен расчет радиационного баланса и турбулентного теплообмена пустыни, где, вследствие малости испарения, уравнение теплового баланса имеет наиболее простой вид: $R = -P$.

Замыкание теплового баланса в этом случае подтвердило правильность сделанных допущений в расчете радиационного баланса.

3. Для Европейской территории СССР было найдено географическое распределение величин радиационного баланса, а также построены карты и проведено исследование годового радиационного и теплового баланса как в целом, так и для их составляющих — суммарной и поглощенной радиации, альбедо, эффективного излучения, тепла, идущего на испарение, и турбулентного потока тепла.

Кроме того, впервые выполнен расчет радиационного баланса и его компонент отдельно для 4 сезонов.

Построенные карты являются сравнительно схематическими и представляют собой лишь первое приближение к решению сложной проблемы определения теплового и радиационного режима территории СССР.

В заключение считаю необходимым выразить глубокую признательность проф. М. И. Юдину за руководство настоящей работой и М. И. Будыко за ценные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчинников Н. Н. и Радякин В. Г. Леса Московской области. Гослестехиздат, 1944.
2. Берг Л. С. Основы климатологии. Л., Учпедгиздат, 1938.
3. Большой Советский атлас мира, т. 1. карты № 139—140. М., 1937.
4. Будыко М. И. Турбулентный обмен в нижних слоях воздуха. Метеорология и гидрология, № 2, 1946.
5. Будыко М. И. Распределение метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 10, № 4, 1946.
6. Будыко М. И. Методы определения естественного испарения. Метеорология и гидрология, № 3, 1946.
7. Будыко М. И. и Юдин М. И. Условия термического равновесия в атмосфере. Доклады АН СССР, т. 53, № 7, 1946.
8. Будыко М. И. О водном и тепловом балансах поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 5, 1947.
9. Вейнберг Б. П. Таблицы для предвычисления количеств рассеянной радиации. Метеорологический вестник № 5—6, 1933.
10. Великанов М. А. Водный баланс суши. М.-Л., Гидрометеиздат, 1940.
11. Воейков А. И. Климаты земного шара. СПб, 1894.
12. Гальперин Б. М. Альбедо сельскохозяйственных угодий. Соц. зерновое хозяйство, № 5, Саратов, 1938.
13. Гальперин Б. М. Солнечная радиация в Саратове. Соц. зерновое хозяйство, № 6, Саратов, 1938.
14. Горленко С. М. К вопросу об устойчивости реального солнечного кадастра. Бюллетень Постоянной актинометрической комиссии № 1 (24) 1934.
15. Дородницын А. А. К теории суточного хода температуры в слое перемешивания. Доклады АН СССР, № 5, 1941.
16. Евфимов Н. П. Суммы эффективного излучения для Слуцка. Метеорология и гидрология, № 8, 1938.
17. Евфимов Н. Г. Величины сумм эффективного излучения для некоторых пунктов, СССР. Метеорология и гидрология, № 5, 1939.
18. Зайков Б. Д. Внутригодовое распределение речного стока на территории Европы. Труды НИУ ГУГМС, сер. 4, вып. 15, Гидрометеиздат, 1944.
19. Зайков Б. Д. и Белинков С. Ю. Среднегодовое сток рек СССР. Труды ГГИ, вып. 2, 1937.
20. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУГМС СССР, серия 4, вып. 24, 1946.
21. Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, 1939.
22. Каледкина А. С. Радиационный баланс Бухты Тихой. Проблемы Арктики № 12, 1939.
23. Калитин Н. Н. Альбедо земной поверхности. Метеорологический вестник № 9—12, 1929.
24. Калитин Н. Н. Походный альбедометр. Изв. ГГО, № 4, 1930.
25. Калитин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеиздат, М.-Л., 1938.
26. Калитин Н. Н. Суммарная радиация в Арктике. Проблемы Арктики, № 1, 1940.
27. Калитин Н. Н. О суммах тепла солнечной радиации в Арктике. Проблемы Арктики № 10, 1940.
28. Калитин Н. Н. Рассеянная радиация безоблачного неба. Доклады АН СССР, т. 39, № 8, 1942.
29. Калитин Н. Н. Суммы тепла солнечной радиации на территории СССР. Природа, 1945.
30. Калитин Н. Н. Соотношение между проходом солнечной и рассеянной радиации при различных климатических условиях. Доклады АН СССР, т. 53, № 3, 1945.
31. Калитин Н. Н. Облачность и радиация. Природа, № 3, 1947.
32. Калитин Н. Н. Развитие актинометрических работ в СССР за последние 30 лет. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 5, 1947.
33. Кастров В. Г. К вопросу об основной актинометрической формуле. Метеорологический вестник, № 7, 1928.
34. Кастров В. Г. Суммарная радиация в Куйбышеве. Природа, № 4, 1946.

35. Климатологический справочник СССР, вып. 1, ГГО, Л., 1932.
36. Кочерин Д. И. Испарение поверхности бассейнов и коэффициент стока в изменении по территории ЕТС. Гидротехническ. сб. НВГУ, № 2, 1929.
37. Красовский А. А. Среднегодовые величины атмосферных осадков. Труды ГТИ, 1937.
38. Кудрявцева А. А. Отражение, поглощение и проникновение солнечной радиации в травостой сельскохозяйственных растений. Доклады Всесоюзн. Акад. с-х. наук им. Ленина, вып. 2, 1940.
39. Кузин П. С. График испарения поверхности речного бассейна и его применение к расчёту среднего многолетнего стока. Записки Гос. гидрол. ин-та, т. 12, 1934.
40. Кузин П. С. Карта испарения речных бассейнов ЕТС. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 68, 1934.
41. Кузин П. С. Карта испарения речных бассейнов Союза ССР. Гидрология и метеорология № 11, 1940.
42. Курс климатологии. Под ред. Е. С. Рубинштейн. Гидрометеиздат, М.—Л., 1940.
43. Лайхтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, серия геофиз. и геогр., т. 8, № 1, 1944.
44. Лайхтман Д. Л. О профиле ветра в приземном слое атмосферы при стационарных условиях. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. 1, вып. 39, 1947.
45. Лютерштейн И. Г. и Чудновский А. Ф. Формула для расчета суточного хода температуры воздуха по тепловому балансу почвы. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. 1, вып. 28, 1946.
46. Малкин Н. Р. К вопросу о трансформации воздушных масс. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. 1, вып. 30, 1947.
47. Мерцалова О. Б. Радиационный баланс поверхности южной части Баренцова моря. Метеорология и гидрология, № 6, 1938.
48. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. ГОНТИ, М.—Л., 1939.
49. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеиздат, 1937.
50. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. Гидрометеиздат, 1944.
51. Поздеев В. Г. Актинометрические наблюдения в Свердловске. Юбилейный сборник, Свердловская метеорологическая обсерватория, 1836—1936 гг, Свердловск, 1937.
52. Савинов С. И. Солнечная земная и атмосферная радиация. Климат и погода, 1925.
53. Савинов С. И. По поводу статьи Кастрова „К вопросу об основной актинометрической формуле“. Метеорологический вестник, № 7, 1928.
54. Савинов С. И. Соотношение между облачностью, продолжительностью солнечного сияния и суммами прямой и рассеянной радиации. Метеорологический вестник, № 1, 1931.
55. Савинов С. И. О формулах, выражающих прямую и рассеянную солнечную радиацию в зависимости от степени облачности. Метеорологический вестник, № 5—6, 1933.
56. Сапожникова С. А. Тепловой баланс деятельной поверхности в основных географических зонах СССР. Труды 2-го Всесоюзного географического съезда, т. II, 1948.
57. Скворцов, К вопросу о климате оазиса и пустыни и некоторых особенностях теплового баланса. Труды по с.-х. метеорологии, вып. 20, 1928.
58. Тверской П. Н. Актинометрические характеристики прозрачности атмосферы и учет эффекта Форбса. Изв. АН. СССР. № 6, 1944.
59. Тезисы к докладам научной сессии Тбилисской Г.О. (14—16 мая 1947 г.). Тбилиси, 1947.
60. Украинцев В. Н. Вычисление месячных сумм прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность для широт субтропической зоны. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 2, 1938.
61. Украинцев В. Н. Облачность и солнечное сияние. Метеорология и гидрология, № 5, 1939.
62. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеорология и гидрология, № 6, 1939.
63. Физика приземного слоя атмосферы. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. 1, вып. 39, 1947.
64. Хргиан А. Х. Прозрачность атмосферы и соллярный климат. Метеорология и гидрология, № 1, 1938.
65. Черниговский Н. Г. О радиационных свойствах снега и льда в проливе Вильницкого. Проблемы Арктики, № 1, 1938.
66. Шаповская Р. Н. Радиационный баланс острова Уединения. Проблемы Арктики, № 1, 1940.
67. Шаповская Р. Н. Радиационный баланс Бухты Тикси. Проблемы Арктики, № 6, 1940.
68. Юдин М. И. Суточный ход температуры и конвективный теплообмен. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 4, 1948.
69. Ярославцев И. Н. Отражение радиации от естественных покровов в Ташкенте. Труды ГГО, вып. 1, 1947.

70. Экономическо-статистический справочник Ленинградской области, Л.-1932.
71. Albrecht F. Über den Zusammenhang zwischen täglichen Temperaturgang und Strahlungshaushalt. Gerlands Beiträge z. Geoph. Bd 25, 1930.
72. Albrecht F. Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Wissenschaft Abhandlung Reichsamts f. Wetterdienst. Bd. 8. № 2, 1940.
73. Albrecht F. und Brosse P. Ergebnisse von Dr. Haudes Beobachtungen d. Strahlung u. d. Wärmehaushalts d. Erdoberfläche an d. beiden Standlagern 1931/32. Report scientific Expedition Dr. Sven Hedin Public. 8. Meteorology 2. Stockholm, 1941.
74. Angot, A. Recherches théoriques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe. Annales Bureau Centr. Météorologique de France, 1885.
75. Angström A. Über die Gegenstrahlung der Atmosphäre. Meteorolog. Zeitschrift, 1916.
76. Angström A. Note on the relation between time of sunshine cloudiness in Stockholm 1908-1920. Archiv für Matemat. Astronom. und Physik. Bd. 17, № 15, Stockholm, 1922.
77. Angström A. The albedo of various surface of Ground. Geografiska Annaler № 4, 1925.
78. Angström A. Nächtliche effektive Ausstrahlung nach korrigierten Formel. Meteorolog. Taschenbuch herausgeg. v. Linke, 1933.
79. Angström A. und Tryselins. Total radiation from Sun and Sky at Abisko. Geografiska Annaler, H. 1, 1934.
80. Angström K. Méthode nouvelle pour l'étude de la radiation solaire. Nova Anta R. Soc. Sc., Upsala, № 7, 1907.
81. Askleif A. Über den Zusammenhang zwischen der nächtlichen Ausstrahlung der Bewölkung und der Wolkenart. Geografiska Annaler, H. 3, 1920.
82. Baur F. und Philipps H. Der Wärmehaushalt der Lufthülle der Nordhalbkugel im Januar und Juli. Gerlands Beiträge z. Geoph. Bd. 42, 1934.
83. Baur F. und Philipps H. Ausstrahlung, Gegenstrahlung und meridionaler Wärmetransport bei normalen Solarkonstanten. Gerlands. Beitr. z. Geoph., Bd. 45, 1935.
84. Brunt D. Physical and dynamical Meteorology. (Русский перевод) Гидрометеиздат 1938.
85. Büttner K. Messungen der Sonnen- und Himmelstrahlung in Flugzeug. Meteorolog. Zeitschr., 1929.
86. Climatological normals for Egypt and the Sudan, Candia, Cyprus und Abassia. Ministry of Public Works. Physikal Departm. Cairo, 1922.
87. Flower W. D. An investigation into the variation of the lapse rate of temperature in the atmosphere near the ground at Ismailia, Egypt. Geophys. Memoirs № 71, 1937.
88. Fransilla M. Mikroklimatische Untersuchungen der Wärmehaushalts. Helsinki, 1936.
89. Gorzynsky W. Comparison of climate of the U. S. A. and Europa. N.-Y., 1945.
90. Handbuch der Geophysik. Herausgeg. v. F. Linke, Bd. 8, Berlin, 1943.
91. Hann-Süring Lehrbuch d. Meteorologie, 5 Aufl. Leipzig, 1938.
92. Homén Th. Der tägliche Wärmeumsatz in Boden und die Wärmeleitung zwischen Himmel und Erde. Leipzig, 1897.
93. Johnson N. K. A study of the vertical gradient of temperature in the atmosphere Geophys. Met. № 46, 1929.
94. Keränen J. Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Einführung in die Geophysik. Bd. 2. Leipzig, 1928.
95. Kimball H. Variation in the total and liminous solar radiation with the geographical position in the United States, Vol. 47, 1919.
96. Kimball H. Records of total solar radiation intensity and this relation, etc. Monthly Wether Review, vol. 52, 1924.
97. Linke F. Transmission Koeffizient und Trübungsfaktor. Beitrage z. Phys. fr. Atmos. 10., 1922.
98. Lunelund H. Registrierungen der Sonnen- und Himmelstrahlung während des Polarjahres 1932-33.
99. Mosby T. Sunchine and radiation. The norwegian North polar Expedition with the „Maude“, vol. 1, 1932.
100. Perl G. Zur Kenntnis die wahren Sonnenstrahlung in verschiedenen geographischen Breiten. Meteorol. Zeitschr., № 3, 1935.
101. Philipps H. Zur Theorie der Wärmestrahlung in Bodennähe. Gerlands Beitr. z. Geophys. Bd. 56. H. 3., 1940.
102. Rossby C. G. and Montgomery R. B. The layer of fricition influence in wind and ocean currents. Papers physical oceanogr. a. meteorology, vol. 3, № 3, 1935.
103. Sutton L. Y. The climate of Helwan. Ministry of Public Works. Physical departm. Cairo, 1926.
104. Thams C. Über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke. Gerlands Beiträge z. Geoph. Bd. 53., 1938.
105. Torntwatt C. W. and Holzman B. Measurement of evaporation from land and water surfaces. Technical Bull. U. S. Departm. Agriculture № 817, 1942.