

мшрм

06  
748

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 192

# КЛИМАТЫ ЗЕМНОГО ШАРА

Под редакцией  
докт. геогр. наук А. Н. ЛЕБЕДЕВА  
и канд. геогр. наук О. Г. СОРОЧАН

207383

**БИБЛИОТЕКА**  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1966

Сборник содержит статьи по исследованию климатических закономерностей, методике расчета климатических параметров и построению климатических карт.

В статьях, посвященных климату Африки, приводятся обеспеченности суточных величин суммарной солнечной радиации, месячных и годовых сумм осадков и скоростей ветра.

В статьях по климату Евразии содержатся характеристики расходов атмосферной влаги над Восточной Азией и структуры дождей на территории СССР.

В ряде статей дается оценка климатических ресурсов земного шара в сельскохозяйственном отношении, освещаются вопросы методики построения агроклиматических карт мира, методики расчета обеспеченности температуры воздуха в горных районах Центральной Америки.

Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов и агроклиматологов.

## МЕТОДИКА РАСЧЕТА РАСХОДОВ АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ

В статье излагается методика расчета характеристики влагооборота — расхода атмосферной влаги в любом выбранном для исследования слое. Величина расхода влаги является мерой атмосферного стока и позволяет учитывать влагообмен между материком и океаном, независимо от рельефа местности.

В исследованиях по влагообороту в атмосфере в настоящее время достаточно хорошо изучены переносы и потоки влаги, рассчитываемые по формулам трапеции с учетом распределения по слоям атмосферы скорости ветра и влажности. О. А. Дроздовым найдена связь осадков с влажностью атмосферы, оценена макротурбулентность и другие характеристики, необходимые для решения проблемы влагооборота [1]. Методика основных расчетов подробно изложена в книге О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой [1]. В этой же работе дается оценка методики расчета перечисленных выше составляющих влагооборота, предложенная советскими и зарубежными авторами.

С большими или меньшими допущениями все методики сходны между собой и позволяют оценить количество влаги, переносимой в отдельных выбранных точках пространства или в целом над пространством, за осредненные промежутки времени (месяц, сезон, год).

Расчеты расходов влаги предусматривают получение количеств водяного пара, протекающих через определенные выбранные сечения в атмосфере в определенных слоях, а не в отдельных точках. Они необходимы потому, что позволят получить не только атмосферный сток на любом побережье материка и океана, но и позволят рассчитать баланс влаги в атмосфере над любой выбранной для исследования территорией ограниченных размеров. Знание расхода влаги позволит в дальнейшем более тесно увязать внешний и внутренний влагооборот.

В статье излагается методика расчета расходов влаги для сечения атмосферы высотой 5 км, однако она пригодна для любого слоя. В случае расчетов для более мощных слоев (0—7, 0—9 км) необходимо дополнительно учесть распределение атмосферной влаги с высотой и соответствующий профиль ветра.

Расчеты расходов влаги тесно связаны с расчетами переносов и потоков влаги в атмосфере, поэтому целесообразно остановиться на их общей характеристике.

Суммарный перенос влаги в атмосфере над выбранной территорией получается путем суммирования и осреднения переноса водяного пара по высоте и по территории. При этом не учитывается направление переноса на различных высотах над данной территорией, поскольку на ка-

ждой высоте в любом направлении влага поступает и выносится за счет преобладающей адвекции. Влага, ранее поступившая на данную ограниченную территорию, уходя с нее, несколько обогащается водяным паром, если процессы испарения над этой территорией превышали процессы осадкообразования. В расчетах принимается во внимание и учитывается рассеяние водяного пара, связанное с изменением скоростей и направлений воздушных потоков по вертикали. Оценка рассеяния воздушных частиц наиболее просто, правда, при большой трудоемкости, может быть получена с помощью метода траекторий переноса воздушных частиц.

Рассеяние водяного пара получается одновременно с расчетами переносов влаги, изменением тепло- и влагосодержания над рассматриваемой территорией, над которой проходит серия траекторий, построенных на основных изобарических поверхностях — 850, 700 и 500 мб, принятых в исследованиях. Траектории переноса воздушных частиц в исследованиях по влагообороту на изобарической поверхности 300 мб и выше обычно не строятся, поскольку основная влага сосредоточена в 5-километровом столбе атмосферы.

Переносы влаги могут рассчитываться также по аэрологическим данным на стандартных уровнях в отдельных станциях, выбранных на исследуемой территории. В этом случае, как и при расчете переносов влаги с помощью данных, полученных при построении траекторий переноса воздушных частиц, берется только скорость ветра. Методика расчета переноса влаги получена для равнинных территорий.

Потоки влаги, в отличие от переносов или проносов водяного пара, дают величину расхода влаги в единичной точке для единичного столба атмосферы заданной высоты. При расчете потоков учитывается и скорость и направление воздушного потока. В результате могут быть получены составляющие общего, среднего и турбулентного потоков влаги по параллели и меридиану для любого слоя атмосферы, а также результирующий поток каждого из этих трех потоков. В этих расчетах также не учитывается рельеф.

Расчет расходов влаги на определенной площади, на вертикальном сечении территории, достаточно хорошо освещенной данными ряда точек, в которых известны величины потоков, можно выполнять по принципу, принятому в гидрологии для расчета расходов воды по элементарным расходам. Исходными данными могут быть данные переносов и потоков влаги. Более подходящими являются данные потоков влаги, но при обязательном учете особенностей ее переносов в пространстве (процессы рассеяния и трансформации водяного пара).

По существу поток влаги, рассчитанный в каждой точке, является элементарным расходом.

Сложность расчета расхода атмосферной влаги связана с тем, что в атмосфере, в отличие от гидрологических условий, влага не течет в русле с твердыми стенками. Профиль сечения русла атмосферной влаги имеет значительно большие размеры, определяемые рельефом местности. Стенки русла могут быть при этом выбраны только условно. Отсутствует устойчивость потока по направлению, характерная для текущей в реке воды.

Переносы влаги в атмосфере определяются сменой типов атмосферной циркуляции.

Тем не менее, как будет показано далее, в атмосфере можно рассчитывать расходы влаги, выбирая для этого любую территорию, независимо от размеров и характера подстилающей поверхности.

Основанием для такого утверждения является выполненное в дан-

ной работе исследование процессов рассеивания и направлений потоков воздушных масс над сложным по циркуляционным и физико-географическим условиям районом (Дальним Востоком). Прежде всего для подтверждения сказанного хотелось бы проверить степень однородности воздушных масс и длительность ее сохранения над территорией, заключенной между 115—145° в. д. и 35—60° с. ш. Ранее нами были выполнены исследования такого рода для произвольно выбранных точек [2], которые показали, что над территорией аналогичного размера в течение периода, не превышающего пяти дней, можно говорить об однородных воздушных массах, даже в случае осадкообразующих воздушных масс.

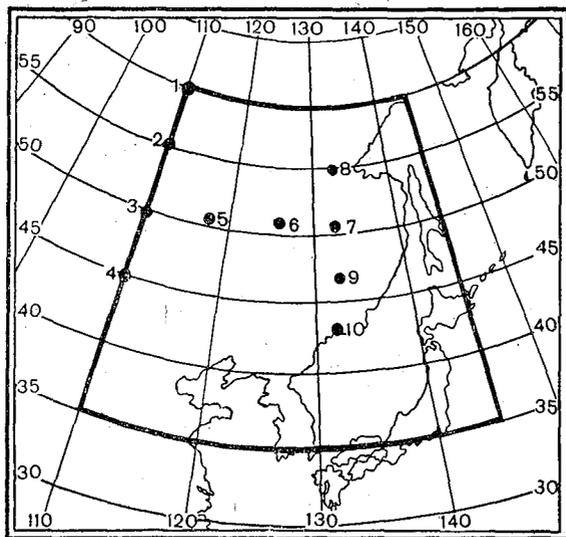


Рис. 1. Схема расположения точек (1—10) над территорией Восточной Азии, выбранных при анализе рассеивания воздушных частиц.

В данном исследовании выбирались случайные атмосферные процессы и анализировались с точки зрения однородности переносов воздушных масс. Исследование выполнялось методом рассеивания воздушных частиц из одной точки, примененном О. А. Дроздовым для оценки эффективности активных воздействий над отдельными территориями [1].

Этот метод брался в комплексе с методом, позволяющим оценить горизонтальное рассеивание воздушных масс вдоль траекторий переноса воздушных частиц.

На рис. 1 показан выбранный район, который полностью освещен 10 точками, расположенными на расстоянии 500 км друг от друга на двух меридианах (110 и 132° в. д. и параллели 52° с. ш.). Каждая из этих точек служила пунктом, через который проходила траектория воздушной частицы, начинающаяся 15-го числа каждого месяца 1961 г. Траектория прослеживалась до и после выбранной точки в течение 5—7 дней. Результаты обработки полученных данных помещены в табл. 1 и 2.

В табл. 1 приведены повторяемости числа случаев попадания воздушных масс в один из квадратов круга, проведенного с центром в одной из 10 точек. Как показывают данные этой таблицы, в три исследуе-

Рассеяние водяного пара (%) по различным секто

№ точ- ки	Приток воздушной массы											
	СВ			ЮВ			ЮЗ			СЗ		
	X-I	II-V	VI-IX	X-I	II-V	VI-IX	X-I	II-V	VI-IX	X-I	II-V	VI-IX

AT<sub>850</sub>

1	—	35	—	—	22	28	40	25	36	60	18	36
2	—	8	45	—	—	18	40	50	11	60	42	26
3	—	25	54	—	8	—	30	17	—	70	50	46
4	—	4	22	—	—	16	—	25	35	100	71	27
5	—	21	34	—	4	24	50	0	12	50	75	30
6	20	31	33	—	6	20	40	31	29	40	32	18
7	40	25	17	—	8	9	—	21	37	60	46	37
8	40	31	29	—	6	34	10	19	6	50	44	31
9	—	8	38	—	0	—	20	25	—	80	67	62
10	—	16	—	—	0	—	40	25	44	60	59	56

AT<sub>700</sub>

1	—	36	—	—	24	—	100	12	54	—	2	46
2	—	4	21	—	0	13	40	25	53	60	1	13
3	—	—	—	—	0	—	60	0	—	40	100	100
4	—	—	—	—	0	—	20	0	39	80	96	61
5	—	25	22	—	0	12	50	0	35	50	75	31
6	—	33	26	—	0	15	40	0	20	60	67	39
7	80	25	39	—	0	5	—	36	26	20	37	30
8	40	33	10	—	8	26	—	34	26	60	25	38
9	—	4	4	—	0	—	—	54	32	100	42	64
10	—	0	—	—	0	—	—	16	50	100	84	50

AT<sub>500</sub>

1	—	0	—	—	0	—	60	4	60	40	96	40
2	—	0	—	—	0	—	50	0	84	50	100	16
3	—	0	33	—	0	—	60	0	42	40	100	25
4	—	0	15	—	0	—	—	0	54	100	100	31
5	—	6	26	—	6	24	50	6	33	50	82	17
6	—	50	15	—	0	12	50	0	31	50	50	42
7	—	25	36	—	0	19	—	42	19	100	37	26
8	—	25	20	50	0	31	10	0	12	40	75	37
9	—	8	—	—	0	—	—	25	36	100	67	64
10	—	0	—	—	0	—	—	16	50	100	84	50

Таблица 1

рам- для территории Дальнего Востока

Вынос воздушной массы											
СВ			ЮВ			ЮЗ			СЗ		
X-I	II-V	VI-IX	X-I	II-V	VI-IX	X-I	II-V	VI-IX	X-I	II-V	VI-IX
AT <sub>850</sub>											
50	38	11	20	25	22	30	12	—	—	25	67
70	25	30	30	38	33	—	9	—	—	23	37
40	21	—	60	58	48	—	21	10	—	0	42
	8	36	100	50	43	—	21	21	—	21	—
40	17	35	60	83	—	—	0	25	—	0	40
40	50	28	60	4	53	—	21	19	—	25	—
	25	18	100	53	27	—	11	25	—	11	30
	0	—	100	54	61	—	46	22	—	0	17
30	28	40	70	60	60	—	6	—	—	6	—
	25	30	100	54	70	—	21	—	—	0	—
AT <sub>700</sub>											
60	31	29	40	31	45	—	19	—	—	19	26
30	9	32	70	75	38	—	8	—	—	8	30
50	0	32	50	100	34	—	0	—	—	0	34
40	25	23	60	75	28	—	4	2	—	0	47
10	16	—	90	84	26	—	0	25	—	0	49
—	28	32	100	72	68	—	0	—	—	0	—
—	25	27	100	55	33	—	10	27	—	10	13
—	25	—	80	25	56	20	50	28	—	0	16
10	40	55	90	58	45	—	0	—	—	0	—
10	38	41	90	62	59	—	0	—	—	0	—
AT <sub>500</sub>											
—	42	57	100	44	35	—	12	—	—	0	8
10	34	43	90	66	36	—	0	7	—	0	14
60	4	11	40	96	38	—	0	27	—	0	24
40	0	43	60	100	22	—	0	—	—	0	35
—	75	46	100	8	54	—	17	—	—	0	—
—	0	—	100	75	56	—	25	44	—	0	—
—	50	39	100	34	22	—	16	24	—	0	15
40	42	32	60	25	32	—	0	20	—	42	16
60	50	45	40	50	55	—	0	—	—	0	—
40	50	38	60	25	62	—	0	—	—	25	—

мые периода (октябрь—январь, февраль—март, июль—сентябрь) 1961 г. воздушные массы поступали на рассматриваемую территорию довольно однородным потоком.

В холодный период преобладали северо-западные и юго-западные потоки, усиливающиеся с высотой (с октября по январь). С февраля по май основные выносы наблюдались с северо-востока и северо-запада. Однако воздушные частицы «петляли» над Дальним Востоком, что и выражалось в появлении частиц, хотя и с небольшой повторяемостью в других квадратах. Аналогичная картина наблюдалась с июня по сентябрь. Петляние имело место в основном в слое до 3 км. Выше преобладал западный перенос.

При анализе направления траекторий воздушных частиц по мере их движения вперед, т. е. 16, 17, 18-го числа каждого месяца, можно сделать вывод, что на уровне 850 мб воздушные массы в основном выносятся в северо-восточные и юго-восточные квадранты на всех высотах.

С октября по январь преобладает вынос на юго-восток, с февраля по сентябрь — на северо-восток и юго-восток.

Таким образом, на рассматриваемую нами территорию в слое 0—5 км воздушные массы поступают в основном с СЗ, ЮЗ и выносятся на СВ и ЮВ. Преобладание этого переноса оправдывает выбор верти-

Таблица 2

Соотношение между рассеянием из одной точки и горизонтальным рассеянием частиц при движении вдоль траектории

Радиус круга (км)	Радиус горизонтального рассеяния воздушных частиц (км/сутки)					
	приток воздушной массы			вынос воздушной массы		
	X—I	II—V	VI—IX	X—I	II—V	VI—IX
500	313	371	284	271	284	285
1000	424	396	427	422	326	396
1500	487	456	485	464	399	484
Средний радиус	408	408	399	386	336	388

кальных сечений, для которых определяется расход водяного пара в атмосфере над Дальним Востоком.

В табл. 2 приведены данные, позволяющие оценить степень рассеяния воздушных частиц над Дальним Востоком и оценить однородность потоков влаги, что необходимо для отождествления потока влаги с потоком воды в реке. Данные табл. 2 позволяют увязать два вида горизонтального рассеяния: 1) на радиусах концентрических кругов, проведенных около каж-

дого из 10 точек и в слое 1,5—5 км, полученного с помощью треугольников рассеяния.

Для этого с карты изобарической поверхности 850 мб снималось время (дата) пересечения траекторий с каждым из трех концентрических кругов радиусами 500, 1000 и 1500 км, проведенных около каждой из 10 точек.

Затем определялось положение воздушных частиц в это же время для соответствующих точек на изобарических поверхностях 700 и 500 мб. Проекция всех трех точек на  $AT_{850}$  позволила построить треугольник, с помощью которого получился радиус горизонтального рассеяния. Средний радиус рассеяния для выбранных периодов рассчитывался независимо от секторов. В процессе исследования наблюдались отдельные случаи при времени более пяти суток, когда радиус рассеяния был равен более 700 км/сут., т. е. воздушная масса практически становилась неоднородной. Эти случаи в основном наблюдались при радиусе 1500 км и более, т. е. за пределами исследуемой территории.

Рассматриваемая территория полностью укладывается в масштаб большого радиуса, т. е. в 1500 км. В проведенных исследованиях расстояние 1500 км, откладываемое к западу от точек 1—4, находилось за пределами Дальнего Востока и Восточной Сибири.

Данные табл. 2 показывают, что воздушные массы при случайной выборке дат начала траекторий, имеющей линейные размеры, на территории порядка 1500 км, были однородны.

Радиусы рассеяния в слое 1,5—5 км не превышали 600 км для всех исследуемых периодов. Величины этих радиусов хорошо согласуются со средними радиусами рассеяния, полученными ранее для различных широтных поясов. Для широтного пояса 40—60° с. ш. над территорией, расположенной к востоку от 80° в. д., радиусы рассеяния имеют следующие величины:

Месяц . . . . .	X—I	II—V	VI—IX
Радиус (км/сутки)	388	343	334

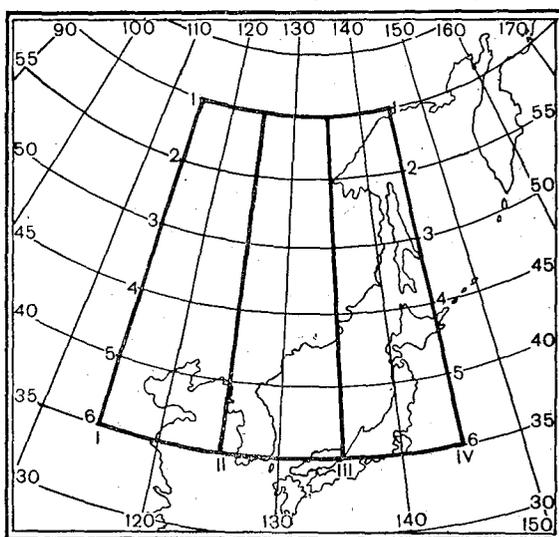


Рис. 2. Карта вертикальных (I—IV), горизонтальных (1—6) сечений, выбранных для расчета общих расходов влаги над Восточной Азией.

Таким образом, средние радиусы рассеяния для случайно выбранных дат начала траекторий в общем подтверждаются изменением их величин в годовом ходе.

Во всех рассматриваемых случаях они свидетельствуют об однородности воздушных масс.

Изложенное позволяет установить, что расчеты расходов атмосферной влаги для территории линейных размеров порядка 1500 км (вероятно, и до 3000 км) можно проводить, пользуясь аналогией потоков влаги в атмосфере с потоком воды в реке. Расчеты следует выполнять для средних месячных, сезонных и годовых значений, которые дают преобладающие процессы и более устойчивы. Расходы влаги, так же как и ее потоки, можно выполнять за более короткие периоды (пятидневки, декады и даже отдельные дни), если эти даты не связаны с резкой сменой типа циркуляции.

Расчеты расходов влаги в атмосфере выполняются по формуле

$$Q = PS \text{ м}^3/\text{сек.},$$

где

$$P = \sum_{i=1}^n \left( \frac{p_i + p_{i+1}}{2} \right),$$

$$S = \sum_{i=1}^n s_i.$$

В формуле  $p_i$  — элементарный расход влаги в каждой известной точке сечения,  $s_i$  — элементарная площадь сечения, заключенного между потоками  $p_i$  и  $p_{i+1}$ .

Для нахождения площадей вертикальных сечений с помощью физико-географической карты крупного масштаба для каждого сечения строится профиль рельефа «русла» потока влаги на данном разрезе. Карта выбранных разрезов приведена на рис. 2.

Верхняя граница сечения считается постоянной, поскольку при расчетах берется определенный слой атмосферы. В рассматриваемом случае такой границей и является высота изобарической поверхности 500 мб, приблизительно равная 5 км.

Профиль поперечного сечения русла хорошо отражает рельеф места и позволяет его учитывать при проведении расчетов расходов влаги. Площадь поперечного сечения русла потока влаги рассчитывается либо с помощью планиметра, либо геометрически, поскольку известны все основные параметры. Планиметрирование целесообразно тогда, когда профиль рельефа очень сложен, а расчет площади сечения выполняется с большой точностью.

### Выводы

1. Расчеты расходов атмосферной влаги, имеющие большое значение для исследований влагооборота в атмосфере, можно выполнять методом, используемым в гидрологии для вычисления расходов воды в русле с твердыми стенками.

2. Допущение о возможности применения гидрологического способа к расчетам расходов влаги в атмосфере (атмосферному стоку) основано на проведенном исследовании процессов рассеивания влаги в атмосфере и постоянстве преобладающих воздушных потоков в определенные периоды главным образом за месяц и сезоны.

3. Расходы влаги в атмосфере или атмосферный сток через сечения профилей различных размеров является новой характеристикой, позволяющей получить данные о влагообмене на границе между материками и океаном. Эта характеристика включает в себя оценку влияния рельефа на потоки влаги в атмосфере и имеет в связи с этим определенный теоретический и практический интерес.

4. Результаты исследований позволяют установить, что расчеты расходов влаги можно выполнять для территорий, линейные размеры которых не превышают 3000 км.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеоздат, Л., 1963.
2. Сорочан О. Г., Лушинская М. И. Условия переноса и трансформации воздушных масс над Азиатской территорией СССР в весенний период. Труды ГГО, вып. 133, 1962.

О. Г. СОРОЧАН, Н. Ф. ПЕТРУШИНА

## РАСХОД АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ НАД ВОСТОЧНОЙ АЗИЕЙ В ПЕРЕХОДНЫЕ СЕЗОНЫ

В статье приводятся данные по расходу атмосферной влаги над территорией, заключенной между 115—145° в. д. и 35—60° с. ш. Произведенные расчеты позволяют оценить количество влаги, стекающей с восточного побережья Евразии на Тихий океан весной и осенью, что существенно для оценки оборота влаги в атмосфере на обширных территориях.

Исследования влагооборота в атмосфере выполняются с помощью методов, позволяющих рассчитать основные характеристики, раскрывающие эту проблему, и выявить связи между составляющими влагооборота в масштабе земного шара. К числу таких характеристик относятся переносы и потоки атмосферной влаги. Им посвящено значительное количество работ, обзор которых приводится в книге О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой [1]. Переносы и потоки атмосферной влаги в этих работах рассчитывались в основном для отдельных материков (Северная Америка, Евразия, Австралия) или их частей за довольно короткие промежутки времени. Это связано в большинстве случаев с недостатком исходного материала и трудоемкостью его обработки. Данные расчетов были получены либо для отдельных выбранных точек (потоки влаги), либо в среднем по территории (переносы или проносы влаги).

Переносы и потоки влаги в атмосфере с разных сторон характеризуют движение водяного пара, дополняя одна другую. Однако ни та, ни другая характеристика не дают полного ответа на вопрос о том, какое общее количество атмосферной влаги стекает, например, через западное побережье Европы с Атлантики на материк в северном полушарии. Не позволяют они оценить также количество водяного пара, выносимого между 35—60° с. ш. вдоль меридиана 145° в. д. из Восточной Азии на Тихий океан.

Ответы на этот вопрос можно получить, рассчитав расходы влаги — еще одну характеристику влагооборота.<sup>1</sup>

Расходы атмосферной влаги можно рассчитывать по формулам, применяемым в гидрологии для расчета расхода воды в реке. Для этого нужно выбрать сечение над исследуемой территорией, рассчитать его площадь и определить потоки влаги в каждой точке, расположенной на этом сечении. Профиль сечения или поперечный разрез «русла атмо-

<sup>1</sup> В расчетах принимали участие студенты-дипломанты Т. А. Образцова (ОГМИ), М. И. Дмитриева и Д. С. Спрингидиш (ЛГМИ).

сферной влаги» строится по фактическим данным, снятым с физико-географических карт, а также по данным положения точек (расстояние между ними, координаты, высота над уровнем моря).

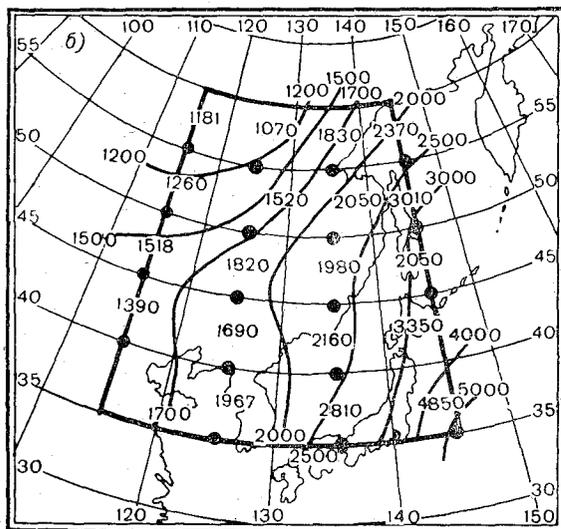
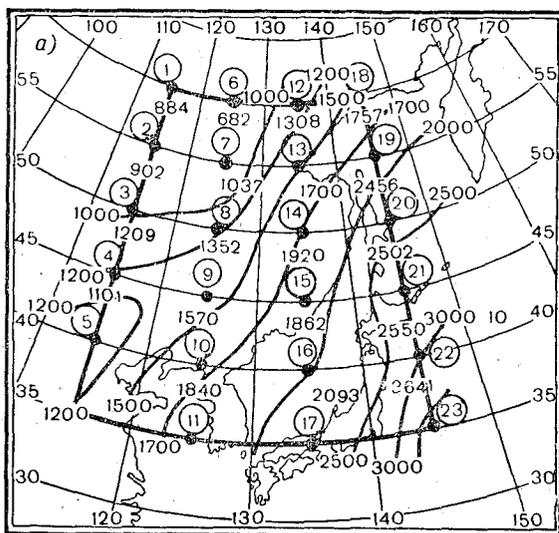


Рис. 1а, б. Изолинии общего расхода влаги ( $\text{м}^3/\text{сек}$ ) на меридиональных сечениях 115, 125, 135, 145° в. д.

а — весна, б — осень. Цифры у точек на карте — номера станций, взятых для исследования.

Расход атмосферной влаги рассчитывается по формуле

$$Q = PS \text{ м}^3/\text{сек.},$$

где  $P$  — суммарный поток влаги на всем поперечном разрезе потока влаги,  $S$  — общая площадь всего поперечного разреза, с учетом рельефа, взятого для расчета сечения,

Аналогия потока влаги в атмосфере и воды в реке при расчетах расхода атмосферной влаги справедлива в связи с тем, что за средние периоды (месяц, сезон, год) аэроклиматологические данные дают преобладающий перенос воздушных масс, т. е. устойчивое направление их движения с запада на восток.

Как показали выполненные исследования, в пределах территории, линейные размеры которой не превышают 3000 км, переносимые воздушные массы в течение определенного периода оказываются однородными. В течение этих периодов потоки влаги в атмосфере ведут себя как река, заключенная в выбранное для нее русло с твердыми стенками.

Для расчета расходов влаги в переходные сезоны над Дальним Востоком, о которых говорится в данной статье, нами были выбраны 23 точки (рис. 1 а). В каждой из этих точек, лежащих на меридиональных и зональных разрезах, рассчитывались элементарные потоки в слое 0—5 км, значения которых входили затем в соответствующие расчеты расходов на отдельных поперечных потоку сечениях. Площадь вертикальных сечений между точками на соответствующих разрезах рассчитывалась геометрически по данным, снятым с физико-географической карты. Верхней границей сечения является высота изобарической поверхности 500 мб, приблизительно равная 5 км, поскольку для исследования брался слой атмосферы 0—5 км.

Переходные сезоны над материком Евразии характеризуются в умеренных широтах преобладанием западного переноса. Весной западный перенос осуществляется над прогревающимся, но еще холодным материком; осенью — над охлаждающейся, но еще теплой сушей. Это различие, несмотря на сходный характер развивающихся атмосферных процессов (преобладание западного переноса), проявляется главным образом в количестве расходов и потоков водяного пара.

В табл. 1 приведены расходы атмосферной влаги на меридиональных сечениях при расстояниях в  $10^\circ$  по широте для каждой ячейки, расположенной между соответствующими точками. В табл. 1 номера точек, между которыми считались расходы, показывают, для каких сечений были получены расходы влаги. Элементарные расходы брались как среднее между расходами соседних точек по меридиану, умноженное на площади соответствующих сечений.

Как видно из таблицы, весной и осенью расход влаги растет с запада на восток и с севера на юг от  $884 \cdot 10^7$  до  $3641 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. весной и соответственно от  $1181 \cdot 10^7$  до  $4850 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. осенью. На более западном меридиане (I разрез) весной расход влаги увеличивается примерно в 1,5 раза. На II разрезе он возрастает в 2,5 раза, а на III разрезе расход влаги опять меняется в 1,5 раза и на IV разрезе он возрастает в два раза. Осенью эти соотношения в общем сохраняются, хотя и имеет место общее возрастание количества водяного пара, переносимого с запада на восток.

Пространственное изменение расхода влаги между меридиональными сечениями видно из рис. 1 а и 1 б. Весной примерно над  $\frac{1}{3}$  рассматриваемой территории (северо-запад) расход влаги не превышает в слое до 5 км  $1200 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. Наибольшие расходы влаги отмечаются над юго-восточной половиной территории. Над материком они не превышают  $2000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. Над Японией и северо-западной частью Тихого океана их величина колеблется от  $2500 \cdot 10^7$  до  $3600 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. Осенью над большей частью восточной окраины меридиана преобладают расходы влаги от  $1500 \cdot 10^7$  до  $2500 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек., которые возрастают над океаном до  $5000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек.

Таблица 1

## Расходы атмосферной влаги на меридиональных сечениях над умеренными широтами Восточной Азии

Разрез	Точки, взятые для расчета	Общий расход			
		величина (м <sup>3</sup> /сек. · 10 <sup>7</sup> )	направление (град.)	величина (м <sup>3</sup> /сек. · 10 <sup>7</sup> )	направление (град.)
		Весна		Осень	
I	1—2	884	288	1181	283
	2—3	902	301	1260	285
	3—4	1209	297	1518	282
	4—5	1101	290	1390	282
II	6—7	682	300	1070	282
	7—8	1037	284	1520	268
	8—9	1352	284	1820	267
	9—10	1571	292	1690	270
	10—11	1840	284	1967	282
III	12—13	1308	280	1830	263
	13—14	1701	280	2050	258
	14—15	1920	288	1980	259
	15—16	1962	300	2160	255
	16—17	2033	286	2810	250
IV	18—19	1757	302	2370	242
	19—20	2456	279	3010	247
	20—21	2502	271	2950	260
	21—22	2550	269	3350	261
	22—23	3641	262	4850	262

Изолинии общего расхода влаги по меридианам повторяют направление границы между материком и океаном. Они вытянуты с северо-запада на юго-запад.

Данные, приведенные в табл. 2, показывают зональный расход влаги между сечениями вдоль параллелей, взятых через 5° по долготе.

Данные табл. 2 были получены следующим образом. Бралась общие расходы влаги между точками, лежащими на соответствующей параллели и затем умножались на площади вертикальных сечений, взятых зонально. Например, брался средний расход между точками 1—6 и умножался на площадь этого же сечения, построенную в выбранном масштабе. Рельеф дна русла представляет собой рельеф местности, над которой протекает атмосферная влага через сечение 1—6.

Как можно судить по данным табл. 2, зональный расход влаги отличается от меридионального, хотя оба эти расхода по существу рассчитаны для соответствующих разностей общего расхода, а не представляют собой составляющих потоков влаги вдоль параллели и меридиана.

Сравнение меридиональных и зональных общих расходов показывает, что последний примерно в 1,5—2 раза больше расходов влаги вдоль соответствующих долгот, особенно на юго-востоке выделенной территории.

Зональный общий расход особенно велик к юго-востоку от Японских островов.

Таблица 2

## Расходы атмосферной влаги на зональных сечениях над умеренными широтами Восточной Азии

Разрез	Точка, взятая для расчета	Общий расход			
		величина (м <sup>3</sup> /сек. · 10 <sup>7</sup> )	направление (град.)	величина (м <sup>3</sup> /сек. · 10 <sup>7</sup> )	направление (град.)
		Весна		Осень	
I	1—6	676	290	970	276
	6—12	759	291	1220	274
	12—18	968	290	1460	256
II	2—7	882	299	1260	279
	7—13	1379	290	1880	260
	13—19	2121	286	2745	249
III	3—8	2102	286	2070	279
	8—14	2016	272	2520	265
	14—20	3107	270	3600	255
IV	4—9	2137	294	2540	270
	9—15	2561	300	2680	260
	15—21	3161	290	3290	264
V	5—10	2261	288	2540	282
	10—16	2668	292	3170	265
	16—22	3587	279	5360	255
VI	11—17	3850	278	4800	266
	17—23	6021	270	7690	256

Весной его величина колеблется от  $676 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек (на северо-западе) до  $6021 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. (на юго-востоке), осенью — соответственно от  $970 \cdot 10^7$  до  $7690 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек.

На рис. 2 а и 2 б проведены изолинии зональных общих расходов влаги. Над большей частью Дальнего Востока, как видно из рис. 2, осенью преобладают расходы влаги, равные  $1000 \cdot 10^7$  —  $3000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. Над западом Тихого океана, особенно к юго-востоку от Японских островов, расходы влаги достигают  $7000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. и более.

Весной расходы соответственно меньше, правда над материком сохраняется их диапазон  $1000 \cdot 10^7$  —  $3000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек.

Изолинии зональных общих расходов влаги в общем, как и для меридиональных, повторяют направление береговой черты материка.

Направление расходов влаги, приведенное для каждого сечения в табл. 1 и 2, получено как среднее направление общего расхода между соседними точками меридиональных и зональных сечений (например, между точками 1—2, 1—6 и т. д.). Это направление даст результирующий расход влаги на каждом сечении.

В случае меридионального общего расхода влаги весной преобладают северо-западные и западные направления расхода, осенью — западные и юго-западные. Расход влаги для зональных сечений весной направлен в основном с запада на восток, осенью — с юго-запада на северо-восток.

В этой статье мы не приводим анализа меридионального и зонального расходов и потоков влаги, которые в отличие от рассмотренных выше зональных и меридиональных общих расходов, являются соответствующими составляющими общего расхода по меридиану и параллели.

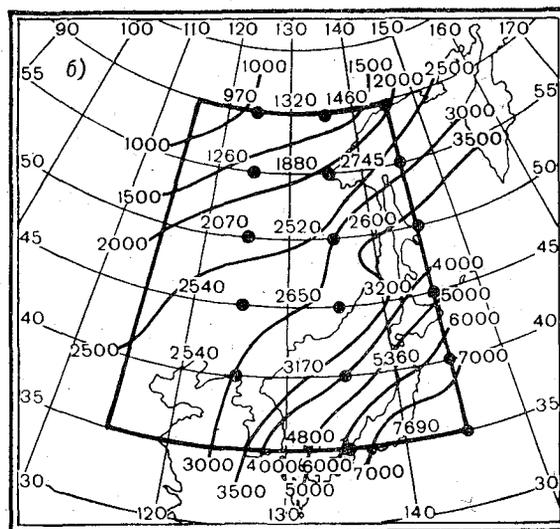
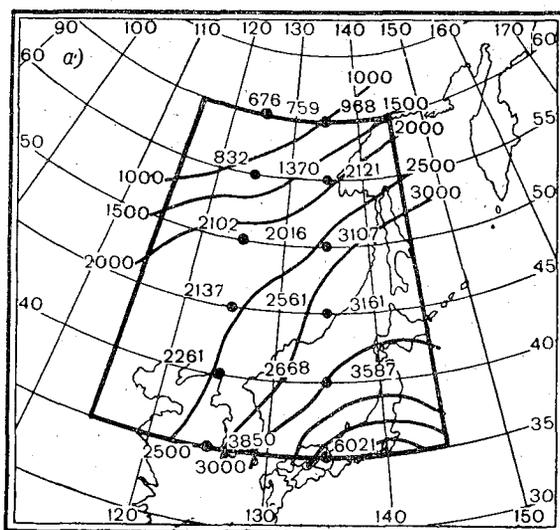


Рис. 2а, б. Изолинии общих расходов влаги (м³/сек) на зональных сечениях 35, 40, 45, 50, 55, 60° с. ш.

а — весна, б — осень.

Отметим только, что для восточного побережья Азии порядок расходов влаги с запада на восток сравним с порядком расходов водяного пара с юга на север и с севера на юг. Меридиональная и широтная составляющие расходов влаги позволяют объяснить значительное их увеличение между меридианами 115, 125, 135 и 145° в. д. В этом случае скачки

В расходе влаги, по-видимому, не могли произойти только за счет поступления влаги из более южных районов материка или за счет испарения над выделенной территорией. Как показывают данные точек 3—4, 4—5, для весны и осени (см. рис. 1 а, б) на меридиане 115° в. д. расход водяного пара существенно меньше, чем на меридиане 135°. Вероятно, это связано прежде всего с различным влагосодержанием проносимых воздушных масс, различием в площадях вертикальных сечений и скоростях проносов, а также с тем, что примерно в районе меридиана 120° в. д. на территорию Дальнего Востока начинается подток океанической влаги с преобладающими юго-западными и южными потоками. Эти южные потоки особенно хорошо видны по меридиональным составляющим общего расхода, которые в статье не приводятся.

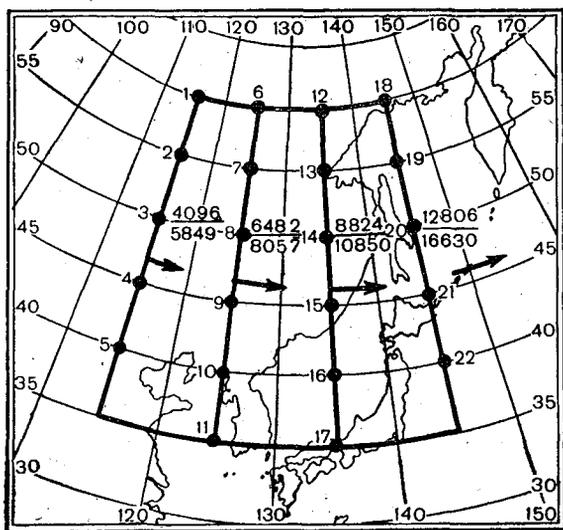


Рис. 3. Общий расход влаги ( $\text{м}^3/\text{сек.}$ ) на меридиональных сечениях 115, 125, 135 и 145° в. д.  
Общий расход влаги: числитель — для весны, знаменатель — для осени.

Самые значительные общие расходы влаги наблюдаются над обширными водными пространствами. Они обусловлены несколькими факторами: большим влагосодержанием воздушных масс, получающих влагу над теплой акваторией западной части Тихого океана, а также тем, что площади вертикальных сечений атмосферы над морской поверхностью наибольшие.

На рис. 3 даются суммарные общие расходы на меридианах 115, 125, 135 и 145° в. д. между 35 и 60° с. ш. весной (цифры числителя) и осенью (цифры знаменателя).

Весной суммарный общий расход влаги между меридианами над материком меняется, последовательно возрастая примерно на  $2400 \cdot 10^7$  —  $2500 \cdot 10^7$   $\text{м}^3/\text{сек.}$  Над водной поверхностью расход влаги резко возрастает — на  $4000 \cdot 10^7$   $\text{м}^3/\text{сек.}$  Таким образом, расход влаги между самым континентальным и морским меридианами возрастает втрое.

Осенью общие расходы влаги от меридиана к меридиану больше, чем весной примерно в 1,5 раза. Как и весной, общий расход влаги на «материковом» меридиане примерно в три раза меньше, чем на «океаническом».

Общие расходы влаги между широтными разрезами показаны на рис. 4. Весной на  $60^\circ$  с. ш. между  $115^\circ$  и  $145^\circ$  в. д. на юг выносится  $2403 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. водяного пара. Это в два раза меньше, чем расход водяного пара на меридиане  $115^\circ$  в. д.

Далее на юг расходы влаги на широтных резервах сохраняются меньшими, по сравнению с расходами на меридиональных сечениях.

Через самый океанический разрез по широте  $35^\circ$  с. ш. переносится  $9871 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. Это количество влаги существенно меньше ее расхода вдоль долготы  $145^\circ$  в. д., являющейся «морским» меридиональным сечением.

Осенью общие расходы влаги, так же как и весной, на каждом из широтных резервов меньше, чем на меридиональных сечениях, при-

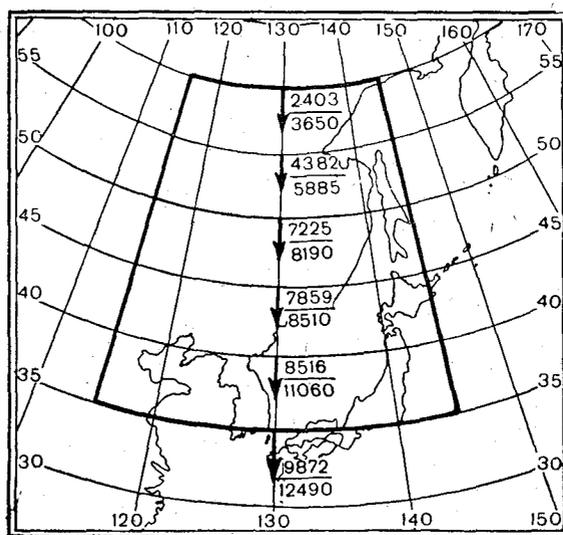


Рис. 4. Общий расход влаги (м<sup>3</sup>/сек.) на зональных сечениях 35, 40, 45, 50, 55, 65° с. ш.

Общий расход влаги: числитель — для весны, знаменатель — для осени.

мерно в 1,5—2 раза. Общие расходы влаги в этот сезон меняются с севера на юг от  $3650 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек ( $\varphi = 60$  с. ш.) до  $12490 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек ( $\varphi = 35$  с. ш.).

Соотношение суммарных меридионального и зонального расходов весьма характерно. В первом случае, благодаря подтоку влаги с юго-запада на юг, расход влаги существенно больше: весной на  $3000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек., и осенью — на  $4000 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек. Значительное возрастание расходов влаги осенью связано, как уже отмечалось в начале статьи, с тем, что водяной пар в слое 0—5 км движется над теплой, остывающей поверхностью материка и аккумулировавшем тепло океаном.

### Выводы

1. Над умеренными широтами Восточной Азии между  $35^\circ$ — $60^\circ$  с. ш.,  $115^\circ$ — $145^\circ$  в. д. в слое 0—5 км в переходные сезоны проносится значительное количество водяного пара.

Весной общий расход влаги через меридиональные сечения на границе материк — океан равен  $8824 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек, осенью —  $10830 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>/сек.

Общий расход влаги через широтные сечения меньше, чем через меридиональные и равен весной на границе материк — океан  $7859 \times 10^7 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Осенью общий расход влаги составляет  $8516 \cdot 10^7 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

2. Весной общий расход влаги уменьшается с северо-запада на юго-восток, осенью — с запада на восток и юго-восток. Весной и осенью при одинаковых направлениях расхода влаги атмосферный сток различен в связи с различным термическим состоянием подстилающих поверхностей макромасштаба. Весной общий расход влаги примерно в 1,5 раза меньше, чем осенью, когда поверхность, над которой проносятся влага, более теплая.

3. Градиент общего расхода атмосферной влаги между меридиональным и широтным сечениями в среднем равен  $1000 \cdot 10^7 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Он возникает, вероятно, за счет дополнительной адвекции влаги с юга на север в районе меридиана  $120^\circ$  в. д. Эта адвекция влаги, видимо, и обуславливает быстрый рост расходов влаги от  $115^\circ$  в. д. к  $125$  и  $135^\circ$  в. д.

4. Расчеты расходов влаги через меридиональные и широтные сечения количественно учитывают рельеф местности, для которой они выполняются, поскольку площадь сечений является одним из основных расчетных параметров.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеодиздат, Л., 1963.

## ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ АФРИКИ

В статье рассматривается вопрос о достаточности числа лет наблюдений для построения кривых обеспеченности влажности воздуха. Приводятся предварительные результаты расчетов характеристик относительной влажности воздуха различной обеспеченности для некоторых районов Африки.

В настоящее время требования практики в области климатологии далеко выходят за рамки сведений о средних климатологических величинах. Все чаще и настоятельнее поступают запросы из различных проектных организаций об удовлетворении их не только и не столько средними климатологическими величинами тех или иных метеорологических элементов, но также и, главным образом, возможными отклонениями их во времени и в пространстве. Следовательно; наряду со средними величинами необходимы характеристики различной обеспеченности, которые позволяют полнее раскрыть содержание исследуемого элемента.

Одним из методов получения характеристик различной обеспеченности является расчетный метод, который за последние годы получил широкое применение в практике исследований [1, 2]. Наиболее подробно и обстоятельно суть этого метода изложена в работах А. Н. Лебедева [3, 4, 5], который углубил его, и разработал до составления расчетных графиков-номограмм.

Расчетный метод позволяет с достаточной для практики точностью и надежностью изучить закономерности распределения всех метеорологических элементов. В графической форме этот метод дает исключительно наглядное представление о соотношении средних многолетних значений, встречающихся за определенный период наблюдений, и величин, имеющих различную обеспеченность.

В данной статье приводятся предварительные результаты исследования изменчивости относительной влажности воздуха на территории африканского континента, полученные расчетным методом. Материал, на основании которого были проведены исследования, представлял довольно пеструю картину. Он чрезвычайно разрозненный, неоднородный и подчас казался недостаточно надежным. Для всей территории Африки вряд ли найдется большое число станций, имеющих период наблюдений свыше 20 лет. По имеющимся в нашем распоряжении источникам, таких станций оказалось порядка 60, большая часть из которых находится в районе Южно-Африканской Республики. На большинстве станций период наблюдений в среднем был от 12 до 20 лет, а в отдельных случаях приходилось пользоваться материалом станций, имеющим и пятилетний период наблюдений. С тем, чтобы оценить степень надеж-

ности этого материала и возможность его использования была проделана следующая работа. Для 60 станций, имеющих период наблюдений от 10 до 20 лет, вычислялись  $\sigma$ ,  $C_v$  и  $\mu$ , т. е. те показатели, с помощью которых можно охарактеризовать надежность величин относительной влажности воздуха и их устойчивость.

Оценка производилась по формулам теории ошибок.  $\mu$  — средняя ошибка арифметической середины определялась по формуле

$$\mu = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (1)$$

где  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение, которое находится из следующего выражения:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad (2)$$

где  $\bar{x}$  — средняя арифметическая величина. Для определения нужного объема наблюдений можно пользоваться формулой

$$n = \frac{10^4 (C_v)^2}{(\mu \%)^2}, \quad (3)$$

где  $C_v$  — коэффициент изменчивости.

Последняя формула подтверждает, что чем больше коэффициент изменчивости элемента, тем больше ряд наблюдений необходим для получения устойчивой средней величины. Коэффициент вариации, показывающий, какую часть от нормы составляет средняя квадратическая величина, получен из соотношения  $C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}}$ . Произведенные расчеты для отдельных станций представлены в табл. 1. Как показывают данные табл. 1, на территории Африки коэффициенты вариации ( $C_v$ ), вычисленные для четырех месяцев (январь, апрель, июль, октябрь) и двух сроков (утреннего и дневного) по относительной влажности воздуха едва превышают 0,20. Лишь только в районах с большой изменчивостью относительной влажности они составляют 0,50—0,90. Сюда относятся главным образом пустынные районы Алжира, Судана, ОАР, а также высокогорные районы Юго-Западной Африки и Южно-Африканской Республики. Так, например, на станциях Форт-Лаперрин, Бени-Абес и др. коэффициенты вариации от 0,35 до 0,90 приходятся на январь — апрель на дневные сроки. В этих районах период с января по апрель является сухим временем года: осадков выпадает ничтожное количество, суточные колебания относительной влажности воздуха велики.

Совершенно аналогичная картина наблюдается и в высокогорных районах. На станциях Виндхук и Блумфонтейн, расположенных в южной части материка, наибольшие коэффициенты изменчивости отмечены в июле — октябре (т. е. тогда же, когда и в пустынных районах северной половины континента — в холодное время года и в дневные часы). Минимальные значения коэффициента вариации приходятся на прибрежные районы Северной и Южной Африки. Однако в северной прибрежной зоне (Алжир, Тунис, Марокко) они больше, чем в южной. На севере изменчивость составляет 10—15%, в то время, как в южной половине Африки ее наибольшие значения составляют 7—10%. Такое различие можно было бы, пожалуй, объяснить характером циркуляции. Дело в том, что северные берега Африки находятся под влиянием не только морского тропического воздуха, но сюда поступает также воздух уме-

Таблица 1

Значения коэффициента вариации ( $C_v$ ) и средние квадратические отклонения ( $\sigma$ ) в утренний и дневной сроки относительной влажности воздуха

Станция	Район	Месяц	Утро (7 ч.)		День (13 ч.)	
			$\sigma$	$C_v$	$\sigma$	$C_v$
Форт-Лаперрин	Алжир (Сахара)	I	21,1	0,56	19,8	0,90
		IV	8,6	0,39	5,0	0,38
		VII	8,8	0,40	6,3	0,39
		X	7,3	0,27	3,3	0,21
Бени-Абес	Алжир (Сахара)	I	15,0	0,23	10,2	0,26
		IV	14,6	0,33	13,8	0,62
		VII	9,7	0,32	9,3	0,42
		X	13,0	0,23	12,0	0,44
Форт-Флаттерс	Алжир (Сахара)	I	18,6	0,31	10,2	0,36
		IV	15,5	0,39	13,0	0,57
		VII	7,2	0,33	2,2	0,14
		X	13,9	0,35	5,8	0,26
Оран	Алжир (побережье)	I	8,2	0,11	9,6	0,14
		IV	5,8	0,07	7,5	0,10
		VII	8,1	0,11	8,3	0,12
		X	8,7	0,12	9,1	0,14
Александрия	ОАР (побережье)	I	11,9	0,16	12,7	0,21
		IV	9,5	0,14	12,7	0,22
		VII	7,4	0,09	7,0	0,10
		X	10,2	0,14	9,3	0,16
Луанда	Ангола (побережье)	I	6,8	0,11	5,5	0,13
		IV	5,8	0,14	6,5	0,11
		VII	6,0	0,13	5,4	0,11
		X	6,1	0,13	4,7	0,15
Болама	Португальская Гвинея (побережье)	I	20,1	0,34	10,8	0,27
		IV	11,4	0,17	13,8	0,28
		VII	6,8	0,08	8,8	0,11
		X	7,1	0,09	7,6	0,11
Порт-Элизабет	Южно-Африканская Республика (ЮАР) (побережье)	I	10,1	0,12	11,1	0,17
		IV	10,6	0,12	14,0	0,22
		VII	16,1	0,19	18,1	0,32
		X	9,9	0,11	14,6	0,22
Блумфонтейн	ЮАР (высокогорная)	I	17,5	0,26	18,9	0,57
		IV	14,5	0,17	17,6	0,40
		VII	19,9	0,31	11,3	0,40
		X	19,9	0,31	15,5	0,53
Виндхук	Юго-Западная Африка (высокогорная)	I	22,8	0,41	14,1	0,52
		IV	19,5	0,28	15,4	0,44
		VII	14,5	0,35	17,1	0,85
		X	22,8	0,58	11,1	0,65

ренных широт и сухие массы континентального тропического воздуха, формирующегося над обширными пустынными пространствами Азии.

Такая резкая смена воздушных потоков приводит не только к изменчивости относительной влажности, но и других метеорологических элементов. В южной части материка, особенно на восточном побережье, нет резкой смены в направлении потоков: юго-восточный пассат зимой, сменяется столь же влажным экваториальным муссоном. Поэтому относительная влажность мало меняется как в суточном, так и в годовом ходе, а коэффициент вариации мал в течение всего года. Например, на станции Лоуренсу-Маркиш (Мозамбик) в январе в 8 часов утра  $C_v$  равен 0,04, а в июле, в это же время суток он 0,06. Также малы различия и в дневные часы.

Значения  $\sigma$ , вычисленные для различных районов Африки, показывают, что минимальные их величины относятся в целом к прибрежным районам экваториальной, тропической и субтропической зонам (Алжир, Марокко, Ангола, Мозамбик, Южно-Африканская Республика). С удалением в глубь континента значения  $\sigma$  постепенно увеличиваются (8—10%), достигая максимума в пустынных районах (Сахара, Калахари), где ошибка составляет 15—22%. Выше этого предела средние квадратические отклонения относительной влажности воздуха на территории Африки не наблюдаются.

Для выяснения всех возможных колебаний относительной влажности воздуха, которые могут встретиться в различных климатических зонах Африки, были вычислены также поправки ( $\mu\%$ ) к многолетним средним в зависимости от числа лет наблюдений для обеспеченностей 68, 95 и 100% (табл. 2).

Таблица 2

Поправки ( $\pm \mu$ ) к средней месячной относительной влажности воздуха в зависимости от  $n$

$\sigma\%$ \ $n$	1	4	9	16	25	36	49	64	81	100
Вероятность 68% ( $\pm 1\sigma$ )										
5	5	2,5	1,6	1,2	1,0	0,83	0,71	0,60	0,56	0,50
10	10	5,0	3,3	2,5	2,0	1,7	1,4	1,25	1,1	1,0
15	15	7,5	5,0	3,8	3,0	2,5	2,3	1,7	1,5	1,4
20	20	10,0	6,6	5,0	4,0	3,3	2,9	2,5	2,2	2,0
25	25	12,5	8,3	6,2	5,0	4,1	3,6	3,1	3,0	2,5
Вероятность 95% ( $\pm 2\sigma$ )										
5	10,0	4,5	3,3	2,5	2,0	1,66	1,43	1,22	1,11	1,0
10	20,0	10,0	6,6	5,0	4,0	3,3	2,85	2,5	2,22	2,0
15	30,0	15,0	10,0	7,5	6,0	5,0	4,28	3,75	3,33	3,0
20	40,0	20,0	13,3	10,0	8,0	6,6	5,7	5,0	4,44	4,0
25	50,0	25,0	16,6	12,5	10,0	8,33	7,14	6,25	5,55	5,0
Вероятность 100% ( $\pm 3\sigma$ )										
5	15,0	7,5	5,0	3,75	3,0	2,5	2,14	1,77	1,66	1,5
10	30,0	15,0	10,0	7,5	6,0	5,0	4,28	3,77	3,33	3,0
15	45,0	22,5	15,0	11,2	9,0	7,5	6,42	5,62	5,0	4,5
20	60,0	30,0	20,0	15,0	14,0	10,0	8,85	7,75	6,66	6,0
25	75,0	37,5	25,0	18,75	15,0	12,5	10,71	9,37	8,33	7,5

Данные табл. 2 показывают, что поправки к средним значениям с увеличением периода наблюдений от 15 лет и более довольно устойчивы, и меняются сравнительно мало. Например, при  $\delta = \pm 25\%$  и с вероятностью 68% поправка к средней многолетней из 25-летнего периода составляет  $\pm 5\%$ , а к средней из 50 лет только  $\pm 3\%$  и уже к средней из 100 лет  $\pm 2\%$ .

Соответственно, при расчетах с обеспеченностью 95% и 100% поправки к средней многолетней величине будут вдвое и втрое больше по сравнению с обеспеченностью 68%. Следовательно, общее удлинение ряда не даст большого уточнения средних, если за исходный период взять 15 лет. Существенные уточнения (поправка от  $\pm 12,5\%$  до  $25\%$ ) будут тогда, когда за исходный период взять 5 лет; и даже при выборе 10-летнего периода поправка будет составлять лишь только  $\pm 8\%$  (рис. 1). Для такого элемента, как относительная влажность воздуха, эта поправка не является большой, так как сама точность наблюдений над этим элементом допускает ошибку в 5%. Однако каждый раз при исследовании необходимо учитывать не только сам элемент (температура, осадки, влажность и т. д.), но также следует иметь в виду район, для которого ведется исследование. Полученные результаты характеризуют континент Африки.

В начале статьи упоминалось, что практическое значение имеют сведения о том, в каких пределах чаще всего варьируют значения метеорологических элементов. С этой целью были вычислены вероятности относительной влажности воздуха различной обеспеченности для 80 станций Африки за четыре месяца (I, IV, VII, X) и за два срока (утренний и дневной). Исходным материалом для расчетов послужили средние месячные значения за отдельные годы (50 станций) и ежедневные значения относительной влажности (30 станций) в среднем за 15-летний период наблюдений. Эти станции рас-

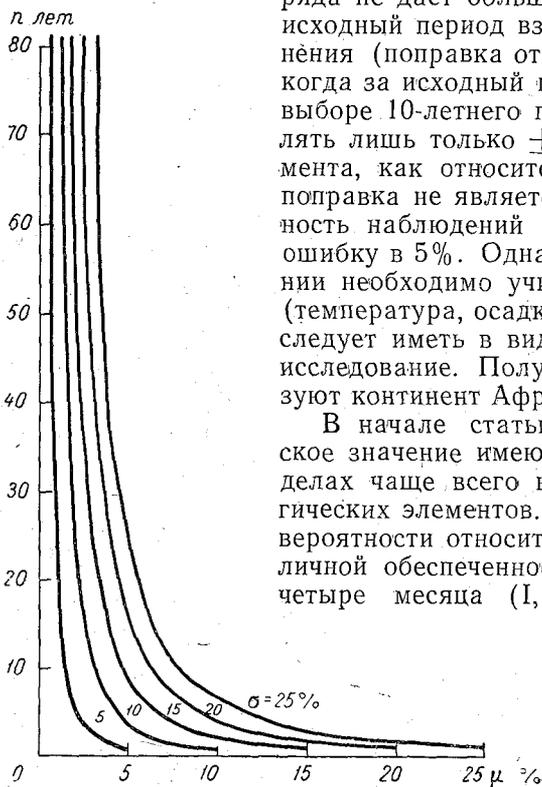


Рис. 1. Поправка к относительной влажности воздуха на устойчивость средней величины.

положены в различных климатических зонах Африки. Преимущественное большинство станций расположено в субтропической зоне северного полушария, которая охватывает обширную площадь от берегов Атлантического океана до Красного моря (сюда входят все Атласские страны) и в субтропической и тропической зонах южного полушария, включающих две области — континентальную и атлантическую. Почти полностью отсутствуют данные по экваториальной зоне.

На основании расчетов, приведенных в качестве примера в табл. 3, строились эмпирические интегральные кривые для выбранных месяцев каждой станции (рис. 2). В общей сложности было построено 640 кривых. Затем снимались данные относительной влажности различной обеспеченности, и результаты сводились в табл. 4.

Средние месячные значения относительной влажности сравнительно мало меняются на побережьях и достаточно сильно во внутренних и

Форма для расчета вероятности относительной влажности  
(ежедневные данные). Болама (июль, 8 час., 1945—1961 гг.)

(%) $x_i$	Число случаев ( $n$ )	$x_i n$	$\Delta x_i$ ( $x_i - x_0$ )	$\Delta x_i n$	$\Delta x_i^2$ ( $x_i - x_0$ ) <sup>2</sup>	$\Delta x_i^2 n$	$W$	$P\%$
100	1	100	15	15	225	225	0,3	0,3
98	4	392	13	52	169	676	1,3	1,6
97	6	582	12	72	144	864	2,0	3,6
96	12	1152	11	132	121	1452	3,9	7,5
95	15	1425	10	150	100	1500	4,9	12,4
94	4	376	9	36	81	364	1,3	13,7
93	10	930	8	80	64	640	3,2	16,9
92	17	1564	7	119	49	833	5,5	22,4
91	12	1092	6	72	36	432	3,9	26,3
90	6	540	5	30	25	150	2,0	28,3
89	16	1424	4	64	16	256	5,2	33,5
88	18	1584	3	54	9	162	5,9	39,4
87	21	1827	2	42	4	84	6,8	46,2
86	11	946	1	11	1	11	3,6	49,8
85	14	1190	0	0	0	0	4,6	54,4
84	16	1344	-1	-16	1	16	5,2	59,6
83	24	1992	-2	-48	4	96	7,7	67,3
82	8	656	-3	-24	9	72	2,9	70,2
81	7	567	-4	-28	16	112	2,3	72,5
80	18	1440	-5	-90	25	450	5,9	78,4
79	14	1106	-6	-84	36	216	4,5	82,9
78	4	312	-7	-28	49	196	1,3	84,2
77	15	1155	-8	-120	64	960	4,9	89,1
76	14	1064	-9	-126	81	1134	4,5	93,6
75	2	150	-10	-20	100	200	0,6	94,2
74	7	518	-11	-77	121	847	2,3	96,5
73	4	292	-12	-48	144	576	1,3	97,8
72	3	216	-13	-39	169	507	1,0	98,8
71	2	142	-14	-28	196	588	0,6	99,4
70	1	70	-15	-15	225	225	0,3	99,7
66	1	66	-19	-19	361	361	0,3	100,0
$\Sigma$	307	26206			2655	14205		

Примечание. Средняя величина рассчитывается по формуле  $x_0 = \frac{\Sigma x_i n}{\Sigma n}$ ; вероятность по формуле  $W = \frac{n}{\Sigma n} \cdot 100$ ; обеспеченность есть сумма вероятностей т. е.  $P\% = W_1 + W_2 + \dots + W_n$ .

высокогорных областях. Континентальные области Африки характеризуются исключительной сухостью. Северо-восточный пассат несет на территорию массы сухого тропического воздуха. Уровень конденсации лежит здесь на большой высоте (около 5000 м). Относительная влажность очень низкая. В среднем за июль в утренние часы она составляет 20%. Однако в 5% случаев (1 раз в 20 лет) она может достигать 50%. а ежегодно в этих областях наблюдается влажность 16%. Минимальные значения (1—2%) не так редки. В 13 часов средняя относительная влажность повсюду ниже 20%. Ежегодно встречаются значения влажности 8—15%; один раз в 20 лет может наблюдаться влажность свыше 40%, а минимальные значения, как правило, находятся в пределах точности наблюдений над самим элементом. Изменчивость относительной влажности в этих районах велика как в суточном, так и в годовом ходе.

Сравнительно высокие показатели влажности приходятся на период с января по март. В это время в 50% случаев встречается влажность 30—40%, при средней влажности 35%. Вместе с тем, в холодную половину года в 5% случаев может наблюдаться влажность 90% и более. С апреля по сентябрь, т. е. в теплое время наблюдается резкое уменьшение влажности. В апреле ежегодно влажность 20—15%. Лишь в отдельные, исключительные годы (в 5% случаев) относительная влажность поднимается до 70%. Еще более низкие показатели относительной влажности в этот период наблюдаются в 13 часов.

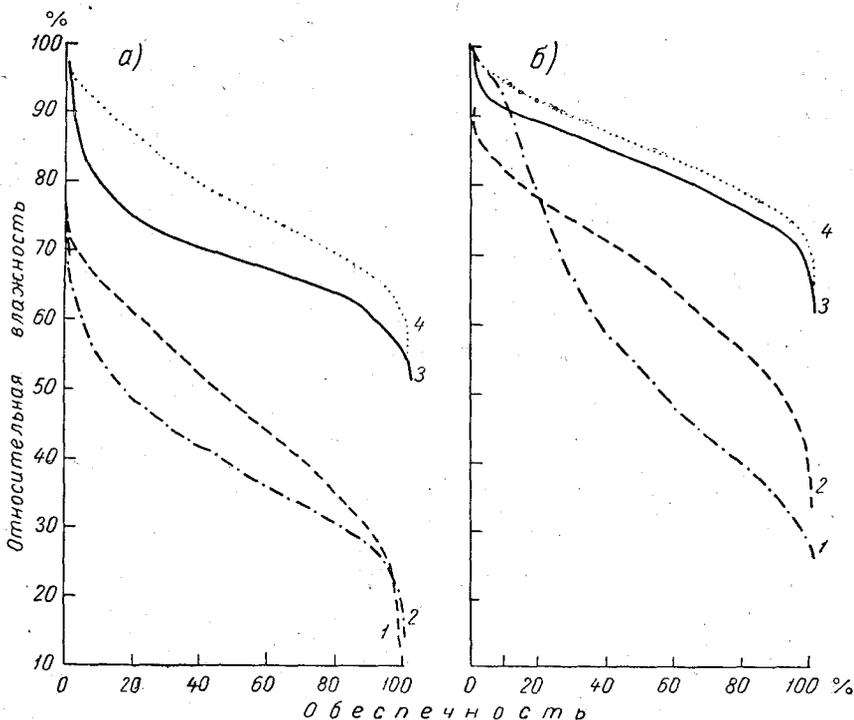


Рис. 2. Интегральные кривые относительной влажности воздуха для января, апреля, июля и октября.

а — Болама (15 час.), б — Болама (8 час.), 1 — I, 2 — IV, 3 — X, 4 — VII.

Итак, в континентальной засушливой зоне повсюду в январе в 50% случаев влажность воздуха не поднимается выше 40%, и каждый год она отмечается в пределах 25—10%. В июле в 50% случаев она не превышает 15% и ежегодно составляет 10—5%.

В типично пустынных районах относительная влажность остается низкой в течение всего года и в любое время суток. С продвижением в тропическую и экваториальную зоны и ближе к побережьям режим относительной влажности существенно меняется. Действие юго-западного муссона, на который накладывается юго-восточный пассат, нивелирует различия как в суточном, так и в годовом ходе влажности. Заметим, что побережья отличаются небольшой изменчивостью влажности не только во времени, но и по территории: восточные и западные прибрежные районы, независимо от широты места, повсюду имеют почти одинаковую высокую относительную влажность воздуха. Здесь нет существенной разницы между величиной относительной влажности летних и зимних месяцев (Луанда, Мосамедиш),

Значения относительной влажности воздуха различной обеспеченности (%)

Станция	Район	Сроки (часы)	Средняя	Максимальная	Обеспеченность (%)											Минимальная
					5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
Январь																
Форт-Лаперри	Алжир (Сахара)	8	37	98	85	68	49	40	36	32	27	23	19	14	11	8
Алжир	Алжир	14	22	98	67	40	23	19	18	16	15	14	12	9	7	6
Александрия	ОАР	8	79	100	94	92	88	86	84	82	79	76	70	63	57	44
	ОАР	14	72	100	88	77	77	73	70	67	64	60	55	48	42	30
Каир	ОАР	8	58	99	92	84	67	63	60	56	54	52	49	45	38	34
	ОАР	14	47	88	79	74	62	52	50	47	45	42	38	34	29	22
Хартум	Судан	8	36	78	58	54	47	42	38	34	31	29	26	20	18	8
	Судан	14	20	38	30	26	24	22	22	20	18	17	15	12	10	5
Болама	Гвинея	8	58	97	97	93	79	67	59	53	58	44	40	35	32	32
	Гвинея	14	40	60	60	55	49	45	42	39	36	34	31	27	24	24
Мосамедиш	Ангола	8	86	92	92	91	89	87	87	86	85	85	85	83	81	81
	Ангола	14	76	84	84	82	79	77	76	75	75	75	74	73	72	72
Луанда	Ангола	8	82	92	92	91	89	87	85	85	81	79	78	75	72	72
	Ангола	14	76	85	85	83	80	79	78	78	76	75	73	70	66	66
Виндук	Юго-Западная Африка	8	42	68	68	62	55	50	45	41	37	33	30	27	23	23
	Юго-Западная Африка	14	20	30	30	27	24	21	20	19	17	15	12	9	6	6
Лоуренсу-Маркиш	Мозамбик	8	74	92	92	89	82	82	79	76	73	69	64	56	42	42
Фритаун	Сьерра-Леоне	8	61	82	82	77	72	70	68	65	61	58	50	35	25	25
	Сьерра-Леоне	14	73	80	80	79	78	77	76	74	71	68	66	63	61	61
Порт-Элизабет	Южно-Африканская Республика	14	67	80	80	88	75	73	69	66	64	62	60	57	55	55
	Южно-Африканская Республика	8	81	99	99	98	95	92	89	86	80	75	68	57	51	51
Блумфонтейн	То же	8	64	97	97	92	83	77	72	60	58	51	45	38	34	34
Дурбан	"	8	68	93	93	89	84	80	76	70	65	60	54	47	41	41

Станция	Район	Сроки (часы)	Средняя	Максимальная	Обеспеченность (%)										Минимальная	
					5	10	20	30	40	50	60	70	80	90		95
					Июль											
Претория	Южно-Африканская Республика	8 14	82 52	99 88	97 70	95 62	91 58	88 55	86 52	82 49	77 45	72 41	62 37	53 35		
Форт-Лапёррин	Алжир (Сахара)	8	22	53	35	27	23	21	20	18	17	17	15	12		
Алжир	Алжир	14	16	44	24	19	18	17	16	15	14	12	10	8		
Александрия	ОАР	8	74	98	89	87	83	80	77	74	71	65	53	42		
Каир	ОАР	14	73	98	88	84	80	78	77	75	73	70	67	65		
Хартум	Судан	14	76	96	87	82	80	78	77	75	70	60	58	55		
Болама	Гвинея	14	66	88	84	77	76	74	74	73	71	69	63	57		
Мосамедиш	Ангола	8	34	49	43	40	39	37	35	33	31	29	25	22		
Луанда	Ангола	14	56	98	84	77	67	62	59	52	47	44	40	35		
Виндхук	Юго-Западная Африка	14	25	83	45	37	32	30	27	25	22	20	15	10		
Лоуренсу-Маркш	Мозамбик	8	85	97	95	92	90	88	86	84	82	79	76	74		
Фритаун	Сьерра-Леоне	14	77	93	91	86	83	80	77	74	72	69	66	64		
Порт-Элизабет	Южно-Африканская Республика	8	80	92	89	86	82	79	77	75	73	73	73	71		
Блумфонтейн	То же	14	70	92	89	86	82	80	79	77	75	72	70	68		
Дурбан	"	8	88	98	86	84	82	80	78	77	74	72	70	68		
Претория	"	14	55	90	85	78	72	65	56	46	36	30	25	22		
		8	75	93	88	82	79	77	75	72	69	66	62	59		
		14	68	86	81	76	72	69	67	65	62	60	55	50		
		8	86	91	89	88	87	86	85	85	86	85	84	82		
		14	84	88	87	86	86	86	86	85	84	83	82	80		
		8	84	99	97	95	92	88	85	82	79	76	75	71		
		14	62	86	77	71	67	65	63	61	58	55	51	47		
		8	68	96	92	83	77	73	70	66	63	62	60	58		
		14	33	75	54	42	39	34	30	26	22	18	15	15		
		8	82	97	95	91	87	84	82	80	78	75	70	64		
		14	71	90	83	78	75	73	71	69	66	63	59	55		
		8	81	96	92	88	85	83	81	78	75	71	67	65		
		14	52	88	70	62	58	55	52	49	45	41	37	35		

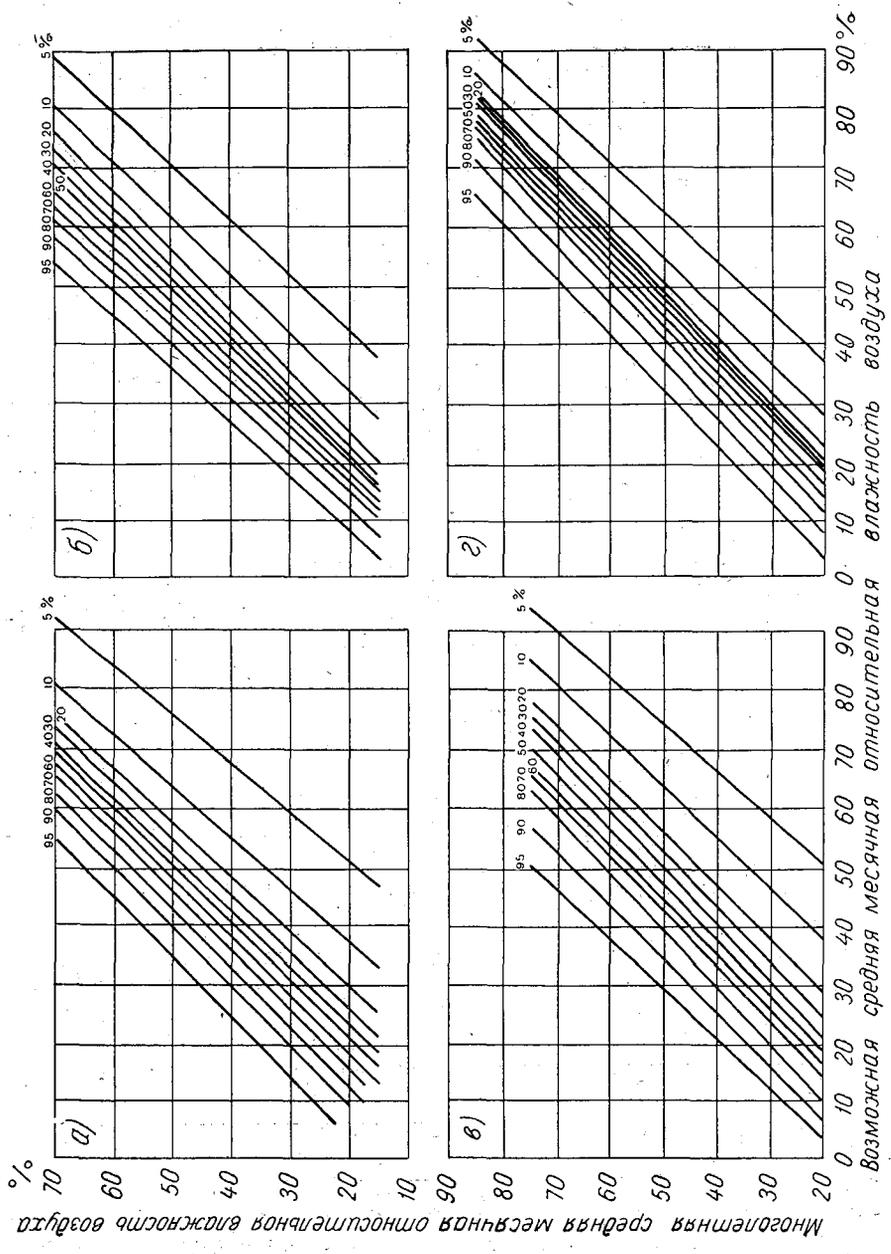


Рис. 3. Номограммы для расчета месячных и годовых величин относительной влажности воздуха на территории Судана.

а — теплый период в 8 час., б — теплый период в 14 час., в — холодный период в 8 час., г — холодный период в 14 час.

Возможная средняя месячная относительная влажность воздуха

Горные районы Африки характеризуют данные станции Виндхук (1728 м), расположенной на территории юго-западной Африки. К сожалению, мы не располагали достаточно надежными данными по другим горным районам. Вероятность высоких значений относительной влажности мала. Месячные максимумы наиболее вероятны в теплое время года и менее вероятны в холодное. Крайние значения изменяются в больших пределах. Наименьшие их значения составляют в теплый период 20% (утром) и 10% (днем). Наибольшие же значения, наблюдающиеся один раз в 20 лет (с обеспеченностью 5%), составляют во все месяцы года в утренние часы 70—90%, и дневные — 50—30%. Вычисленные обеспеченности средних месячных величин позволили построить расчетные графики-номограммы.

На рис. 3 приведены в качестве примера номограммы, построенные для района Судана за теплый и холодный период (утро и день). Эти графики дают более полную картину в распределении влажности по территории. Чем длиннее наклонные линии различных обеспеченностей (5 и 95%) и чем меньше угол наклона, тем большим изменениям подвержена относительная влажность в пространстве. Степень изреженности наклонных линий показывает изменчивость относительной влажности во времени. Чем меньше расстояние между наклонными линиями, тем меньше изменчивость влажности во времени. Графики показывают, что в утренний срок (8 час.) относительная влажность в теплый период является менее изменчивой, чем в холодное время. Так, при норме 50% в 5% лет относительная влажность теплого периода находится ниже 35%, а в холодный период — ниже 30%; в другие 5% лет соответственно выше 65—75%. Возможная амплитуда колебания средних месячных величин в 8 часов утра по годам в теплый период составляет около 30—35%, а в холодный 40—50%.

### Выводы

1. Для такого элемента, как относительная влажность воздуха, нет необходимости стремиться использовать максимально длинный период наблюдений. При этом следует учитывать точность наблюдений над метеорологическим элементом, а также необходимо иметь в виду район, для которого ведется исследование. Для Африканского континента оказался достаточным период наблюдений в пределах 10—15 лет.

2. Практическое значение имеют сведения о возможных изменениях относительной влажности воздуха во времени и пространстве. Наилучшим методом в этом отношении является метод вероятностных характеристик.

3. В пустынях Африки, где климат чрезвычайно сухой, в отдельные годы средние месячные величины относительной влажности воздуха могут значительно отклоняться от многолетних значений. В Судане, например, на фоне сухого чисто пустынного климата при норме влажности 40% в различные сроки в среднем за месяц в 5% лет может встречаться влажность ниже 30—25% или выше 50—60%.

В некоторой степени аналогичная картина наблюдается в горах и внутренних частях материка. Годовые и суточные колебания влажности на побережьях сглажены, но и здесь не исключены большие отклонения от многолетних средних. Например, в Гане, где типично экваториальный климат, при норме влажности в 85% встречается влажность в 5% лет выше 90%, и ниже 50%, а дальше в глубь страны, где влажность в среднем составляет 65%. В отдельные годы может быть влажность на 20% выше или ниже нормы.

4. Для Африки можно построить номограммы, с помощью которых легко рассчитывается относительная влажность воздуха любой заданной обеспеченности.

Номограммы позволят раскрыть основные закономерности распределения влажности на территории Африки, и ее изменения от года к году.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
2. Кузнецова Л. П. Применение кривых суммарной вероятности (обеспеченности) к обработке суточного максимума осадков. Труды ГГО, вып. 162, 1964.
3. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1960.
4. Лебедев А. Н. Европейская территория СССР. Климаты СССР, вып. 1, Гидрометеоздат, Л., 1958.
5. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1964.

И. С. БОРУШКО, Р. М. ТОПКОВА

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕТРА НАД ЮЖНОЙ АФРИКОЙ

В статье освещаются особенности распределения скорости ветра по территории Южной Африки. Приведены номограммы для расчета скоростей ветра различной обеспеченности.

Целью данной работы является исследование закономерностей распределения скорости ветра на территории Южной Африки.

Для решения основного вопроса были рассчитаны многолетние среднемесячные скорости ветра и скорости ветра различной обеспеченности.

Исходным цифровым материалом послужили наблюдения на метеорологических станциях Южно-Африканской Республики, Юго-Западной Африки и Бечуаналенда, данные которых помещены в работах [1, 2, 3]. Для территории Южной Африки были обработаны данные о скорости ветра по 13 станциям (табл. 1).

Таблица 1

Список станций

Станция	Координаты		Высота над ур. м. (м)	Высота анемометра (м)
	ю. ш.	в. д.		
Маун . . . . .	19°59'	23°25'	945	12,5
Виндхук . . . . .	22 34	17 06	1728	15,0
Питерсбург . . . . .	23 52	29 27	1230	12,0
Претория . . . . .	25 45	28 14	1369	23,0
Александр-Бей . . . . .	28 34	16 32	21	11,6
Ледисмит . . . . .	28 34	29 46	1061	15,9
Кимберли . . . . .	28 48	24 46	1197	12,2
Блумфонтейн . . . . .	29 07	26 11	1422	20,1
Дурбан . . . . .	29 50	31 02	5	22,0
Бофорт-Уэст . . . . .	32 18	22 40	893	15,0
Ист-Лондон . . . . .	33 02	27 50	125	12,2
Вингфильд . . . . .	33 54	18 32	17	15,0
Порт-Элизабет . . . . .	33 59	25 36	58	15,0

### 1. Годовой и суточный ход скорости ветра

Общее представление о распределении скорости ветра дают многолетние среднемесячные значения. Средняя скорость на каждой отдельно взятой станции колеблется незначительно из года в год. На однород-

ности наблюдений сильно сказывается изменение степени защищенности метеорологической площадки, обычно связанной с переносом станции, ее застройкой, разрастанием деревьев. Эти нарушения однородности легко обнаруживаются. В связи со слабой изменчивостью ветра

Таблица 2

Средняя месячная и годовая скорости ветра (м/сек.)  
1951—1955 гг.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Маун <sup>1</sup>	1,7	1,5	1,5	1,4	1,4	1,5	1,8	1,8	2,4	2,1	1,9	1,6	1,6
Виндхук <sup>2</sup>	1,8	1,6	1,4	1,4	1,8	2,1	1,9	2,2	2,3	2,3	2,3	2,0	1,9
Питерсбург	3,9	2,9	2,8	2,4	2,6	2,6	3,1	3,2	3,7	4,1	4,0	3,4	3,2
Претория	1,4	1,6	1,4	1,1	1,1	1,2	1,3	1,8	2,2	2,2	2,3	1,8	1,7
Александр-Бей <sup>1</sup>	5,6	4,8	3,8	3,2	2,4	2,9	2,9	3,6	4,3	5,2	5,5	5,5	4,1
Ледисмит	2,9	2,1	2,0	1,9	1,8	1,5	2,3	3,2	3,4	3,7	3,7	3,4	2,7
Кимберли	3,5	3,9	3,0	3,1	3,6	3,6	4,0	4,3	4,2	4,4	4,6	4,1	3,8
Блумфонтейн	3,7	3,0	2,2	2,4	2,6	2,1	2,7	3,3	3,7	4,0	4,2	4,1	3,2
Дурбан	3,1	3,3	2,8	2,0	2,3	2,2	2,1	2,9	3,6	3,4	3,7	3,4	3,0
Бофорт-Уэст	3,9	3,8	3,3	3,2	3,7	3,6	4,3	4,5	4,2	4,2	4,2	3,9	3,9
Ист-Лондон	4,5	4,3	4,5	3,9	4,2	4,1	4,8	5,2	5,1	4,6	5,7	5,2	4,7
Вингфильд	6,3	6,0	5,1	4,7	4,3	4,1	4,4	5,3	5,2	5,3	6,1	5,8	5,2
Порт-Элизабет	5,2	4,7	4,3	3,9	3,8	3,5	3,8	4,4	4,6	4,4	5,4	4,9	4,6

<sup>1</sup> 1952—1957 гг.

<sup>2</sup> 1949—1953 гг.

во времени для получения надежных средних достаточно бывает обработки небольшого ряда наблюдений (10 и меньше лет).

Для территории Южной Африки в табл. 2 приводятся многолетние среднемесячные значения скорости ветра, вычисленные по ежечасным

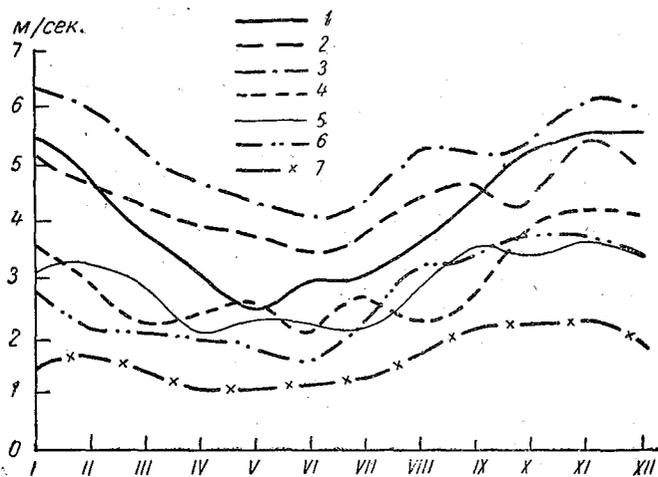


Рис. 1. Годовой ход скорости ветра (24 срока).

1 — Александр-Бей, 2 — Порт-Элизабет, 3 — Вингфильд, 4 — Блумфонтейн, 5 — Дурбан, 6 — Ледисмит, 7 — Претория.

наблюдениям за период 1951—1955 гг. По этим данным для нескольких прибрежных и континентальных станций построены графики годового хода, по оси ординат которых отложены средние значения скорости, а по оси абсцисс — время года (рис. 1). Из графиков видно, что скорость

ветра имеет хорошо выраженный годовой ход. Наибольшие скорости для всех станций наблюдаются в теплую половину года (X-III) с максимумом весной и наименьшие — в холодную (IV-IX) с минимумом зимой.

Наиболее четко годовой ход скорости ветра выражен за отдельные сроки (табл. 3, рис. 2).

Таблица 3

Средняя месячная и годовая скорости ветра (м/сек.)  
1950—1958 гг.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
8 час.													
Маун <sup>1</sup>	1,7	1,4	1,2	1,3	1,3	1,3	1,6	1,7	2,7	2,7	2,2	2,0	1,7
Виндхук <sup>2</sup>	1,3	1,0	0,8	0,8	1,0	1,4	1,1	1,1	1,1	1,4	1,5	1,6	1,2
Питерсбург	3,8	3,1	2,5	2,2	1,9	2,2	2,3	2,3	3,1	4,1	4,0	3,5	2,1
Претория	2,4	2,3	1,3	1,0	0,9	0,9	0,7	1,4	1,9	2,3	2,4	2,4	1,7
Александр-Бей <sup>1</sup>	1,7	1,6	1,1	0,9	1,1	2,0	2,2	1,9	1,7	1,6	2,1	2,1	1,7
Ледисмит	2,2	1,5	0,8	0,8	0,8	0,9	1,2	2,0	2,2	2,9	2,6	2,3	1,7
Кимберли	4,8	4,5	3,2	3,0	3,2	3,0	3,4	4,0	4,3	4,9	5,3	5,0	4,1
Блумфонтейн	5,1	4,0	3,0	2,5	2,2	2,1	2,3	2,8	3,7	4,9	6,0	5,0	3,6
Дурбан	3,1	2,8	2,3	2,0	1,7	2,1	1,8	2,4	3,4	3,8	3,8	3,8	2,8
Бофорт-Уэст	2,1	1,9	2,1	2,5	3,5	3,8	4,0	4,1	3,1	3,0	2,8	2,2	2,9
Ист-Лондон	4,7	4,4	4,3	4,1	4,6	5,0	5,2	5,6	5,1	5,3	5,4	5,2	4,9
Вингфильд	5,6	4,9	3,9	3,7	4,1	3,7	4,2	4,6	4,4	4,7	5,4	5,0	4,5
Порт-Элизабет	4,5	4,2	3,3	2,8	2,5	2,4	2,5	3,1	3,8	4,8	5,1	4,4	3,5
14 час.													
Маун <sup>1</sup>	2,7	2,5	2,5	2,1	2,5	2,5	3,0	2,9	3,3	2,9	2,9	2,6	2,7
Виндхук <sup>2</sup>	2,5	2,4	2,8	3,1	4,1	4,2	3,8	4,6	4,0	3,7	3,4	2,8	3,4
Питерсбург	4,6	4,0	3,5	3,8	3,8	3,7	4,3	4,1	4,5	5,0	4,8	4,0	4,1
Претория	2,5	2,6	2,3	2,5	2,2	2,3	2,9	3,4	3,5	3,7	3,4	3,2	2,9
Александр-Бей <sup>1</sup>	9,2	8,1	6,8	5,7	4,6	4,9	4,6	6,3	7,5	9,1	9,5	9,2	7,1
Ледисмит	4,0	3,3	3,0	3,6	3,3	2,9	4,4	5,6	6,0	6,3	6,0	4,9	4,5
Кимберли	4,7	4,4	4,2	5,1	5,3	5,2	5,7	6,4	7,0	6,2	6,1	5,3	5,5
Блумфонтейн	4,5	3,8	3,7	4,6	4,6	4,4	5,0	5,7	5,6	6,1	6,0	5,4	4,9
Дурбан	5,2	4,7	5,1	4,4	4,8	4,2	4,1	5,6	6,0	5,8	5,8	5,2	5,0
Бофорт-Уэст	4,5	4,8	4,3	4,5	5,3	5,0	5,3	6,3	5,2	6,1	5,6	4,6	5,1
Ист-Лондон	8,0	7,7	7,6	6,3	5,7	5,4	6,0	7,4	7,3	7,9	8,8	8,2	7,2
Вингфильд	7,5	7,5	6,4	6,1	5,5	5,4	5,7	5,9	6,8	7,4	7,5	7,3	6,5
Порт-Элизабет	8,0	7,6	6,9	6,4	5,2	5,1	5,2	6,3	7,3	7,7	8,1	7,7	6,8

<sup>1</sup> 1952—1957 гг;

<sup>2</sup> 1949—1953 гг.

Такой ход скорости ветра объясняется особенностью атмосферной циркуляции, связанной с сезонной сменой барических образований на территории Южной Африки.

В летний период в связи с сильным прогреванием материка, когда устанавливается барический минимум, данный район попадает в зону действия юго-восточного пассата. Кроме того, в самые жаркие месяцы к пассатному атмосферному течению присоединяется другое, дующее с северо-востока; это индийский муссон, приходящий из центра высокого давления Центральной Азии. И лишь юго-западная оконечность

материка попадает в сферу юго-западных ветров, связанных с восточной периферией южно-атлантического антициклона.

В зимний период области барических максимумов Южной Атлантики, Индийского океана и материка сливаются и образуют единый пояс высокого давления. Это приводит к ослаблению скорости ветра. Однако по величине среднемесячные значения скорости ветра далеки

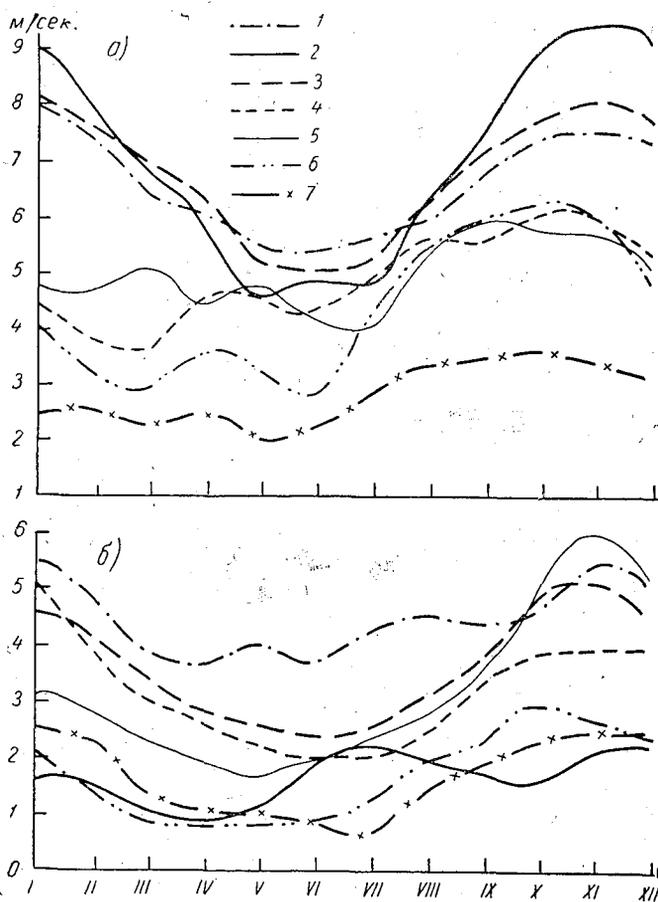


Рис. 2. Годовой ход скорости ветра.

1 — Вингфильд, 2 — Александер-Бей, 3 — Порт-Элизабет, 4 — Блумфонтейн, 5 — Дурбан, 6 — Ледисмит, 7 — Претория. а — за 14 час., б — за 8 час.

от штилевых, которыми вообще характеризуются субтропические широты.

Таким образом, по всей территории Южной Африки наблюдаются довольно сильные скорости ветра. Весной, в период максимальных скоростей, в 14-часовой срок скорость ветра изменяется в пределах от 3 до 10 м/сек., а зимой, в период минимальных скоростей за тот же срок — от 2 до 5 м/сек. При этом надо отметить, что на береговых станциях скорость ветра выше, чем на континентальных. Усиление ветра на побережье связано с близостью океанов и наличием морских бризов.

На территории Южной Африки для всех станций как континентальных, так и прибрежных, хорошо выражен суточный ход скорости ветра в течение всего года. Из данных табл. 3 видно, что днем (14 час.) наблюдается значительное увеличение скорости. Увеличение скорости ветра вызвано усилением турбулентного обмена между нижними слоями атмосферы, медленно движущимися, и более высокими, быстро движущимися. В ночные часы за счет выхолаживания воздуха у земной поверхности плотный слой его способствует устойчивому состоянию атмосферы и турбулентный обмен ослаблен, что вызывает уменьшение скорости.

Суточный ход среднегодовой скорости ветра приведен на рис. 3 для континентальных станций (Питерсбург, Кимберли) и береговых станций (Дурбан, Порт-Элизабет).

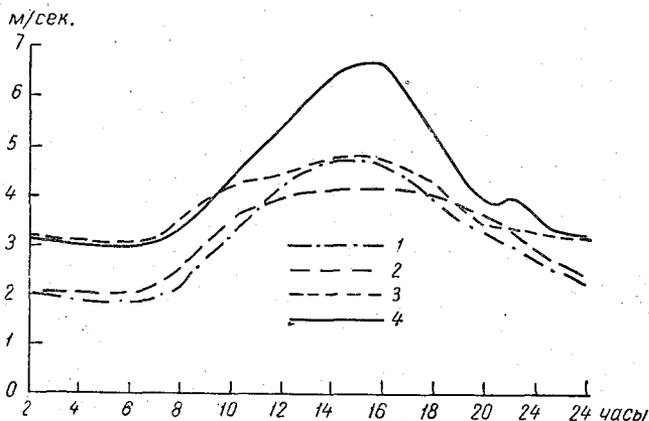


Рис. 3. Суточный ход скорости ветра.  
1 — Дурбан, 2 — Питерсбург, 3 — Кимберли, 4 — Порт-Элизабет.

Как видно из рис. 3, в суточном ходе скорости ветра имеется один максимум и один минимум. На береговых станциях максимальные значения скорости приходятся на 15 час., тогда как на континентальных станциях часть кривой, соответствующая максимальным значениям скорости, сильно сглажена и приходится на 12—18 час. Полученный размытый характер максимальных значений в течение года на континентальных станциях можно объяснить тем, что в каждый отдельный месяц максимумы скоростей приходятся в разные часы — от 12 до 19. Минимальные скорости на всех станциях отмечаются в 6 час.

## 2. Вероятностные характеристики скорости ветра

В настоящее время в климатологии широкое применение получили вероятностные характеристики различных метеорологических элементов, представленные в виде обеспеченностей. Обеспеченность представляет собой суммарную вероятность. Под вероятностью же понимают статистическую повторяемость определенных значений метеорологических элементов за ряд лет, выраженную в процентах от всего числа случаев наблюдений.

По ежедневным наблюдениям в 8 и 14 час. за период 1950—1958 гг. были вычислены скорости ветра различной обеспеченности для 10 стан-

ций Южной Африки. Выборка исходных данных производилась с учетом скоростей ветра через 1 м/сек. При этом было много технических трудностей, так как в ежегодниках сведения о скорости ветра публикуются в различных единицах измерения (узлы, мили/час, км/час, м/сек). Схема вычислений скорости ветра различной обеспеченности для Порт-Элизабет приведена в табл. 4, где

$n$  — число случаев, соответствующее каждой указанной градации скорости ветра за весь взятый период наблюдений;

$\omega$  — вероятность, вычисленная по числу случаев  $n$  от общего числа наблюдений, принятого за 100%;

$p$  — обеспеченность скорости ветра, полученная путем последовательного суммирования от больших значений скорости к малым.

По данным градаций скорости ветра  $x_i$  и числу случаев  $n$  легко определяется средняя месячная скорость  $x_{\text{ср}}$  за указанный срок наблюдений.

Таблица 4

Схема вычисления скорости ветра различной обеспеченности  
Январь, 14 час. Порт-Элизабет

Скорость ветра, $x_i$ м/сек.	$n$ (число случаев)	$\omega$ %	$p$ %	$x_i n$ м/сек.
0	0	0	100	0
1	0	0	100	0
2	4	1,4	100	8
3	7	2,5	98,6	21
4	15	5,4	96,1	60
5	30	10,7	90,7	150
6	40	14,3	80,0	240
7	27	9,7	61,7	189
8	45	16,1	56,0	360
9	33	11,8	39,9	297
10	25	9,0	28,1	250
11	14	5,0	19,1	154
12	18	6,5	14,1	216
13	13	4,7	7,6	169
14	5	1,8	2,9	70
15	1	0,36	1,1	15
16	1	0,36	0,7	16
17	1	0,36	0,4	17
Сумма	279	100		2232

$$x_{\text{ср}} = \frac{2232}{279} = 8,0 \text{ м/сек.}$$

В дальнейшем для составления сводных таблиц скоростей ветра различной обеспеченности были построены по всем станциям интегральные кривые или кривые обеспеченности. Примером служит интегральная кривая Порт-Элизабет, где по оси орди-

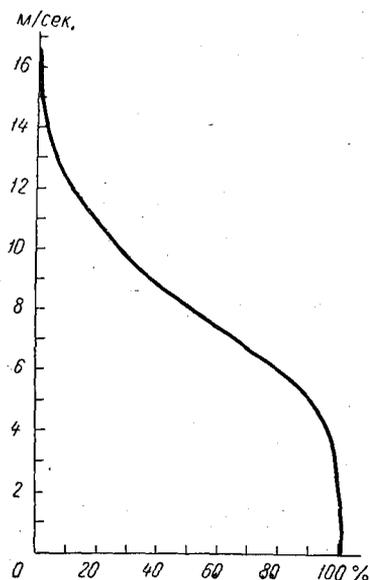


Рис. 4. Кривая обеспеченности. Порт-Элизабет, июль, 14 час.

нат нанесены значения скорости ветра, а по оси абсцисс — соответствующие им значения обеспеченности (рис. 4). Данная кривая является характерной для распределения скорости ветра и на других станциях. Однако следует отметить, что на континентальных станциях, где ветры более слабые по сравнению с береговыми, отмечается некоторое рассеяние точек на графике при значении скорости, близкой к нулю. Это рассеяние связано, по всей вероятности, с недостаточной чувствительностью анемометров к слабым ветрам, чем и вызвано почти

полное отсутствие в справочниках скоростей, равных 1 м/сек. В дальнейшем с интегральных кривых были сняты скорости ветра следующей обеспеченности: 5, 10, 20, 30, . . . , 90, 95 %.

В табл. 5 и 6 представлены значения скорости ветра указанной обеспеченности для двух месяцев (января и июля) и для двух сроков

Таблица 5

Скорость ветра различной обеспеченности. Январь

Станция	Средняя месячная скорость (м/сек.)	Обеспеченность (%)										
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
8 час.												
Питерсбург . . . . .	3,8	8,6	7,5	6,2	5,4	4,8	4,3	3,6	2,8	2,0	1,0	0,5
Претория . . . . .	2,4	7,0	5,8	4,5	3,7	3,1	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5	0,2
Ледисмит . . . . .	2,2	8,0	6,5	4,8	3,8	2,5	1,6	0,8	0,3	0,1	0	0
Кимберли . . . . .	4,8	9,7	8,9	8,0	7,0	6,2	5,4	4,5	3,6	2,7	1,7	1,0
Блумфонтейн . . . . .	5,1	9,4	8,6	7,6	6,8	6,2	5,6	5,1	4,5	3,7	2,3	1,3
Дурбан . . . . .	3,1	9,0	8,0	6,2	5,2	4,1	3,1	2,1	1,1	0,5	0,2	0,1
Бофорт-Уэст . . . . .	2,1	8,0	6,8	4,9	3,5	2,4	1,5	0,8	0,3	0	0	0
Ист-Лондон . . . . .	4,7	10,5	9,5	8,1	7,0	5,7	4,9	4,1	3,3	2,4	1,3	0,7
Вингфильд . . . . .	5,6	10,8	10,0	9,2	8,2	7,2	6,3	5,4	4,8	3,2	1,5	0,7
Порт-Элизабет . . . . .	4,5	10,4	9,3	7,7	6,5	5,7	4,7	3,9	3,1	2,3	1,3	0,6
14 час.												
Питерсбург . . . . .	4,6	8,8	7,0	6,4	5,7	5,7	5,2	4,5	3,8	3,0	2,0	1,3
Претория . . . . .	2,5	5,9	5,2	4,3	3,8	3,4	2,8	2,4	2,0	1,5	1,0	0,5
Ледисмит . . . . .	4,0	10,4	9,0	6,8	5,5	4,8	4,0	3,2	2,5	1,7	1,0	0,5
Кимберли . . . . .	4,6	10,0	9,0	7,7	6,6	5,6	4,8	4,0	3,4	2,7	1,7	1,0
Блумфонтейн . . . . .	4,5	9,0	8,1	6,9	6,2	5,5	4,9	4,4	3,7	2,5	1,2	0,5
Дурбан . . . . .	5,2	12,3	10,5	8,6	7,2	6,0	5,1	4,1	3,4	2,7	1,6	1,0
Бофорт-Уэст . . . . .	4,5	11,0	9,7	7,6	6,2	5,3	4,5	3,9	3,2	2,5	1,2	0,7
Ист-Лондон . . . . .	8,0	15,2	13,8	11,8	10,1	8,9	8,0	7,0	6,0	5,3	4,4	3,5
Вингфильд . . . . .	7,5	13,0	12,0	10,6	9,6	8,7	8,0	7,1	6,4	5,5	4,2	3,0
Порт-Элизабет . . . . .	8,0	13,3	12,4	11,0	10,0	9,1	8,3	7,5	6,8	6,0	5,0	4,2

(8 и 14 час.). Эти скорости являются нижним пределом значений, т. е. каждой градации обеспеченности соответствует скорость ветра, равная приведенной и более. Например, из табл. 5 видно, что в Порт-Элизабет в 14 час. при обеспеченности 90% будут наблюдаться скорости, равные 5,0 м/сек. и более, при обеспеченности 10% — скорости 12,4 м/сек. и более. Из той же таблицы видно, что для всех станций в январе (лето) в 8 и 14 час. при обеспеченности 50% скорости ветра имеют высокие значения, более 4 м/сек., и только на некоторых континентальных станциях рассматриваемого района в 8-часовой срок наблюдаются слабые скорости, более 1 м/сек. Тогда как в июле (зима) скорости ветра обеспеченностью 50% значительно различаются между сроками 8 и 14 час. (разность составляет 2—3 м/сек. для всех станций). Исключение представляет лишь ст. Ист-Лондон, где в июле большие скорости наблюдаются как в утренний, так и в дневной срок.

Для территории Южной Африки, которая характеризуется большими скоростями ветра, представляет большой интерес распределение максимальных скоростей. С этой целью была определена их обеспеченность. По данным ежедневных наблюдений для каждого месяца за пе-

Таблица 6

## Скорость ветра различной обеспеченности. Июль

Станция	Средняя месячная скорость (м/сек.)	Обеспеченность (%)										
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
8 час.												
Питерсбург . . . . .	2,3	7,0	5,2	3,9	3,2	2,8	2,3	1,9	1,5	1,1	0,6	0,4
Претория . . . . .	0,7	4,7	3,4	1,3	0,8	0,5	0,3	0,2	0,1	0	0	0
Ледисмит . . . . .	1,2	8,0	5,2	2,5	1,1	0,5	0,4	0,2	0,1	0	0	0
Кимберли . . . . .	3,4	8,8	7,9	6,5	5,4	4,5	3,7	2,9	1,8	0,5	0	0
Блумфонтейн . . . . .	2,3	8,0	6,4	4,5	3,6	3,0	2,3	1,7	1,1	0,7	0,3	0,1
Дурбан . . . . .	1,8	8,0	6,0	4,2	3,2	2,3	1,6	1,2	0,8	0,5	0,3	0,1
Бофорт-Уэст . . . . .	4,0	13,8	10,5	7,3	5,2	3,9	2,9	2,0	1,1	0,3	0	0
Ист-Лондон . . . . .	5,2	11,4	9,3	7,8	6,8	6,1	5,5	5,0	4,3	3,4	2,2	1,3
Вингфильд . . . . .	4,2	10,7	9,0	7,5	6,2	5,3	4,5	3,6	2,7	1,6	0,8	0,4
Порт-Элизабет . . . . .	2,6	10,0	7,7	5,1	4,0	3,1	2,3	1,4	0,9	0,5	0,2	0,1
14 час.												
Питерсбург . . . . .	4,3	10,5	8,6	7,0	5,9	5,0	4,3	3,7	3,0	2,2	1,2	0,7
Претория . . . . .	2,9	7,2	6,0	4,9	4,0	3,6	3,2	2,9	2,6	2,0	1,0	0,5
Ледисмит . . . . .	4,4	16,0	12,0	8,7	6,2	4,5	3,4	2,4	1,5	0,8	0,3	0,1
Кимберли . . . . .	5,7	12,0	10,0	8,2	7,1	6,3	5,7	5,2	4,5	3,9	3,1	2,5
Блумфонтейн . . . . .	5,0	11,5	9,6	7,5	6,6	5,8	5,2	4,6	3,9	3,2	2,0	1,0
Дурбан . . . . .	4,1	11,1	9,8	7,5	5,7	4,7	4,0	3,3	2,6	1,6	0,7	0,3
Бофорт-Уэст . . . . .	5,3	15,3	12,7	10,0	8,5	7,0	5,3	3,4	1,6	0,5	0	0
Ист-Лондон . . . . .	6,0	13,0	11,0	9,4	8,2	7,0	6,0	5,0	4,4	3,5	2,5	1,5
Вингфильд . . . . .	5,7	12,3	10,8	9,0	7,5	6,2	5,4	4,5	3,7	2,8	1,5	0,8
Порт-Элизабет . . . . .	5,2	12,0	10,7	9,0	7,4	6,3	5,3	4,4	3,4	2,2	1,2	0,5

риод (1950—1958 гг.) были выбраны самые большие скорости, которые назвали максимальными. Расчет обеспеченности максимальных скоростей производился по схеме, приведенной выше. Разница лишь в том, что выборка за каждый метр в секунду и за каждый срок отдельно проводилась не для всех наблюдаемых скоростей, а только для максимальных.

Согласно годовому ходу скорости ветра, наибольшие значения ее приходятся на теплый период (X—III), а наименьшие — на холодный (IV—IX). Поэтому расчет обеспеченности максимальных скоростей производился для этих двух периодов отдельно. В табл. 7 и 8 помещены значения максимальных скоростей ветра различной обеспеченности. Причем, здесь же приводятся средние максимальные скорости ветра отдельно для теплого (X—III) и холодного (IV—IX) полугодий. Для определения этих скоростей осреднялись максимальные скорости за все месяцы каждого полугодия для всего рассматриваемого периода.

Как указывалось выше, для скорости ветра на территории Южной Африки хорошо выражен годовой ход, однако для максимальных скоростей четко выраженного годового хода обнаружить не удалось. Вероятность появления наибольших значений максимальных скоростей ветра почти одинакова и в теплое и в холодное полугодия. Это, видимо, объясняется тем, что максимальная скорость является очень неустойчивой величиной; она по всем станциям сильно меняется, что связано с репрезентативностью станций, недостаточной чувствительностью анемометров к большим скоростям. Кроме того, как и при исследовании

Таблица 7

## Максимальная скорость ветра различной обеспеченности. Октябрь—март

Станция	Средняя максимальная скорость (м/сек.)	Обеспеченность (%)										
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
8 час.												
Питерсбург . . . . .	8,5	12,2	11,0	10,4	9,9	9,6	9,3	8,7	8,0	7,1	6,4	6,0
Претория . . . . .	6,9	11,0	10,0	9,0	8,3	7,8	7,3	6,8	6,4	5,8	5,3	5,0
Ледисмит . . . . .	9,4	16,0	15,0	13,4	12,2	11,0	9,5	8,3	7,2	6,0	5,0	4,1
Кимберли . . . . .	9,9	13,8	13,3	12,2	11,2	10,7	10,3	9,8	9,5	9,1	8,3	7,7
Блумфонтейн . . . . .	9,6	13,5	12,1	11,6	11,4	11,0	10,5	9,8	9,2	8,5	7,5	6,5
Дурбан . . . . .	11,0	16,5	15,3	13,7	12,5	11,8	11,4	11,0	10,3	9,4	8,0	7,2
Вингфильд . . . . .	10,4	14,0	12,8	11,6	11,2	10,9	10,6	10,5	10,2	10,0	9,5	9,2
Ист-Лондон . . . . .	11,6	16,5	15,0	13,7	13,2	12,7	12,3	11,7	11,0	10,2	9,4	9,0
Порт-Элизабет . . . . .	11,3	16,0	15,0	13,6	13,0	12,3	11,8	11,3	10,7	10,0	9,1	8,4

14 час.

Питерсбург . . . . .	9,8	14,5	13,3	11,9	11,1	10,6	10,2	9,7	9,3	8,7	7,8	7,0
Претория . . . . .	7,3	11,6	11,0	9,9	9,0	8,4	7,8	7,2	6,6	6,0	5,4	4,9
Ледисмит . . . . .	12,7	19,5	18,2	16,7	15,6	14,5	13,6	12,7	11,8	10,5	9,0	8,0
Кимберли . . . . .	11,5	16,0	15,4	14,4	13,6	12,9	12,0	11,0	10,2	9,4	8,7	8,2
Блумфонтейн . . . . .	11,0	16,0	15,0	13,8	13,1	12,4	11,5	10,6	9,8	9,0	8,0	7,4
Дурбан . . . . .	13,1	18,0	17,5	16,2	15,3	14,6	13,8	13,2	12,4	11,7	10,8	10,2
Вингфильд . . . . .	12,4	16,5	15,0	14,0	13,3	12,8	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	10,8
Ист-Лондон . . . . .	14,4	20,0	19,0	17,5	16,4	15,5	14,7	14,2	13,7	13,3	12,4	11,6
Порт-Элизабет . . . . .	13,8	18,0	17,0	15,9	15,3	14,8	14,5	14,2	13,5	12,6	11,8	11,0

Таблица 8

## Максимальная скорость ветра различной обеспеченности. Апрель—сентябрь

Станция	Средняя максимальная скорость (м/сек.)	Обеспеченность (%)									
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90

8 час.

Питерсбург . . . . .	8,0	13,2	12,2	10,8	9,9	9,2	8,4	7,7	7,0	6,2	5,5	4,8
Претория . . . . .	6,6	12,0	11,0	9,0	8,0	7,3	6,6	6,0	5,4	5,0	4,4	4,2
Ледисмит . . . . .	9,9	18,5	16,0	14,0	12,6	11,4	10,2	9,0	8,0	6,8	5,0	3,5
Кимберли . . . . .	9,2	13,4	12,4	11,1	10,6	10,1	9,6	9,2	8,9	8,6	8,3	7,6
Блумфонтейн . . . . .	7,8	13,0	11,4	10,0	9,3	8,8	8,4	8,0	7,5	6,8	5,8	5,2
Дурбан . . . . .	9,1	15,0	13,0	11,3	10,4	10,0	9,6	9,0	8,5	7,9	6,5	5,5
Вингфильд . . . . .	11,1	15,0	14,3	13,2	12,6	12,3	11,9	11,5	10,8	9,9	9,2	8,8
Ист-Лондон . . . . .	12,2	16,0	15,8	15,2	14,4	13,4	12,5	11,7	11,0	10,6	10,0	9,5
Порт-Элизабет . . . . .	10,6	16,0	14,5	13,0	12,2	11,4	11,0	10,5	10,0	9,3	8,3	7,5

14 час.

Питерсбург . . . . .	8,8	13,5	12,2	11,0	10,0	9,5	9,1	8,6	8,1	7,6	7,0	6,7
Претория . . . . .	7,2	12,5	10,2	8,8	8,2	7,8	7,5	7,2	6,8	6,4	5,8	5,0
Ледисмит . . . . .	16,9	24,5	23,6	21,8	20,0	18,5	17,3	16,2	15,0	13,2	10,2	9,1
Кимберли . . . . .	12,7	18,0	16,2	15,0	14,2	13,6	13,2	12,6	11,9	11,1	10,1	9,6
Блумфонтейн . . . . .	11,9	17,5	15,6	14,5	13,6	13,0	12,5	11,8	11,2	10,4	9,4	8,4
Дурбан . . . . .	12,3	17,5	15,8	14,7	13,8	13,2	12,6	12,3	11,7	10,9	9,8	8,5
Вингфильд . . . . .	12,2	15,8	15,6	14,8	13,8	13,0	12,3	11,8	11,6	11,2	10,5	9,9
Ист-Лондон . . . . .	14,2	18,9	18,0	16,4	15,8	15,4	14,9	14,5	13,8	12,9	11,4	10,4
Порт-Элизабет . . . . .	13,4	17,8	16,7	15,5	14,8	14,2	13,6	13,3	12,8	11,9	10,8	10,0

всяких редко встречающихся величин, для изучения максимальных скоростей ветра следует использовать по возможности длинный ряд наблюдений, желательно не менее 15—20 лет. Мы же использовали период 6—9 лет ввиду отсутствия материала за больший период.

Сравнивая значения средних максимальных скоростей за 8 и 14 час. (табл. 7 и 8), можно обнаружить суточный ход максимальной скорости. После полудня (14 час.) наблюдаются наибольшие максимальные скорости ветра, в среднем превышающие скорости в 8 час. приблизительно на 2 м/сек.

В табл. 9 приводятся отдельные наибольшее значение из максимальных скоростей за период 1950—1958 гг. отдельно для двух сроков (8 и 14 час.) и для двух полугодий. Из этой таблицы видно, что наибольшие значения из максимальных скоростей (абсолютные максимумы) отмечаются как в теплое, так и в холодное полугодие. Однако для сроков хорошо выражена следующая зависимость: в 14 час. значения абсолютного максимума значительно больше, чем в 8 час. На отдельных станциях эта разность достигает 10 м/сек.

Таблица 9

Наибольшие наблюдаемые скорости ветра (м/сек.)

Станция	X—III		IV—IX	
	8 час.	14 час.	8 час.	14 час.
Питерсбург . . . .	15	16	14	16
Претория . . . . .	12	13	15	14
Ледисмит . . . . .	18	23	20	25
Кимберли . . . . .	14	18	14	21
Блумфонтейн . . . .	15	23	13	20
Дурбан . . . . .	18	18	15	20
Вингфильд . . . . .	16	18	15	16
Ист-Лондон . . . . .	18	22	16	19
Порт-Элизабет . . . .	16	18	17	18

### 3. Построение номограмм для скорости ветра

Пользуясь связями средней многолетней скорости ветра со скоростью ветра различной обеспеченности, можно построить графики-номограммы. На графике (рис. 5) по оси ординат отложены значения многолетней среднемесячной скорости, а по оси абсцисс — возможные скорости при определенных значениях обеспеченности. Используя данные таблиц обеспеченностей, на график наносятся точки и проводятся линии по точкам, относящимся к определенному значению обеспеченности. (Методика построения таких графиков дана в работе А. Н. Лебедева [7]).

В данной статье представлено четыре графика-номограммы: для января и июля для двух сроков (8 и 14 час.). Каждая номограмма дает представление о распределении скорости ветра на рассматриваемой территории в указанное время.

Зная среднемесячную скорость, с помощью таких графиков-номограмм можно определить пределы изменения скорости ветра заданной обеспеченности для любого пункта всего района Южной Африки. Приведенные номограммы позволяют определить возможные скорости заданной обеспеченности не только по тем станциям, по данным которых построены номограммы, но и для всех остальных станций Южной Африки, имеющих только среднемесячные значения скорости ветра.

В заключение можно сказать, что в Южной Африке наблюдаются довольно сильные скорости ветра в течение всего года, несмотря на ее положение в районе субтропического пояса высокого давления, для которого характерны скорости слабые и штилевые. Особенно больших значений скорости ветра достигают в прибрежных районах. Годовой ход скорости ветра хорошо выражен для всех станций и имеет макси-

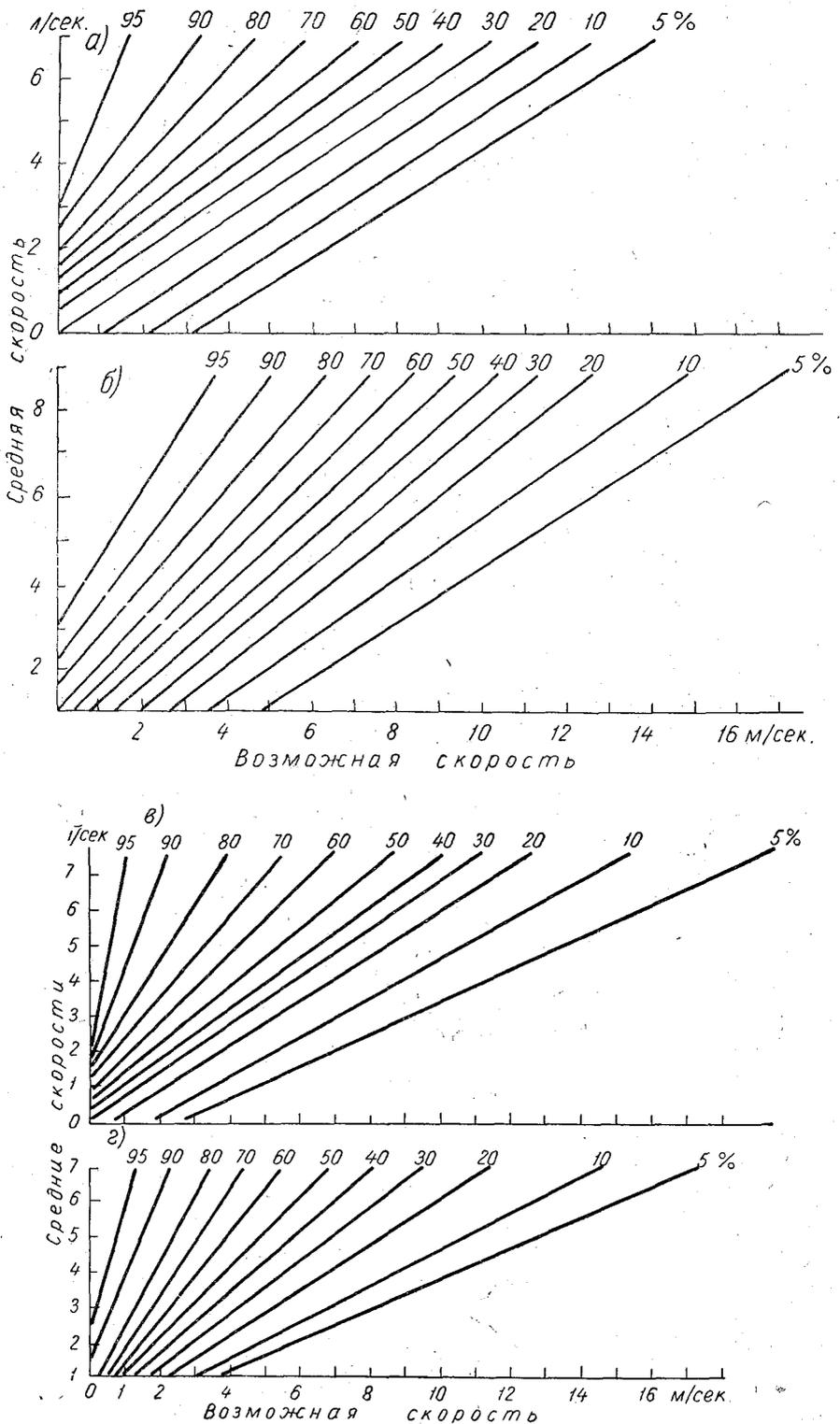


Рис. 5. Номограмма для скорости ветра.  
 а — январь, 8 час, б — январь, 14 час, в — июль, 8 час, г — июль, 14 час.

мум весной и минимум зимой. Такой ход связан с особенностью атмосферной циркуляции с наличием пассатных и муссонных ветров на территории Южной Африки. Наблюдается четко выраженный суточный ход скорости ветра с максимальными значениями ее в дневное время и минимальными — в ночное. Особенно заметен суточный ход для береговых станций. Максимальная скорость ветра также имеет наибольшее значение в дневное время. Самая высокая скорость (25 м/сек.) была отмечена в Ледисмит (сентябрь, 14 час.).

Приведенные номограммы позволяют определить возможную скорость ветра заданной обеспеченности в любом пункте Южной Африки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Verslag Unie Van Suid — Africa. Pretoria, 1951—1955.
2. Monthly Weathers Report, Union of South Africa. Pretoria, 1950—1958.
3. Climate of South Africa, part. 6 Surface Winds. Pretoria, 1960.
4. Хргиан А. Х. Физика атмосферы, Гос. изд. физ.-мат. лит-ры, М., 1958.
5. Тверской П. Н. Курс метеорологии, Гидрометеиздат, Л., 1962.
6. Риль Герберт. Тропическая метеорология, ИЛ, М., 1963.
7. Лебедев А. Н. Обоснование номограмм климатических элементов. Труды ГГО, вып. 163, 1964.

## ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ В АФРИКЕ

Рассматриваются закономерности суточных величин суммарной солнечной радиации на территории Африки. Основанием для расчетов служили ежедневные наблюдения за период 1954—1959 гг. по 18 станциям.

Изменчивость метеорологических элементов и атмосферных явлений представляет большой практический и научный интерес. Она определяется не только физической сущностью изучаемого явления, но и интервалом осреднения. В климатологической практике наиболее широкое распространение получили месячные, сезонные и годовые интервалы осреднения, реже декадные и суточные. Известно, что с уменьшением интервала осреднения изменчивость метеорологических элементов заметно возрастает.

Относительно суммарной солнечной радиации, как основного источника энергетических ресурсов атмосферных процессов, укоренилось мнение, что ее месячные величины устойчивы и межгодовые колебания невелики [3]. В работе [1] показано, что уже за период 5—10 лет наблюдений можно получить достаточно надежные средние месячные значения суммарной радиации. Вместе с тем суммарная солнечная радиация, как и другие элементы климата, от года к году претерпевают значительные колебания. В годы с сильно развитой циклонической деятельностью, характеризующейся подчас мощной простираемостью облачных систем, суммарная радиация оказывается заниженной, а в годы с сильно развитой антициклонической деятельностью, характеризующейся малооблачной или ясной погодой, оказывается завышенной. В средней полосе Европейской территории СССР разности между максимальными и минимальными месячными величинами суммарной солнечной радиации достигают летом 6—8 ккал/см<sup>2</sup> (табл. 1).

В табл. 1 приведены данные, полученные по наблюдениям Свердловска за период 1939—1958 гг. Нетрудно видеть, что максимальная величина суммарной солнечной радиации в июле на 37% больше, а минимальная — на 18% меньше многолетнего среднего значения. Заметные расхождения между крайними величинами суммарной радиации и многолетней средней наблюдаются и в другие летние месяцы, а также в конце весны и в начале осени. В статье З. И. Пивоваровой и М. Дворкиной средние отклонения от многолетних средних месячных величин (вычисленных по данным за 25—30 лет) составляют 1,0—1,7 ккал/см<sup>2</sup> [2]. Они согласуются и с данными И. Н. Ярославцева [4].

Значительные различия сохраняются и между величинами обеспеченностей по градациям. Так, в июне месячные значения суммарной радиации обеспеченностью 20% составляют 16,1 ккал/см<sup>2</sup>, а обеспе-

Таблица I

Месячные величины суммарной салечной радиации  $Q$  ккал/см<sup>2</sup> различной обеспеченности. Свердловск

Месяц	Средняя $Q$	Наибольшая		Обеспеченность (%)											Наименьшая	
		$Q$	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	$Q$	год
I	1,7	2,2	1945	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1940
II	3,7	4,4	1952	4,4	4,3	4,1	4,0	3,7	3,7	3,6	3,4	3,2	3,0	2,7	2,7	1939
III	7,7	8,9	1943, 1956	8,9	8,8	8,5	8,3	8,1	7,9	7,7	7,5	7,0	6,3	5,9	5,9	1939
IV	10,4	12,6	1955	12,5	12,2	11,6	11,2	10,7	10,4	10,1	9,7	9,1	8,2	7,4	7,1	1939
V	13,7	16,3	1948	16,2	15,7	15,2	14,9	14,5	14,1	13,4	12,8	12,2	11,4	10,9	10,8	1947
VI	15,5	18,0	1939	17,6	16,8	16,4	16,1	15,8	15,5	15,2	14,8	14,3	13,9	13,7	13,7	1943, 1950
VII	14,3	19,6	1939	18,6	16,5	15,5	14,8	14,3	13,8	13,4	13,1	12,8	12,5	12,0	11,7	1945
VIII	11,3	14,0	1951	13,5	12,7	12,0	11,8	11,7	11,4	11,2	11,0	10,5	9,6	9,1	9,0	1955
IX	6,9	9,2	1957	9,0	8,4	7,9	7,4	7,1	6,8	6,6	6,3	5,9	5,5	5,2	5,2	1956
X	3,7	4,7	1947, 1955	4,7	4,5	4,1	3,9	3,7	3,6	3,5	3,3	3,3	3,2	3,1	3,1	1957
XI	1,9	2,4	1944, 1951	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,3	1,1	1,1	1939
XII	1,1	1,4	1947	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	1940

ченностью 80% — 14,3 ккал/см<sup>2</sup>; в июле соответственно 14,8 и 12,8 ккал/см<sup>2</sup>. Такие же соотношения сохраняются и в характеристиках других месяцев. Приведенные данные показывают, насколько сильно могут изменяться энергетические ресурсы погодных и атмосферных процессов от месяца к месяцу и от года к году. При этом следует учесть, что большие или малые суммы солнечной радиации обычно одновременно наблюдаются на обширных территориях суши или акваториях морей и океанов.

Существенные изменения в притоке солнечной радиации на земную поверхность наблюдаются и в тропических широтах Африки. Разности

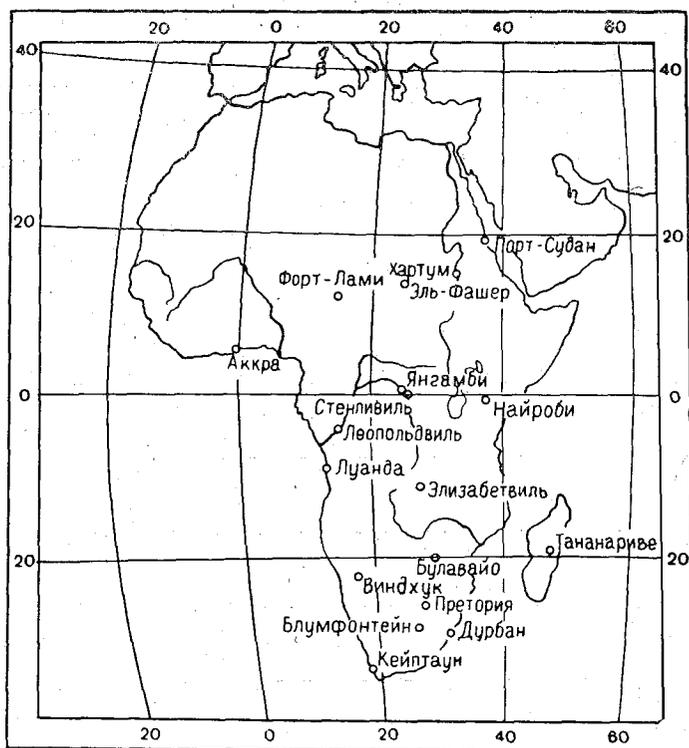


Рис. 1. Карта сети станций<sup>1</sup>.

между максимальными и минимальными месячными величинами достигают 40—50% от многолетних средних значений. Например, в Питсбурге (Южно-Африканская республика) максимальная величина суммарной радиации за сентябрь составляет 17 ккал/см<sup>2</sup>, а минимальная — 10 ккал/см<sup>2</sup>. Таких примеров много; они показывают, что и на территории Африки возможны значительные колебания в притоке солнечной радиации. Столь большие колебания в распределении солнечной радиации не могут не сказаться на характере развития циркуляционных процессов. В некоторых районах разности между максимальными и минимальными величинами составляют 35—45 ккал/см<sup>2</sup> год [5].

Если в распределении месячных и годовых величин отмечаются та-

<sup>1</sup> На карте и в дальнейшем тексте названия станций даны по состоянию на 1959 г. В настоящее время переименованы следующие станции: Стенливиль на Кисангани, Леопольдвиль на Киншасу и Элизабетвиль на Лубумбаши.

кие колебания, то надо полагать, что в распределении суточных величин эти различия будут еще больше.

Для получения суточных величин суммарной радиации были использованы материалы наблюдений 18 станций (рис. 1), опубликованные в работе [5]. Они послужили основой для вычисления обеспеченностей суточных величин суммарной радиации января, апреля, июля и октября. Окончательные выводы этих расчетов приведены в табл. 2. Полученные результаты позволяют дать пространственную и временную структуру элемента описываемого района.

Данные, помещенные в табл. 2, сняты с интегральных кривых распределения; исключение составляют средние значения, которые получены путем простого осреднения. Нетрудно видеть, что во всех районах Африки суточные величины суммарной солнечной радиации испытывают весьма большие колебания от дня ко дню внутри одного и того же месяца, хотя при этом общий уровень температуры воздуха остается постоянно высоким, но это еще не означает, что температурный режим не подвержен существенным изменениям. Суточные колебания температуры воздуха могут достигать  $10\text{--}12^\circ$  в умеренно влажных условиях и  $15\text{--}20^\circ$  в более пустынных условиях. Связи, характеризующие зависимость температуры воздуха от суммарной солнечной радиации, к сожалению, пока не исследованы.

Исторически так сложилось, что все внимание в производстве метеорологических наблюдений уделяли только основным элементам климата, таким, как температура воздуха, осадки, ветер и др. Наблюдения за солнечной радиацией долгое время велись на единичных станциях. В настоящее время число станций, производящих наблюдение за солнечной радиацией, невелико и сам период наблюдений мал (5 лет и менее). Конечно, данные, полученные за такой ряд наблюдений не могут претендовать на полноту и точность исследуемого вопроса, но тем не менее они дают яркую характеристику изменений в режиме суточных величин суммарной солнечной радиации на территории Африки.

Данные табл. 2 показывают, что суточные величины суммарной радиации испытывают значительные колебания как в экваториальных, так и в тропических и субтропических широтах. Особенно с большой изменчивостью величин приходится встречаться в экваториальной зоне, где облачный покров оказывает весьма существенное влияние на приток солнечной радиации. У экватора (Стенливилль, Янгамби) во все сезоны года суточные величины суммарной радиации могут варьировать от  $50\text{--}100$  до  $550\text{--}650$  кал/см<sup>2</sup>. Столь большие колебания в суточных величинах характерны для многих пунктов, приведенных на рис. 1.

Наиболее устойчивый режим в притоке радиации наблюдается в январе в засушливых районах Африки, где постоянно сохраняется ясная или малооблачная погода с облаками верхнего яруса. Примером могут служить данные Хартума и Эль-Фашера, где суточные величины в январе изменяются от  $300\text{--}400$  до  $500\text{--}550$  кал/см<sup>2</sup>. Несколько большие изменения испытывают солнечная радиация в апреле (от  $200\text{--}400$  до  $600\text{--}700$  кал/см<sup>2</sup>), июле (от  $200$  до  $600\text{--}650$  кал/см<sup>2</sup>) и октябре (от  $300\text{--}350$  до  $550\text{--}600$  кал/см).

Такое распределение суточных величин суммарной солнечной радиации будет характерно для всех пустынных районов Африки. По всей вероятности, наименьшая изменчивость суточных величин будет иметь место в тех пустынных областях Сахары, которые на громадных пространствах покрыты каменистым субстратом. В таких местах помутнение атмосферы за счет пыльных бурь наблюдается реже, чем

Таблица 2  
Суточные величины суммарной радиации  $Q$  кал/см<sup>2</sup> сут. на территории Африки различной обеспеченности

Станция	Средняя	Максимальная	Обеспеченность (%)												Минимальная
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95		
<b>Январь</b>															
Порт-Судан (1958—59)	384	473	465	460	440	430	420	405	390	370	315	240	195	156	
Хартум (1957—59)	450	509	495	480	460	470	460	455	445	435	425	415	410	403	
Эль-Фашер (1957—59)	458	540	540	525	505	490	475	460	450	430	415	390	380	333	
Форт-Лами (1958—59)	505	607	580	570	550	540	530	510	490	480	460	430	390	312	
Аккра (1956—59)	363	490	455	430	415	400	385	370	360	345	325	295	265	130	
Стэнливилль (1955—57)	399	560	530	520	500	480	460	425	400	360	320	245	180	50	
Янгамби (1955—59)	415	560	550	525	490	470	445	425	410	380	345	265	195	80	
Найроби (1957—59)	549	701	695	680	655	630	600	570	535	495	460	405	370	210	
Леопольдвилль (1954—59)	395	570	550	525	490	465	435	410	370	330	280	215	170	90	
Луанда (1957—59)	517	660	645	630	600	575	560	540	525	490	450	385	315	150	
Элизабетвилль (1954—59)	448	710	700	690	660	630	600	575	560	530	490	430	370	170	
Булавайо (1954—59)	547	770	755	735	690	650	605	560	510	455	400	335	290	200	
Виндхук (1954—59)	622	830	830	815	775	730	685	630	580	535	490	430	370	210	
Претория (1954—59)	548	780	740	720	680	645	610	570	530	480	405	315	250	120	
Блумфонтейн (1954—59)	643	840	830	815	780	750	720	690	645	590	525	410	300	120	
Дурбан (1954—59)	505	760	745	730	685	640	600	555	490	400	300	220	160	100	
Кейптаун (1954—59)	732	840	820	810	790	780	770	760	750	730	695	620	520	300	
Тананариве (1954—59)	542	740	720	700	670	630	590	550	515	470	410	315	250	140	
<b>Апрель</b>															
Порт-Судан	581	693	670	650	625	610	595	580	570	560	550	525	500	406	
Хартум	550	629	615	605	590	570	555	545	535	530	520	500	480	415	
Эль-Фашер	530	680	640	620	595	580	565	550	540	520	500	460	410	220	
Форт-Лами	600	708	700	690	670	660	650	630	610	590	550	490	400	137	
Аккра	494	622	620	610	590	580	550	525	500	455	395	300	230	117	
Стэнливилль	455	620	600	590	560	540	515	485	440	400	350	290	215	110	
Янгамби	446	670	610	600	560	540	500	480	435	400	340	260	200	70	
Найроби	490	690	615	590	560	540	515	490	465	445	420	385	350	300	
Леопольдвилль	445	640	590	570	540	510	490	460	435	405	370	310	240	130	
Луанда	465	615	600	580	555	540	515	490	470	440	390	330	270	97	
Элизабетвилль	466	640	605	575	540	520	500	485	460	430	385	325	270	190	
Булавайо	485	620	610	590	565	540	530	505	480	445	410	340	265	200	
Виндхук	494	620	600	580	555	540	520	505	490	470	450	380	320	100	
Претория	428	550	545	525	495	485	465	455	430	410	370	280	220	70	
Блумфонтейн	438	570	560	540	510	490	470	460	445	425	380	315	245	120	

Дурбан . . . . .	358	500	490	470	450	430	410	395	365	335	275	170	110	50
Кейптаун . . . . .	367	510	485	465	445	430	410	390	370	340	295	230	140	50
Тананариве . . . . .	461	610	580	560	530	505	475	460	435	420	400	360	330	100
И ю л ь														
Порт-Судан . . . . .	530	629	610	600	580	570	560	550	540	530	520	495	460	336
Хартум . . . . .	510	605	585	580	565	555	545	530	520	495	465	430	400	258
Эль-Фашер . . . . .	500	645	600	585	560	540	520	500	490	470	450	390	335	239
Форт-Лами . . . . .	540	679	655	645	625	600	585	560	530	495	455	400	375	344
Аккра . . . . .	360	598	560	520	480	430	395	360	320	300	270	220	170	108
Стэнливиль . . . . .	349	530	500	480	440	410	390	355	330	295	260	210	170	50
Янгамби . . . . .	345	590	530	480	440	420	395	370	340	310	260	210	160	80
Найроби . . . . .	311	560	520	500	435	385	340	300	260	225	190	155	125	80
Леопольдвиль . . . . .	313	480	465	445	410	380	345	320	290	260	220	180	145	90
Луанда . . . . .	302	430	420	405	385	370	340	320	295	265	220	180	150	70
Элизабетвиль . . . . .	486	565	555	545	525	510	495	485	475	470	455	435	405	300
Булавайо . . . . .	425	510	500	490	475	460	450	440	425	410	390	340	280	130
Виндхук . . . . .	432	480	475	465	460	450	445	440	430	420	410	395	375	270
Претория . . . . .	353	437	415	410	400	390	380	370	360	350	330	275	190	20
Блумфонтейн . . . . .	332	400	395	390	375	365	355	350	340	325	300	225	160	60
Дурбан . . . . .	280	360	350	340	320	315	305	300	290	275	250	200	160	40
Кейптаун . . . . .	234	320	320	310	295	285	275	255	230	200	165	120	90	60
Тананариве . . . . .	374	530	480	470	440	420	400	370	355	330	310	280	240	170

О к т я б р ь

Порт-Судан . . . . .	505	585	570	565	550	540	530	515	500	480	465	440	405	327
Хартум . . . . .	490	546	535	525	515	505	495	490	485	480	470	450	420	305
Эль-Фашер . . . . .	500	583	570	560	540	520	510	495	485	475	460	445	430	358
Форт-Лами . . . . .	575	657	640	640	620	610	600	585	575	560	550	510	485	130
Аккра . . . . .	475	607	590	580	550	530	520	500	475	440	400	320	275	174
Стэнливиль . . . . .	464	645	630	605	575	540	510	480	450	410	370	305	220	90
Янгамби . . . . .	412	610	600	570	530	500	470	440	400	360	295	220	180	70
Найроби . . . . .	503	649	640	620	590	570	550	510	500	470	430	360	310	167
Леопольдвиль . . . . .	389	598	580	535	490	460	430	405	370	335	280	220	180	100
Луанда . . . . .	466	620	600	580	550	530	500	475	450	425	395	350	285	170
Элизабетвиль . . . . .	574	700	690	670	645	630	610	585	570	545	495	430	370	250
Булавайо . . . . .	557	710	695	680	660	645	620	590	560	530	455	380	320	170
Виндхук . . . . .	633	800	785	760	735	710	695	680	650	600	530	440	380	260
Претория . . . . .	528	700	675	660	635	620	605	575	550	500	415	305	220	80
Блумфонтейн . . . . .	595	775	740	730	700	680	660	640	610	570	500	380	320	100
Дурбан . . . . .	402	670	640	620	580	540	490	440	375	295	220	140	95	40
Кейптаун . . . . .	547	730	705	680	650	630	605	580	540	490	430	350	280	170
Тананариве . . . . .	624	840	810	775	725	690	660	630	600	570	540	485	435	270

В условиях песчаного субстрата, а следовательно, и условия притока радиации будут подвержены меньшим изменениям.

Максимальная изменчивость суточных величин суммарной радиации наблюдается в январе в юго-восточной и южной частях тропической зоны южного полушария (Дурбан, Блумфонтейн, Претория и Виндхук). Здесь максимальные суточные величины суммарной радиации возрастают до 800—850 кал/см<sup>2</sup>, а минимальные снижаются до 100—200 кал/см<sup>2</sup>.

Данные, приведенные в табл. 2, были использованы для построения номограмм (рис. 2—5), с помощью которых удается проследить основные закономерности распределения суточных величин суммарной радиации как по территории Африки, так и во времени.

Из номограммы (рис. 2) видно, что в южной половине Африки в середине лета (январь) суточные величины суммарной радиации варьи-

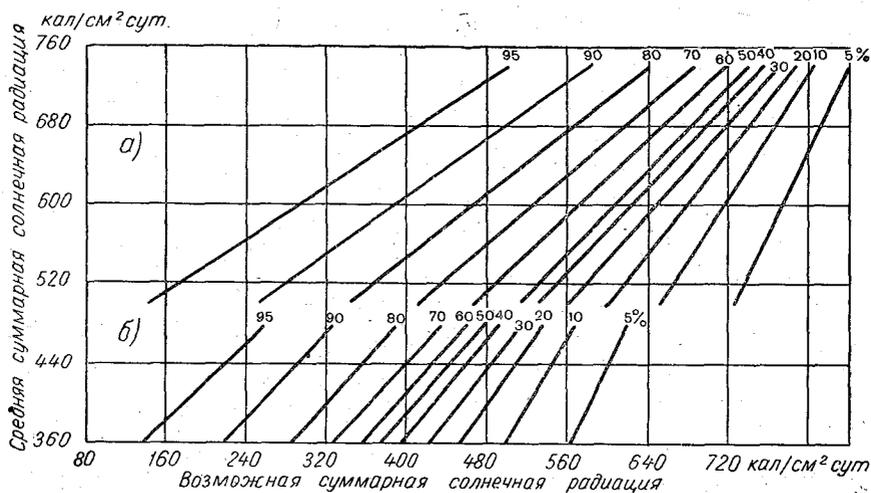


Рис. 2. Номограммы для расчета суточных величин суммарной солнечной радиации. Январь. Африка.

а — для экваториальных (облачных) и северных тропических (безоблачных, пустынных) районов Африки, б — для остальных районов Африки.

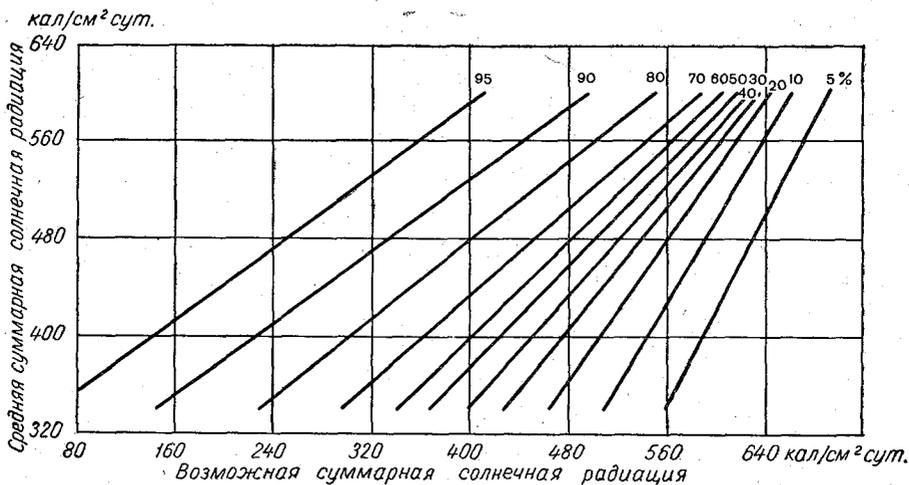


Рис. 3. Номограмма для расчета суточных величин суммарной солнечной радиации. Апрель. Африка.

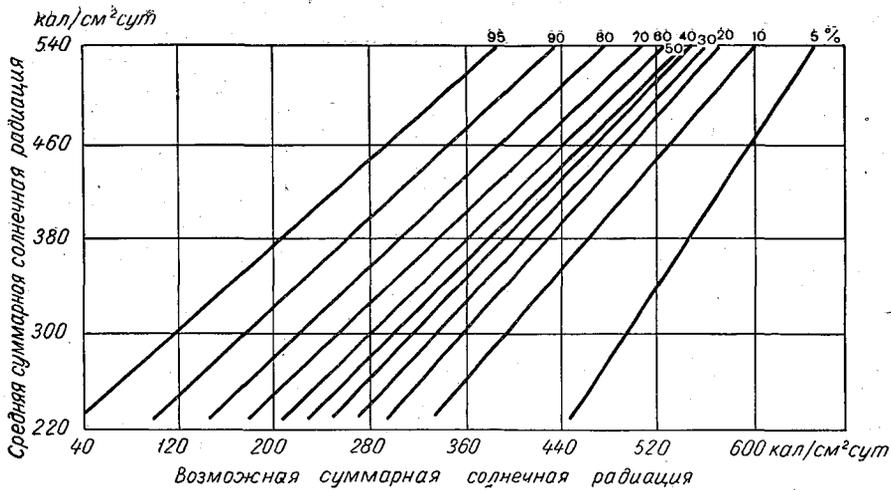


Рис. 4. Номограмма для расчета суточных величин суммарной солнечной радиации. Июль. Африка.

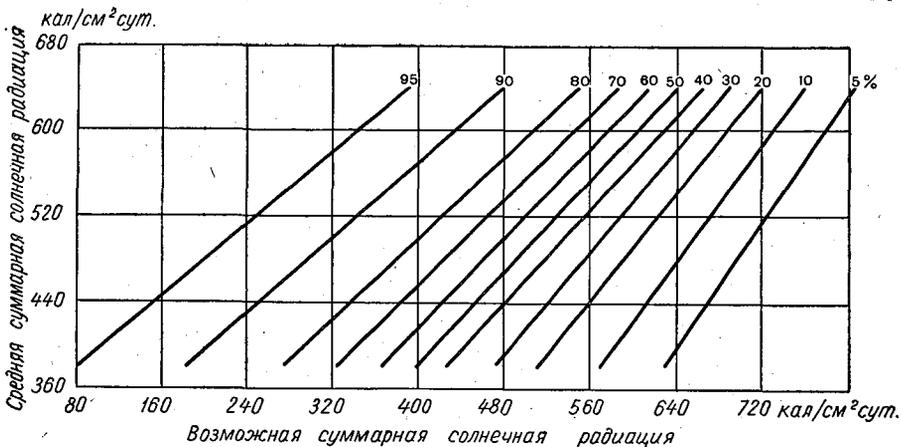


Рис. 5. Номограмма для расчета суточных величин суммарной солнечной радиации. Октябрь. Африка.

руют от 740 кал/см<sup>2</sup> на крайнем юге до 360 кал/см<sup>2</sup> в экваториальной полосе. Во влажной экваториальной части материка минимальные суточные величины составляют 460 кал/см<sup>2</sup>. В районах с менее устойчивым облачным покровом минимальные величины не бывают меньше 160 кал/см<sup>2</sup>, а максимальные более 560 кал/см<sup>2</sup> (Стэнливилль и Леопольдвилль в Конго). Нижняя половина номограммы отражает закономерности распределения суточных величин экваториальной зоны и средней полосы тропической зоны северного полушария (Хартум); здесь как бы «сживаются» два района, которые по режиму увлажнения прямо противоположны друг другу: один с постоянными дождями, а другой — без дождей. Но между ними есть нечто общее. Этим нечто общим является устойчивость, в одном случае облачности и дождей, в другом — ясного неба и отсутствие осадков.

Верхняя часть номограммы характеризует закономерности распределения суточных величин суммарной радиации в южном полушарии Африки. Видно, что с продвижением из экваториальных широт в тропические и субтропические суточные значения элемента возрастают, а их изменчивость уменьшается. На крайнем юге прибрежной полосы материка (Кейптаун) суточные величины суммарной радиации колеблются в пределах от 500 до 820 кал/см<sup>2</sup>, а в горной континентальной части — от 300—350 до 830 кал/см<sup>2</sup>.

Номограммы (рис. 3—5) суточных величин суммарной радиации, составленные для апреля, июля и октября, дают наглядное представление о распределении исследуемого элемента по территории Африки. Они показывают, что с общим увеличением суммарной радиации изменчивость уменьшается. Внешним признаком такого распределения суточных величин суммарной радиации служит сужение верхней части номограмм. Анализ показывает, что экстремально малые суточные величины менее обычны, чем экстремально большие. Эта особенность подчеркивается разреженностью линий 95, 90, 80, 20, 10 и 5-процентных обеспеченностей. Первые три линии, относящиеся к большим процентам обеспеченностей, имеют большую разреженность, чем вторые три линии, относящиеся к малым процентам обеспеченностей.

Суточные величины суммарной солнечной радиации наиболее изменчивы в переходные периоды и в зиму соответствующего полушария, когда облачный покров неустойчив.

### Выводы

1. Месячные величины суммарной солнечной радиации в отдельные годы могут значительно отклоняться от многолетних средних значений (на 20—40% больше или меньше нормы).

2. Изменения, наблюдаемые в распределении суммарной радиации, охватывают, как правило, большие территории, обуславливая существенные колебания температурного режима, режима увлажнения и других метеорологических элементов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. и Ефимова Н. А. О тепловом балансе земной поверхности. Метеорология и гидрология, № 4, 1964.
2. Пивоварова З. И. и Дворкина М. Д. Исследование однородности рядов актинометрических наблюдений и возможность приведения их к длительному периоду. Труды ГГО, вып. 179, 1965.
3. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеорологический издат., Л., 1961.
4. Ярославцев И. Н. О колебаниях сумм теплоты от радиации солнца и неба и распределении энергии этих радиаций во времени для Ташкента. Сб. I. «Использование солнечной энергии». АН СССР, 1957.
5. Quarterly Radiation Bulletin, v. 1—6, Pretoria, 1954—1959.

А. Н. ЛЕБЕДЕВ

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСЯЧНЫХ И ГОДОВЫХ СУММ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ АФРИКИ

Рассматриваются основные закономерности географического распределения многолетних средних месячных и годовых сумм осадков, их точность в зависимости от длины ряда наблюдений, межгодовая изменчивость месячных и годовых величин в различных районах Африки. Пространственно-временные закономерности распределения осадков характеризуются типовыми интегральными кривыми и номограммами.

### Материалы

Для экономических, торговых и культурных связей СССР с зарубежными странами необходимо знать климатические особенности различных частей света. При этом часто интересуются данными климата экваториальных, тропических и субтропических широт. Однако систематизированные материалы и методика их обобщения по районам низких широт отсутствуют. В связи с чем получение даже простых климатических справок сопряжено с большими трудностями.

В настоящей статье рассматриваются некоторые особенности географического распределения месячных и годовых сумм осадков, их многолетние средние значения и изменчивость осадков от года к году. Для описания указанных закономерностей были использованы материалы наблюдений, опубликованные в периодической печати [10], вычислены многолетние средние и рассчитаны величины месячных и годовых сумм осадков различной обеспеченности. Распределение средних величин по территории Африки иллюстрировано данными 1565 станций, а суммы осадков различной обеспеченности — данными 190 станций.

Ввиду постоянного совершенствования сети станций и несистематического поступления данных в СССР приходится пользоваться разнородными материалами, относящимися к различным периодам наблюдений. Из 1565 станций лишь половина имеет период наблюдений более 20 лет и только 175 станций — свыше 41—50 лет. По слабоосвещенным в метеорологическом отношении районам пришлось воспользоваться наблюдениями за 11—20 лет и менее. Обеспеченности вычислялись преимущественно по данным за периоды более 30 лет, но в ряде случаев привлекались и данные за 15—30 лет.

Конечно, при наличии такого большого разнообразия в периодах наблюдений интересно было знать, как сказывается длина ряда на точность многолетних средних величин. Известно, что точность средних зависит

не только от длины периода, но и от изменчивости элемента, которая не остается постоянной по территории и от сезона к сезону. Поэтому надо было определить еще значения коэффициента вариации ( $C_v$ ) для станций, находящихся в различных физико-географических условиях Африки. Такие расчеты выполнены по данным 30 станций с периодами наблюдений 30—50 лет и более. Результаты вычислений представлены на рис. 1. С помощью такого графика ошибка многолетней средней легко оценивается в зависимости от числа лет наблюдений и коэффициента вариации.

На рис. 1 по оси абсцисс нанесены значения средней погрешности в процентах от многолетней величины ( $\mu$ ), по оси ординат — число лет

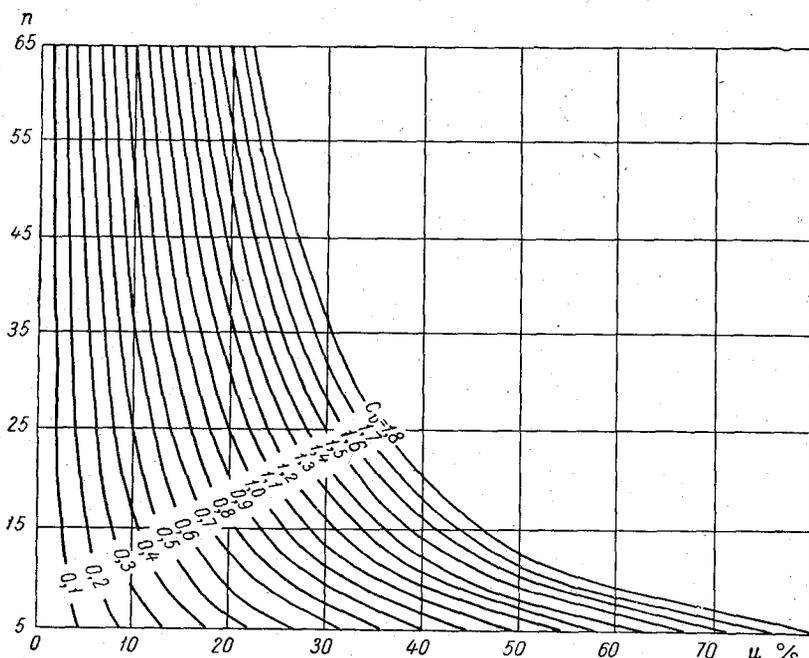


Рис. 1. Номограмма для определения погрешности ( $\mu$ %) средних сумм осадков в зависимости от длины периода наблюдений ( $n$ ) и коэффициента вариации ( $C_v$ ).

наблюдений  $n$ , а в поле координат лежат кривые коэффициентов вариации  $C_v$ . Зная  $n$  и  $C_v$  нетрудно определить погрешность средней для данного периода наблюдений с вероятностью 65—70%; для вероятности 95% эти погрешности будут вдвое больше, а для вероятности, 100% — втрое больше. График позволяет оценить степень надежности всех материалов, привлеченных для картирования месячных и годовых сумм осадков и их распределения по территории континента. Содержание графика служит основой и для получения надежных данных, снимаемых с номограмм.

Коэффициенты вариации месячных и годовых сумм осадков вычислялись по наблюдениям станций, имеющих периоды 31—50 лет и более. При этом станции выбирались таким образом, чтобы можно было по возможности охватить почти весь диапазон возможных изменений, связанных как с сезонными колебаниями, так и с физико-географическими особенностями территории.

Данные, положенные в основу графика (рис. 1), были вычислены по формуле

$$n = \frac{10^4 C_v^2}{(\mu \%)^2},$$

где  $n$  — число лет наблюдений,  $C_v$  — коэффициент вариации,  $\mu$  — средняя ошибка арифметической середины.

Критериями для оценки изменчивости месячных и годовых сумм осадков по территории внутри года, от месяца к месяцу и в течение периода от года к году могут служить данные, приведенные в табл. 1. Коэффициенты вариации показывают, что сравнительно малые их значения ( $C_v < 1,00$ ) наблюдаются в районах с относительно равномерным увлажнением во все месяцы года и в районах, с сезонным ходом осадков в дождливые месяцы; большие значения коэффициентов вариации ( $C_v = 1,00 - 2,00$  и более) характерны для засушливых районов, а также для начала и конца дождливого периода, то есть для территории, где осадки имеют резко выраженный сезонный ход.

Для пустынных областей и зоны саванн, где сухое время года является по сути дела бездождным периодом, коэффициенты вариации и средние квадратические отклонения не вычислялись. В табл. 1 для этих месяцев стоит прочерк (—), который означает, что в данном месяце осадки встречаются не чаще 40—45% всех лет наблюдений. Данные  $C_v$  и  $\delta$  показывают, что в условиях Африки засушливые черты климата развиты довольно широко. Величины  $C_v$  и  $\delta$  и их географическое распределение в течение года хорошо согласуется с ландшафтными особенностями континента. По А. П. Ильинскому [2] 35,4% территории Африки занимают саванны, 39,3% — пустыни, 9,6% — саванновые пустыни и лишь около 8—9% умеренно влажные или переувлажненные области.

Значения коэффициентов вариации годовых сумм осадков редко где достигают 1,00. В таких засушливых районах, как Марракеш (Марокко), Эль-Фашер (Судан), Хартум (Судан) и Ниамей (Верхняя Вольта) они составляют 0,45—0,95. В саваннах и в районах с более устойчивым режимом осадков значения  $C_v = 0,15 - 0,25$ . Однако следует иметь в виду, что для некоторых областей абсолютные значения средних квадратических отклонений оказываются весьма существенными. Например, в Калабаре (Нигерия) при  $C_v = 0,17$  среднее квадратическое отклонение достигает 550 мм, что соответствует годовой норме 3250 мм. Это означает, что в Калабаре в 65—70% лет годовое количество осадков колеблется в пределах от 2700 до 3800 мм.

### Распределение осадков

С развитием колонизации много внимания уделялось изучению климата Африки, особенно распределению осадков. И это понятно поскольку в условиях субтропических и тропических широт режим увлажнения является основным фактором, определяющим работу сельскохозяйственного производства. Практиков, как правило, интересуют осадки, особенно сезонные, от которых зависит урожай.

Первая карта (масштаб 1:25 000 000) годовых сумм осадков была составлена Фраунбергом в 1906 г. [7]. Изогеты на карте проведены через 200 мм при годовых суммах от 200 до 1000 мм, через 300—400 мм — от 1000 до 2000 мм и через 1000 мм — при величинах свыше 2000 мм. Сложные орографические районы с пестрым распределением осадков (побережье Камеруна и восточная горная область экваториальной

Средние значения квадратических отклонений  $\sigma$  и коэффициентов вариации  $C_v$  месячных и годовых сумм осадков на территории Африки

Станции	Характеристики изменчивости	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Марракеш (Марокко)	$\sigma$ $C_v$	19 0,84	24 0,87	34 0,84	35 1,20	20 1,17	—	—	—	12 1,07	19 0,94	27 0,75	28 0,99	71 0,28
Алжир (Алжир)	$\sigma$ $C_v$	64 0,57	50 0,60	49 0,76	43 0,82	32 0,82	5 0,36	—	—	34 1,04	59 0,75	72 0,66	66 0,54	155 0,21
Тунис (Тунис)	$\sigma$ $C_v$	39 0,65	35 0,67	35 0,78	27 0,75	19 0,89	18 2,00	4 1,50	13 1,80	31 1,07	34 0,75	38 0,79	49 0,75	85 0,20
Александрия (ОАР)	$\sigma$ $C_v$	33 0,64	19 0,67	11 1,04	—	—	—	0 0	0 0	—	—	30 0,90	40 0,68	68 0,35
Эль-Фашер (Судан)	$\sigma$ $C_v$	—	—	—	—	13 1,26	17 1,11	66 0,65	71 0,52	26 0,77	11 1,70	—	—	127 0,42
Хартум (Судан)	$\sigma$ $C_v$	0	0	—	—	—	—	46 0,83	54 0,80	17 1,00	—	—	0 0	83 0,52
Вау (Судан)	$\sigma$ $C_v$	—	—	21 0,95	42 0,63	47 0,34	53 0,31	71 0,37	74 0,33	63 0,37	51 0,40	21 1,37	—	223 0,20
Батерст (Гамбия)	$\sigma$ $C_v$	—	—	—	—	—	52 0,71	140 0,52	169 0,34	104 0,39	61 0,69	—	—	326 0,27
Фригаун (Сьерра Леоне)	$\sigma$ $C_v$	—	—	37 1,48	71 0,91	104 0,50	191 0,42	226 0,25	244 0,28	147 0,23	99 0,36	63 0,45	27 0,95	596 0,16
Ниамей (Верхняя Вольта)	$\sigma$ $C_v$	—	—	—	15 1,76	42 1,10	40 0,50	62 0,44	77 0,39	46 0,51	16 1,09	—	—	161 0,28
Калабар (Нигерия)	$\sigma$ $C_v$	48 1,15	56 0,76	88 0,51	85 0,33	134 0,43	106 0,40	178 0,39	224 0,53	135 0,33	105 0,34	188 0,41	48 0,99	552 0,17

Лагос (Нигерия)	$\sigma$	40	47	57	62	107	157	182	112	96	103	45	33	382
	$C_v$	1,43	1,01	0,56	0,42	0,40	0,34	0,67	1,78	0,69	0,48	0,65	1,22	0,20
Добунджа (Камерун)	$\sigma$	120	183	226	194	253	594	539	460	524	358	277	317	2288
	$C_v$	0,65	0,64	0,56	0,43	0,43	0,42	0,37	0,33	0,36	0,32	0,48	1,07	0,24
Аддис-Абеба (Эфиопия)	$\sigma$	—	41	51	59	68	87	60	75	87	26	—	—	240
	$C_v$	—	1,07	0,78	0,68	0,74	0,60	0,21	0,25	0,43	1,27	—	—	0,19
Джибути (Сомали)	$\sigma$	18	27	—	—	—	—	—	10	—	—	—	15	78
	$C_v$	1,53	2,43	—	—	—	—	—	1,48	—	—	—	1,40	0,71
Луиса (Конго)	$\sigma$	59	50	80	76	34	—	—	30	45	73	94	72	227
	$C_v$	0,34	0,32	0,38	0,44	0,78	—	—	0,86	0,40	0,43	0,41	0,33	0,15
Кинду (Конго)	$\sigma$	57	57	62	52	57	23	25	53	41	68	64	84	223
	$C_v$	0,32	0,38	0,33	0,34	0,53	0,78	0,76	0,77	0,36	0,43	0,32	0,39	0,14
Энлебе (Уганда)	$\sigma$	49	50	64	87	107	67	44	45	35	42	61	63	238
	$C_v$	0,70	0,57	0,41	0,33	0,43	0,56	0,58	0,58	0,47	0,45	0,48	0,55	0,16
Занзибар (Танзания)	$\sigma$	51	58	82	174	141	56	38	32	28	58	92	92	322
	$C_v$	0,84	0,97	0,51	0,50	0,56	1,02	0,86	0,84	0,58	0,67	0,50	0,63	0,22
Луанда (Ангола)	$\sigma$	45	39	64	79	—	—	—	—	—	7	26	34	53
	$C_v$	1,38	1,08	0,84	0,67	—	—	—	—	—	1,15	0,96	1,33	0,15
Гибсон (ЮЗ Африка)	$\sigma$	43	35	38	16	—	—	—	—	—	—	20	22	82
	$C_v$	1,22	0,82	1,22	1,18	—	—	—	—	—	—	1,57	1,26	0,52
Маун (Бечуаналенд)	$\sigma$	70	76	72	29	—	—	—	—	—	18	29	38	133
	$C_v$	0,63	0,78	0,83	1,21	—	—	—	—	—	1,08	0,70	0,45	0,29
Бейра (Мозамбик)	$\sigma$	169	149	168	67	38	26	28	31	25	38	114	155	358
	$C_v$	0,58	0,66	0,64	0,61	0,64	0,72	0,83	1,04	1,10	1,17	0,87	0,64	0,24
Йоханнесбург (ЮАР)	$\sigma$	85	72	60	36	27	—	—	—	25	40	73	61	191
	$C_v$	0,56	0,56	0,52	0,83	1,14	—	—	—	1,04	0,58	0,57	0,42	0,22
Кимберли (ЮАР)	$\sigma$	38	45	41	31	19	8	11	18	26	29	30	45	115
	$C_v$	0,65	0,73	0,51	0,84	1,00	1,30	1,68	2,12	1,70	1,06	0,76	0,91	0,28
Дурбан (ЮАР)	$\sigma$	49	80	103	72	61	78	61	41	40	102	62	56	281
	$C_v$	0,44	0,60	0,72	0,79	1,00	1,87	1,65	0,95	0,62	0,85	0,52	0,43	0,26
Кейптаун (ЮАР)	$\sigma$	20	12	15	34	40	63	42	37	30	22	15	17	109
	$C_v$	1,06	0,92	0,80	0,69	0,47	0,62	0,44	0,46	0,51	0,56	0,66	0,89	0,14

Африки) представлены небольшими врезками в более крупном масштабе. Карта и врезки опубликованы в красочном изображении.

В Англии в 1911 г. была издана монография по климату Африки А. Кноха [8]. Наряду с другими метеорологическими элементами в ней широко освещаются вопросы увлажнения. Книга иллюстрирована картами месячных и годовых сумм осадков в масштабе 1 : 40 000 000. Хотя эта работа вышла значительно позднее, чем работа Фраунбергера, однако приведенная в ней карта годовых величин осадков имеет более схематичный вид.

По своему содержанию материалы, приведенные Фраунбергером и Кнохом, сильно устарели и в настоящее время могут представлять лишь методический интерес.

В Главной геофизической обсерватории (ГГО) в 1964 г. для составления климатических карт месячных и годовых сумм осадков по территории Африки привлечены материалы наблюдений 1565 станций. Погрешности величин в зависимости от длины ряда и изменчивости элемента оценивались количественно с помощью графика (рис. 1). В данной работе дается только одна карта годовых сумм осадков (рис. 2).

На карте изогиеты проведены через 10, 25, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1600, 2000, 3000, 4000 и 5000 мм. В районах, где за год выпадает более 5000 мм, указана максимальная сумма осадков. Имеющиеся в распоряжении автора материалы наблюдений не позволяют дать большую детализацию, особенно для горных районов.

К самой засушливой части Африки относится область Ливийской пустыни и прилегающие к ней районы с юга. Эта область представляет собой восточную часть Сахары, где в среднем за год выпадает менее 10 мм осадков. В отдельных районах этой части Сахары осадки наблюдаются исключительно редко; в оазисе Дахла многолетняя средняя годовая сумма осадков почти равна нулю (0,1 мм). В центральных районах Сахары, оконтуренных изогией 25 мм, в среднем за год выпадает 10—20 мм, местами 2—5 мм осадков. Большая часть Сахары окаймляется изогией 50 мм. Таким же засушливым является юго-западное побережье Африки (Ангола, Юго-Западная Африка). Пустынный ландшафт территории распространяется на всю площадь равнинной и слабогористой местности, где годовое количество осадков не превышает 100 мм.

Области сильного преувлажнения лежат в прибрежной части западного Камеруна и юго-восточной части Нигерии. Здесь находится самое дождливое место Африки — Дебунджа, где (согласно данных 1895—1911 гг. и 1926—1929 гг.) выпадает 9600 мм в год. В некоторых официальных источниках [1] годовая карта осадков в Дебундже определяется суммой в 10170 мм; при этом указано, что данная сумма получена из наблюдений за период 1896—1934 гг. К сожалению, этим периодом наблюдений мы не располагали. Часто норма Дебунджи дается округленной величиной, равной 10 000 мм в год.

В абсолютном выражении годовые суммы осадков Дебунджи сильно изменяются, хотя коэффициент вариации и невелик ( $C_v = 0,24$ ). В наиболее дождливый год (1902 г.) в Дебунджи выпало 14 133 мм, а в наименее дождливый (1909 г.) — 6188 мм. Другим районом обильных осадков является побережье Либерии (4000—5000 мм в год).

Интересно, что сухие области Африки находятся сравнительно недалеко от самых дождливых; Дебунджа находится в 950 км от сахарской границы. На этом расстоянии годовые суммы осадков изменяются в 100—200 раз. И все это наблюдается в тропических широтах северной

части Африки. В южном полушарии такие контрасты не встречаются, хотя и там имеются пустыни.

В континентальной части экваториальной зоны (до 5° севернее и южнее экватора) осадки менее обильны, чем в Западном Камеруне. Это объясняется с одной стороны орографическими факторами, а с другой — неблагоприятными энергетическими условиями. Частично

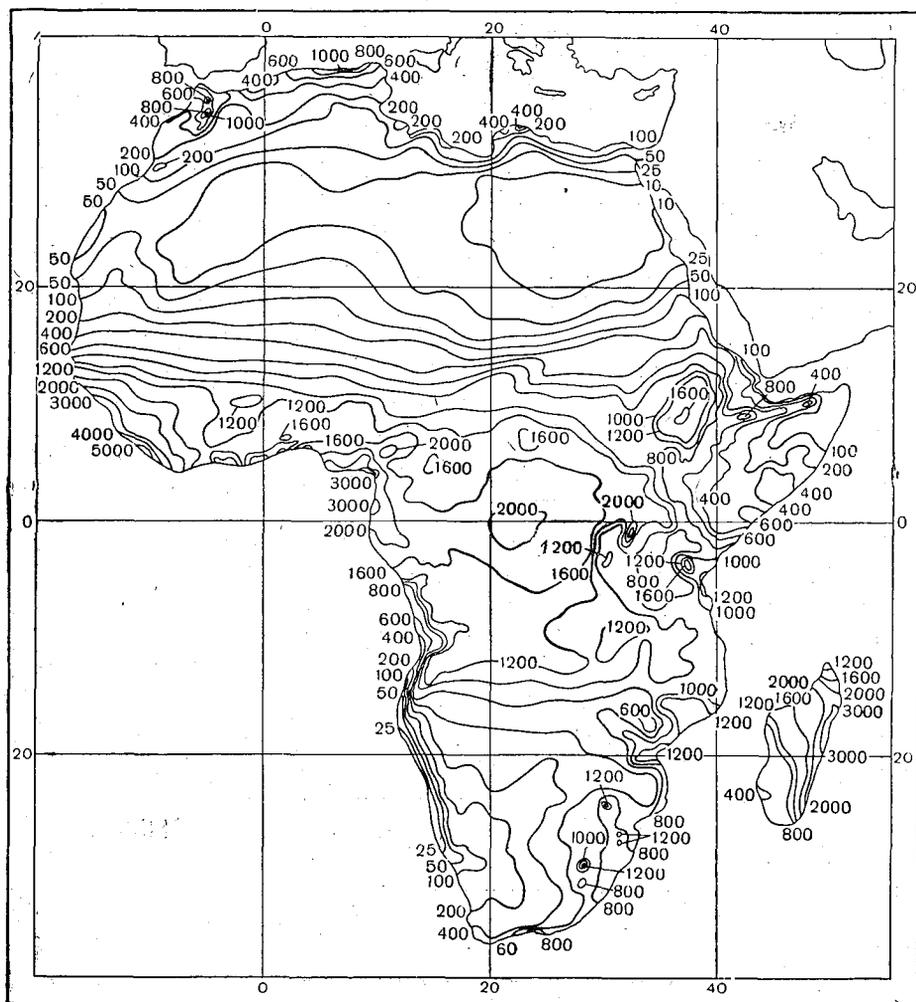


Рис. 2. Карта годовых сумм осадков (мм) на территории Африки.

указанное явление может быть обусловлено и тем, что во внутренних районах экваториальной зоны муссонная циркуляция неактивна.

Не останавливаясь на более подробном анализе карты (рис. 2), укажем, что годовые суммы осадков могут значительно варьировать как под влиянием орографических причин, так и характера циркуляции атмосферы, времени года и океанических течений.

Коэффициенты вариации годовых величин колеблются от 0,15 до 1,00, но в большинстве случаев они равны 0,20—0,30 (табл. 1). В табл. 2 приведены многолетние средние годовые суммы осадков, максимальные и минимальные их величины с указанием лет, в которые они были

Годовые суммы осадков различной обеспеченности. Африка

Станция	Среднее годовое количество осадков (мм)		Обеспеченность (%)											Минимальное количество	
	мм	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	мм	год
Марракеш (Марокко)	251	1949	386	350	316	294	273	256	236	216	192	162	146	134	1945
Алжир (Алжир)	716	1954	974	931	864	808	760	714	669	624	574	520	476	361	1897
Тунис (Тунис)	417	1934	560	530	490	460	430	410	390	360	330	300	270	248	1945
Александрия (ОАР)	194	1897	304	280	248	228	212	198	184	163	133	102	75	33	1931
Форт Лаперрин	45	1933	143	118	72	52	39	31	24	19	14	9	7	6	1935
Эль Фашер (Судан)	302	1954	584	510	410	332	300	274	249	223	196	170	150	106	1926
Хартум (Судан)	158	1938	332	278	222	191	163	142	124	106	87	69	57	32	1899
Вау (Судан)	1150	1960	1510	1410	1310	1225	1160	1110	1065	1020	970	910	870	791	1913
Батерст (Гамбия)	1221	1884	1830	1650	1480	1380	1290	1200	1120	1030	930	840	770	624	1913
Фритаун (Сьерра-Леоне)	3655	1896	4730	4410	4020	3830	3710	3570	3440	3320	3190	3000	2740	2602	1914
Ниамай (Верхняя Вольта)	573	1952	900	780	688	624	582	552	525	490	452	390	336	306	1944
Кадабар (Нигерия)	3068	1927	4130	3700	3525	3385	3230	3050	2880	2730	2579	2410	2330	2285	1919
Лагос (Нигерия)	1853	1917	2365	2235	2115	2045	1995	1890	1805	1700	1570	1365	1255	1130	1912
Дебунджа (Камерун)	9578	1902	14120	12200	11300	10640	10040	9450	8940	8300	7500	7000	6820	6818	1909
Аддис-Абеба (Эфиопия)	1266	1947	1750	1695	1455	1355	1275	1215	1150	1105	1045	990	960	946	1950
Джибути (Сомали)	111	1957	266	235	189	156	129	108	86	66	46	27	16	3	1928
Луиса (Конго)	1539	1948	2060	1820	1650	1590	1550	1520	1470	1430	1370	1290	1230	1108	1932
Кинду (Конго)	1601	1936	2080	1930	1760	1670	1600	1550	1500	1460	1420	1370	1340	1286	1933
Эндеббе (Уганда)	1531	1923	2030	1840	1690	1610	1550	1500	1450	1400	1350	1250	1150	998	1939
Занзибар (Танзания)	1359	1906	2060	1730	1590	1500	1410	1320	1230	1140	1050	950	850	550	1898
Луанда (Ангола)	340	1916	675	580	465	380	345	310	275	240	205	160	120	73	1914
Гифеон (ЮЗ Африка)	160	1950	358	304	230	188	154	130	112	101	90	79	67	44	1941
Маун (Бечуаленд)	460	1925	740	644	548	502	465	435	408	382	355	319	270	221	1927
Бейра (Мозамбик)	1461	1958	2170	1965	1740	1625	1515	1420	1335	1245	1150	1045	970	823	1933
Йоханнесбург (ЮАР)	871	1917	1250	1140	1010	930	880	830	790	750	710	660	620	570	1935
Кнмберли (ЮАР)	1091	1943	646	576	500	466	440	410	380	340	300	260	236	216	1919
Дурбан (ЮАР)	1091	1917	1600	1460	1250	1180	1130	1080	1020	950	870	770	720	646	1950
Кейптаун (ЮАР)	600	1902	815	770	760	650	615	580	560	520	490	450	430	418	1930

отмечены, и суммы обеспеченностью 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%. Они отражают основные особенности распределения годовых сумм осадков по территории Африки и дают наглядное представление о тех изменениях, которые претерпевают осадки во времени, то есть раскрывают их временную структуру.

Анализ значений  $C_v$  показывает, что в условиях пустынного климата изменчивость годовых сумм осадков составляет 0,90—1,00. Отсюда следует, что средние квадратические отклонения близки к нормам осадков. В центральных частях Сахары и в Намибе  $C_v$  могут быть значительно больше единицы, а квадратические отклонения — больше нормы. В условиях засушливых тропических степей  $C_v$  меньше и, по всей вероятности, они нигде не достигают единицы, сохраняясь в пределах 0,50—0,90 (Ниамейя, Хартум, Александрия и др.). В районах с развитой муссонной циркуляцией и в экваториальной зоне коэффициенты изменчивости не превышают 0,15—0,30. В частности, в Дебундже  $C_v$  равняется 0,24, что соответствует  $\sigma = 2288$  мм.

Во внутренних частях Сахары и Намиба средние годовые суммы осадков меньше 10—20 мм. Для таких районов расчеты обеспеченностей и коэффициентов изменчивости фактически не имеют практического смысла. В годы с максимальным количеством осадков их суммы не превышают 50—150 мм. К тому же осадки, как правило, выпадают в виде кратковременных сильных ливней. При высоких температурах, малой влажности воздуха и интенсивном испарении такие осадки не могут быть эффективно использованы даже скудной растительностью пустынь. По наблюдениям станций Адара, Себха и Свакопмунд сахарские ливни более обычны и более обильны, чем намибские (на юго-западном побережье Африки). Так, в Свакопмунде при годовой норме 14 мм максимум осадков за год достигал 34 мм, а в Адаре при норме 18 мм (на севере Сахары) — 122 мм. По этим данным можно заключить, что у юго-западных берегов Африки инверсионная структура атмосферы, формирующаяся под влиянием холодного Бенгельского течения и пассатной циркуляции, отличается весьма устойчивым режимом. Более крупные максимумы годовых сумм осадков, наблюдающиеся на севере Сахары, очевидно, связаны с периодами активной циклонической циркуляции над Средиземным морем.

В горах центральной части Сахары (Форт Лаперрин, 1378 м), где абсолютные отметки значительны, осадков выпадает несколько больше, чем на равнине. Однако различие невелико и не может изменить характерных признаков пустыни. Даже общее понижение температуры, связанное с большой высотой нагорья Ахаггара (3003 м), не играет решающей роли для режима увлажнения. В Форт Лаперрине, при норме 45 мм, в 50% лет суммы осадков менее 30 мм и в 50% более 30 мм; в самый дождливый 1933 г. здесь выпало 159 мм осадков, а в самый сухой 1935 г. — 6 мм.

Из данных табл. 2 видно, что при одинаковых средних многолетних величинах распределение осадков по градациям обеспеченностей подчиняется одной и той же закономерности. В частности, в Тунисе (Тунис) при норме 417 мм и в Кимберли (Южно-Африканская Республика) при норме 410 мм распределение осадков по градациям обеспеченностей имеет один и тот же характер. На эту особенность указывает автор в работе [6], где приведены номограммы для расчета годовых сумм осадков различной обеспеченности. При этом погрешности рассчитанных величин в 70% случаев не превышают  $\pm 5\%$  сумм, вычисленных по материалам наблюдений.

В табл. 3 помещены многолетние средние, максимальные и мини-

Таблица 3

## Месячные суммы осадков различной обеспеченности. Африка

Станция	Среднее месячное количество осадков		Обеспеченность (%)												Минимальное количество	
	мм	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	мм	год	
Январь																
Марракеш (Марокко) . . . . .	86	1940	61	50	38	31	25	20	15	10	5	2	1	0	В 3 годах	
Алжир (Алжир) . . . . .	112	1923	228	200	169	145	127	110	94	76	55	32	19	6	1925, 1926	
Тунис (Тунис) . . . . .	60	1940	144	116	89	74	64	54	45	37	29	19	12	1	1897	
Александрия (ОАР) . . . . .	52	1897	111	101	86	73	61	49	38	28	20	13	9	3	1936	
Форт Лапёррн (Алжир) . . . . .	3	1933		68% из 23 лет												
Эль-Фашер (Судан) . . . . .	0,0	1959		98% из 43 лет												
Хартум (Судан) . . . . .				100% из 51 года												
Вау (Судан) . . . . .	11	1928		86% из 56 лет												
Батерст (Гамбия) . . . . .	0,4	1935		93% из 58 лет												
Фритаун (Сьерра-Леоне) . . . . .	6	1928		62% из 52 лет												
Ниамай (Верхняя Вольга) . . . . .	0,6	1906		88% из 32 лет												
Калабар (Нигерия) . . . . .	41	1917	180	117	68	51	42	31	22	13	4	0	0	0	В 9 годах	
Лагос (Нигерия) . . . . .	28	1896	137	66	41	31	24	17	11	5	1	0	0	0	В 8 годах	
Дебунджа (Камерун) . . . . .	185	1903	400	360	302	242	198	164	134	110	86	50	10	0	1902	
Аддис-Абеба (Эфиопия) . . . . .	14	1936		40% из 43 лет												
Джибути (Сомали) . . . . .	12	1958	63	36	19	13	8	4	2	1	1	1	0	0	В 6 годах	
Лунса (Конго) . . . . .	174	1947	296	259	221	201	183	168	153	140	126	109	93	75	1945	
Кинду (Конго) . . . . .	181	1955	270	256	235	218	202	183	166	146	129	111	97	85	1946	
Эндеббе (Уганда) . . . . .	69	1947	170	140	107	83	69	57	48	39	30	19	13	6	1923	
Занзибар (Танзания) . . . . .	60	1925	147	121	99	82	68	54	42	30	19	9	4	0	1920	
Луанда (Ангола) . . . . .	33	1917	137	103	70	44	21	10	5	2	0	0	0	0	В 11 годах	
Гиедон (ЮЗ Африка) . . . . .	36	1904	151	103	54	40	30	22	16	11	5	1	0	0	1946	
Маун (Белуаленд) . . . . .	110	1964	264	180	152	131	114	100	86	75	64	45	29	14	1924	
Бейра (Мозамбик) . . . . .	291	1952	690	524	400	326	293	268	241	205	161	109	66	11	1922	

Йоханнесбург (ЮАР) . . . . .	163	508	1909	276	247	214	186	161	139	120	101	85	67	54	22	1943
Кимберли (ЮАР) . . . . .	58	214	1898	131	108	81	68	58	49	40	54	28	20	13	6	1926
Дурбан (ЮАР) . . . . .	111	242	1920	205	178	153	133	117	104	91	79	68	55	45	35	1926
Кейптаун (ЮАР) . . . . .	19	129	1901	54	40	25	20	17	14	12	9	6	3	2	0	В 3 годах

Июль

Марракеш (Марокко) . . . . .	2	26	1935	250	214	154	118	94	78	68	59	50	40	33	13	1947
Алжир (Алжир) . . . . .	3	30	1948	146	127	96	74	57	43	31	22	13	6	3	0	1912, 1917
Тунис (Тунис) . . . . .	3	18	1901	335	296	260	225	200	185	174	163	148	120	90	60	1913
Александрия (Египет) . . . . .	2	18	1932	550	444	376	318	278	242	215	186	155	123	108	76	1913
Форт-Лаперри (Алжир) . . . . .	101	277	1930	1360	1242	1080	1002	930	871	822	774	728	654	600	498	1899
Эль-Фашер (Судан) . . . . .	55	165	1925	280	224	190	165	144	127	112	100	88	70	50	29	1944
Хартум (Судан) . . . . .	192	350	1923	838	745	594	540	494	444	395	350	306	260	210	186	1914
Вау (Судан) . . . . .	268	698	1923	604	498	428	374	317	268	213	158	100	50	24	4	1936
Батерст (Гамбия) . . . . .	906	1454	1905	2500	2050	1820	1660	1520	1390	1270	1160	1070	940	800	739	1927
Фритаун (Сьерра-Леоне) . . . . .	139	313	1957	408	370	331	308	291	280	267	253	237	220	207	195	1907
Ниамай (Верхняя Вольта) . . . . .	461	917	1927	838	745	594	540	494	444	395	350	306	260	210	186	1914
Калабар (Нигерия) . . . . .	271	760	1901	604	498	428	374	317	268	213	158	100	50	24	4	1936
Лагос (Нигерия) . . . . .	1465	2940	1901	2500	2050	1820	1660	1520	1390	1270	1160	1070	940	800	739	1927
Дабунджа (Камерун) . . . . .	285	476	1947	408	370	331	308	291	280	267	253	237	220	207	195	1907
Аддис-Абеба (Эфиопия) . . . . .	5	79	1940	83	70	54	45	37	31	24	18	12	5	2	0	1935, 1945
Джибути (Сомали) . . . . .	10	80	1950	161	130	105	91	81	71	62	50	38	22	12	0,5	1917
Лунса (Конго) . . . . .	33	88	1939	119	107	82	62	45	34	24	12	9	3	1	0	1936
Кинду (Конго) . . . . .	76	202	1931	119	107	82	62	45	34	24	12	9	3	1	0	1936
Энтеббе (Уганда) . . . . .	44	129	1900	119	107	82	62	45	34	24	12	9	3	1	0	1936
Занзибар (Танзания) . . . . .	0,0	1	1918	92%	из 50 лет											
Луанда (Ангола) . . . . .	0,3	3	1956	83%	из 30 лет											
Гибон (ЮЗ Африка) . . . . .	33	115	1947	79	68	54	43	35	26	19	13	8	3	1	0	1954
Маун (Бечуаналенд) . . . . .	10	98	1948	126	86	56	37	25	17	13	9	6	2	1	0	1911, 1916
Йоханнесбург (ЮАР) . . . . .	6	58	1918	180	150	122	107	99	91	80	70	59	48	40	35	1907
Кимберли (ЮАР) . . . . .	37	387	1917	180	150	122	107	99	91	80	70	59	48	40	35	1907
Дурбан (ЮАР) . . . . .	96	220	1950	180	150	122	107	99	91	80	70	59	48	40	35	1907
Кейптаун (ЮАР) . . . . .																

мальные величины, а также величины осадков по градациям обеспеченностей для января и июля. Данные показывают, что в Африке почти всюду осадки носят сезонный характер, в том числе и в экваториальной зоне. Сезонность осадков особенно резко выражена в зоне экваториальных муссонов и в субтропических широтах на севере Африки. Черты сезонного характера проявляются даже в распределении осадков в самом дождливом месте континента. Если в годовом ходе норм сезонность осадков проявляется слабо, то в годовом ходе сумм осадков по градациям обеспеченностей она выступает весьма отчетливо. В Дебундже в январе при норме 185 мм в дождливые годы выпадает 360—410 мм, а в бездождные — менее 10 мм (например, в январе 1902 г. осадки вовсе не выпадали).

В других экваториальных районах признаки засушливых периодов проявляются еще резче. В этом отношении весьма показательны данные Луисы и Кинду (Конго), где при средних годовых величинах 1500—1600 мм, июль нередко оказывается почти совершенно сухим. В Габонской республике, расположенной в западной части Африки на самом экваторе, продолжительность сухого периода по Н. Н. Иванову и Вальтеру местами составляет 2—3 месяца [5, 9].

Для восточной половины экваториальной Африки характерно уменьшение осадков, увеличение засушливости и более неравномерное распределение месячных и годовых сумм осадков. На плоскогорьях и в горах, окаймляющих озера Виктория, Альберта, Эдуарда и другие, годовые величины варьируют от 600 до 2250 мм. В восточной, равнинной части экваториальной зоны годовые суммы осадков убывают до 400 мм. По картам-диаграммам Вальтера и Лита [9] засушливый период продолжается здесь до 5—7 месяцев. Значительно возрастает и изменчивость осадков, особенно в месячных величинах.

Географическое распределение осадков под влиянием орографических факторов имеет весьма пестрый характер. Ярким примером является район оз. Виктория, у восточных берегов которого годовое количество осадков местами составляет 700—1000 мм, а у западных берегов 1500—2250 мм. Эта особенность отчетливо выступает и в распределении месячных величин.

В отдельные годы в выпадении осадков также отмечается большая изменчивость: в одни годы они обильны, в другие — ничтожно малы. Даже в Занзибаре, занимающем выгодное географическое положение по отношению к юго-восточной муссонной циркуляции, наблюдаются существенные колебания в годовых и месячных величинах осадков. При годовой норме 1360 мм здесь может выпасть 550 и 2400 мм; в январе при норме 60 мм может выпасть 200 мм, а может осадков и не быть вовсе. Такое распределение осадков является характерным для Танзании и соседних с ней экваториальных районов.

Там, где осадки выпадают преимущественно летом, зимние осадки бывают весьма редким явлением. Это типично для районов, в которых дождливый период связан с приходом экваториальных муссонов. Режим таких осадков характеризуется относительно большой устойчивостью. Так, в Аддис-Абебе в июле при норме 285 мм в сухие годы выпадает 200 мм, а в дождливые — 480 мм. Январь, напротив, сухой, осадки выпадают нерегулярно; в 45% лет они не отмечаются, а в 55% лет их количество не превосходит 105 мм при норме 14 мм.

На северном побережье Африки сезонность осадков выражена еще более отчетливо. В летние месяцы осадки выпадают очень редко и в виде слабых дождей. Интересно, что и в зимних осадках здесь нет большого постоянства. В частности, на побережье Алжира и Туниса

суммы осадков в январе варьируют от 150—250 мм до 0—10 мм, т. е. в некоторые годы в середине зимы здесь выпадает так же мало дождя, как и в середине лета.

Южное субтропическое побережье Африки имеет более устойчивый режим осадков. Здесь зимние осадки (июль) менее изменчивы от года к году, а летние осадки (январь) более регулярны, чем на северном субтропическом побережье.

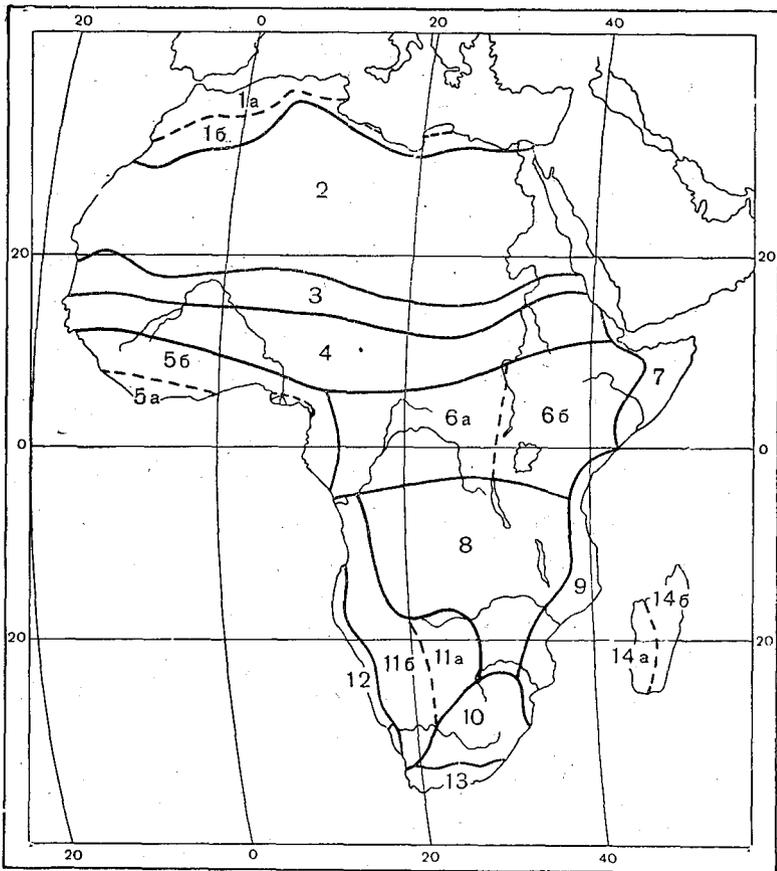


Рис. 3. Карта климатических областей Африки по режиму увлажнения.

1. Средиземноморская область, 2. Сахарская область, 3. Южная предсахарская область, 4. Северная область тропических степей, 5. Область побережья Гвинейского залива 6. Экваториальная область, 7. Сомалийская область, 8. Южная континентальная тропическая область, 9. Мозамбикская область, 10. Юго-восточная горная область, 11. Область Калахари, 12. Намибская область, 13. Капская область, 14. Мадагаскарская область.

Описанные закономерности пространственного и временного распределения осадков позволяют выделить на территории Африки районы, характеризующиеся различной спецификой увлажнения. Канвой для построения схематической карты районов режима осадков послужили месячные, годовые суммы осадков, их изменчивость во времени и пространстве, продолжительность сухих периодов, а также сведения, заимствованные из литературных источников [3—5, 9—10].

Учитывая количественные значения указанных данных и параметров изменчивости ( $\sigma$ ,  $C_v$ ), территория Африки разделена на следующие климатические области (рис. 3).

1. Средиземноморская область. В ней выделено два района: прибрежная и горная часть (1а) и северный предсахарский район (1б).

Южной границей района 1а служит изогнута годовых сумм осадков, равная 200 мм. Этот район более дождливый и облачный, чем район 1б. В отдельные годы в любой из зимних месяцев осадки могут либо отсутствовать, либо выпадать в незначительном количестве. На мысах и склонах гор прибрежной зоны местами (преимущественно в пределах Алжира) годовое количество осадков достигает 1000—1200 мм. Район 1б является переходным к пустынному климату. Здесь годовое количество осадков составляет 100—200 мм; в теплую летнюю половину года осадки отсутствуют, а в холодную они нерегулярны. Продолжительность сухого периода в районе 1а варьирует в пределах от 100 до 200 дней, а в районе 1б — от 200 до 300 дней.

2. Сахарская область. Она охватывает всю территорию Сахары и прилежащие к ней пустынные районы, где годовое количество осадков не превышает 100 мм. В северной части нерегулярные осадки наблюдаются в зимние месяцы, а в южной части — в летние. В центральной части Сахары осадки не имеют определенного годового хода. Они выпадают обычно в виде кратковременных ливней. Сухой период практически продолжается в течение всего года.

3. Южная предсахарская область. Она является промежуточной областью между пустынными и степными климатами Северной Африки. Годовое количество осадков возрастает от 100 мм на северной границе области до 400 мм — на южной; соответственно увеличению осадков уменьшается продолжительность сухого периода от 360—300 до 250—200 дней. Осадки выпадают в летнее полугодие в виде сильных кратковременных ливней с грозами, иногда с градом.

4. Северная область тропических степей. Здесь годовое количество осадков возрастает с севера на юг от 400 до 1000 мм; соответственно сокращается и продолжительность сухого периода от 200 до 100 дней. Осадки выпадают в период летней муссонной циркуляции. Область занимает широтное положение.

5. Область побережья Гвинейского залива. Область делится на два района — на прибрежную преимущественно равнинную часть (5а) и на прибрежную гористую часть (5б). Годовое количество осадков варьирует от 1000 до 5000 мм, в районе подножия Камеруна до 9000—10000 мм. В прибрежных частях области, где годовое количество осадков превышает 2500—3000 мм и сухой период очень короткий или сходит на нет, климат носит переувлажненный характер. Продолжительность сухого периода в районе 5а колеблется от 0 до 50 дней, а в районе 5б — от 50 до 100 дней. Сухие периоды (длительностью около месяца) в отдельные годы могут наблюдаться в любой части области, даже в Дебундже, где в среднем за год выпадает 9600 мм осадков.

6. Экваториальная область. Экваториальная область простирается в широтном направлении. По режиму увлажнения и орографическим факторам она делится на западный (6а) и восточный (6б) районы. Южная граница проходит вдоль параллелей 4—5° ю. ш., а северная граница — вдоль 6—7° с. ш. на западе и 9—11° с. ш. на востоке. Значительное удаление от экватора северо-восточной границы области связано с активизацией муссонной деятельности и влиянием рельефа. Западная и восточная части области существенно различаются не только по режиму увлажнения, но и по режиму температуры. Годовое количество осадков в районе 6а составляет 1000—2000 мм, при длительности сухого периода от 0 до 100 дней; годовое количество осадков в районе

66 варьирует от 800 до 1600 мм, местами до 2200 мм, при продолжительности сухого периода 50—150 дней.

7. Сомалийская область. Климат этой области имеет резко засушливый, местами пустынный характер. Наиболее сухой является прибрежная зона Аденского залива и восточной оконечности полуострова Сомали. Годовое количество осадков изменяется от 50—100 мм на севере области (на побережье Красного моря и Баб-эль-Мандебского пролива) до 400 мм, местами до 600 мм на юге области и в горах. Сухой период продолжается в течение 150—250 дней.

8. Южная континентальная тропическая область. Область охватывает большую часть бассейна р. Замбези и южную часть бассейна р. Конго. Осадки имеют резко выраженный сезонный характер; годовое количество осадков здесь уменьшается до 1500—800 мм, а сухой период возрастает до 100—200 дней. Наиболее обильные осадки выпадают на водоразделе рек Конго и Замбези, а наиболее скудные— в долине Замбези, где годовые величины местами менее 700—800 мм. Сухой период продолжается от 3 до 6 месяцев, а в некоторых районах до 7 месяцев.

9. Мозамбикская область. Мозамбикская область представляет собой узкую прибрежную зону, простирающуюся от экватора на севере до тропика на юге. Годовые суммы осадков распределяются сравнительно равномерно: на равнине они составляют 800—1000 мм, на возвышенностях 1000—1200 мм и лишь местами 1300—1400 мм. Сухой период продолжается от 50 до 100 дней. Это одна из теплых, относительно хорошо увлажненных областей тропической зоны южной половины Африки.

10. Юго-восточная горная область. Юго-восточная область имеет сложный горный рельеф, представленный преимущественно системой Драконовых гор. В связи с этим осадки распределяются неравномерно. Восточные и юго-восточные склоны получают больше осадков, чем западные и северо-западные. Годовое количество осадков изменяется от 500 до 800 мм; в западной окраинной части выпадает 400—450 мм. Сухой период длится 50—150 дней.

11. Область Калахари. Область Калахари делится на два района: восточный, собственно Калахарский район (11а) и западный преимущественно горный, прикрытый хребтами со стороны Атлантического океана. В восточном районе в среднем за год выпадает осадков 200—400 мм, в западном 100—200 мм. Продолжительность сухого периода соответственно возрастает от 200—300 дней в восточном районе до 300—365 дней в западном.

12. Намибская область. Намибская область охватывает узкую прибрежную равнинную и предгорную часть юго-западной Африки. Здесь располагается пустыня Намиб. Годовое количество осадков менее 100 мм, местами менее 25 мм. Ввиду устойчивости инверсионного состояния нижних слоев атмосферы, даже в отдельные наиболее влажные годы осадки могут мало отличаться от нормы. Сухой период наблюдается в течение года.

13. Капская область. Капская область занимает южную часть Африки. В ее пределах находится межгорное плато Карру, окруженное горами Свартберг и Лангебер. Осадки выпадают преимущественно зимой (VI—VIII); сухой период короткий и уменьшается в восточном направлении (0—50 дней). Годовое количество осадков составляет 400—1200 мм; на некоторых наветренных склонах и вершинах гор более 1200 мм. В замкнутых межгорных впадинах и на плато годовое количество осадков уменьшается до 300 мм.

14. Мадагаскарская область. Остров Мадагаскар лежит на пути влажного юго-восточного пассата. Горный рельеф обуславливает неравномерное распределение осадков. На севере и в восточной половине области годовое количество осадков составляет 1200—3000 мм, а в западной половине 400—1000 мм. Сухой период соответственно возрастает от 0—100 дней на востоке до 100—200 дней на западе.

Закономерности изменения месячных сумм осадков от года к году внутри каждой климатической области описываются интегральными кривыми. В качестве примера на рис. 4 даны интегральные кривые годовых сумм осадков для выборочных значений  $C_v$  (от 0,15 до 0,24).

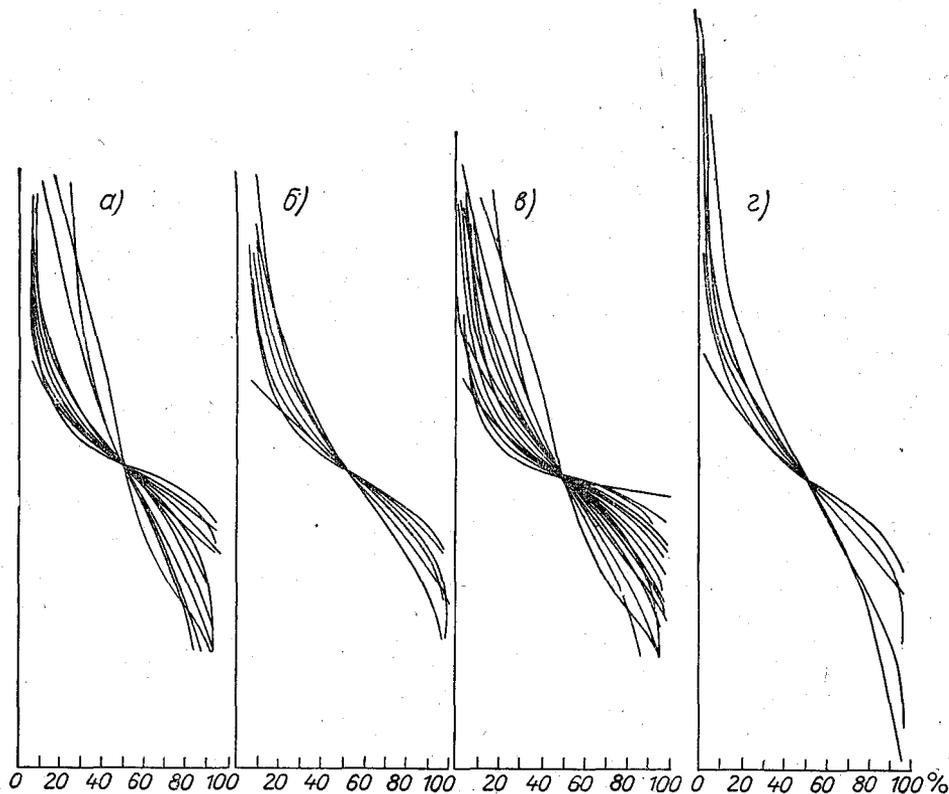


Рис. 4. Интегральные кривые распределения месячных и годовых сумм осадков. *а* — интегральные кривые для западного района экваториальной области, *б* — интегральные кривые для южной континентальной тропической области, *в* — интегральные кривые годовых величин для  $C_v = 0,15-0,24$ , *г* — семейство интегральных кривых для дождливых месяцев по климатическим областям Африки.

Для южной континентальной тропической и западной части экваториальной области даются интегральные кривые сумм осадков самых дождливых месяцев, совмещенные по центру распределения (рис. 4 *а*, 4 *б*). По оси абсцисс нанесены обеспеченности (%), а по оси ординат — количество осадков в миллиметрах. Анализируя рисунки, нетрудно видеть, что интегральные кривые внутри каждой рассматриваемой области имеют согласованный характер. На основании их могут быть построены осредненные или так называемые типовые кривые, которые будут лучше характеризовать общие закономерности распределения осадков. Данные, вычисленные с помощью типовых и индивидуальных кривых, как правило, мало отличаются друг от друга.

В частности, интегральные кривые, представленные на рис. 4 а, могут быть легко разделены на две группы: а) на кривые с большими и б) на кривые с меньшими значениями  $C_v$ . Кривые с большими значениями имеют спрямленный вид. Их верхние концы (выше центра распределения) лежат справа, а нижние концы (ниже центра распределения) — слева. Они характерны для районов, в которых осадков выпадает много и они более изменчивы от года к году. Эта особенность проявляется и на кривых распределения годовых сумм осадков (рис. 4 в).

На рис. 4 г приведены интегральные кривые дождливых месяцев для всех климатических областей. Они также совмещены по центру распределения. Их форма и положение в координатных осях показывает, что по внешнему виду они сходны между собой, но по коэффициентам изменчивости существенно различаются друг от друга. Кривые, соответствующие дождливым месяцам засушливых районов, имеют более вытянутую форму и характеризуются большой изменчивостью. Кривые, имеющие наименьшую изменчивость, в своей средней части получают как бы приплюснутый вид; последнее обусловлено малым приращением сумм осадков по оси ординат и быстрым увеличением процентных обеспеченностей по оси абсцисс. Лишь крайние значения (максимума и минимума) кривой круто изгибают ее на концах.

Общий размах семейства кривых показывает, что число типовых кривых, достаточно точно описывающих закономерности распределения осадков в дождливое время в том или ином районе Африки, не так велико. На рис. 4 г можно выделить не более 5—7 типовых кривых, с помощью которых представляется возможным дать надежные знания обеспеченностей месячных сумм осадков для любого заданного пункта или района внутри данной области.

Расчеты показывают, что классификацию интегральных кривых, по всей вероятности, целесообразно было бы производить с учетом значений коэффициентов вариации. Однако этот прием не мог быть использован полностью ввиду недостаточного материала наблюдений и неоднородного его характера, а также большого разнообразия местных и микроклиматических особенностей, обуславливающих мозаичное распределение осадков по территории. Ввиду этого трудно было выделить достаточно большие районы, внутри которых значения  $C_v$  мало бы отличались друг от друга.

Другим способом классификации интегральных кривых может служить географический принцип, смысл которого заключается в том, что выделяются сравнительно обширные районы, характеризующиеся однотипным годовым ходом и происхождением осадков, суммами осадков и продолжительностью сухого периода в определенных пределах. Значения  $C_v$  и  $\sigma$  при этом учитываются, но они не являются определяющими. Именно таким способом и была произведена классификация интегральных кривых месячных и годовых сумм осадков по территории Африки. Для каждой выделенной области строились кривые, с которых снимались суммы осадков заданной обеспеченности. Эти данные послужили и основой для номограмм (рис. 5).

В качестве примера приведены две номограммы: а) для месячных сумм экваториальной области и б) для месячных сумм южной континентальной области. На номограммах по оси абсцисс нанесены возможные значения месячных сумм осадков, которые наблюдаются в отдельные годы, по оси ординат — многолетние средние месячные суммы осадков (нормы); наклонные линии, лежащие в поле координат, соответствуют 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%-ным обеспеченностям

сумм осадков. Краевые линии номограмм («минимум» и «максимум») указывают на пределы, меньше и больше которых осадков не наблюдается.

Зная норму, с помощью номограмм нетрудно вычислить максимальные и минимальные значения сумм осадков и суммы осадков по всем градациям обеспеченностей. Поскольку нормы могут быть определены по климатическим картам или табличным материалам для любого

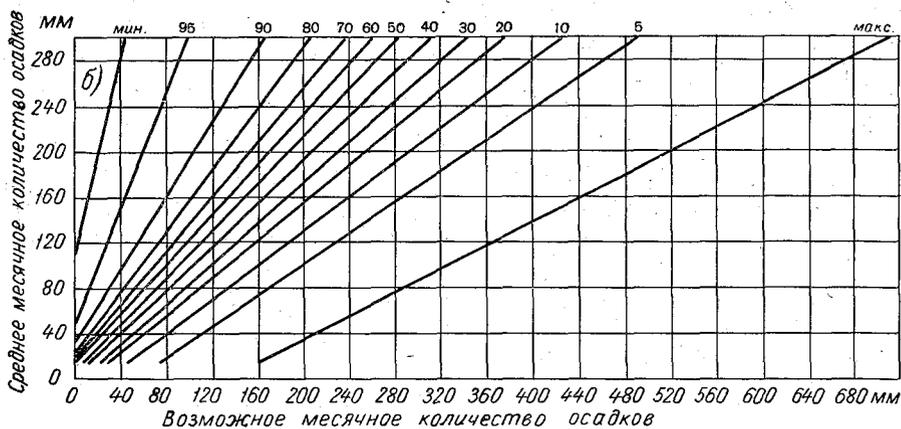
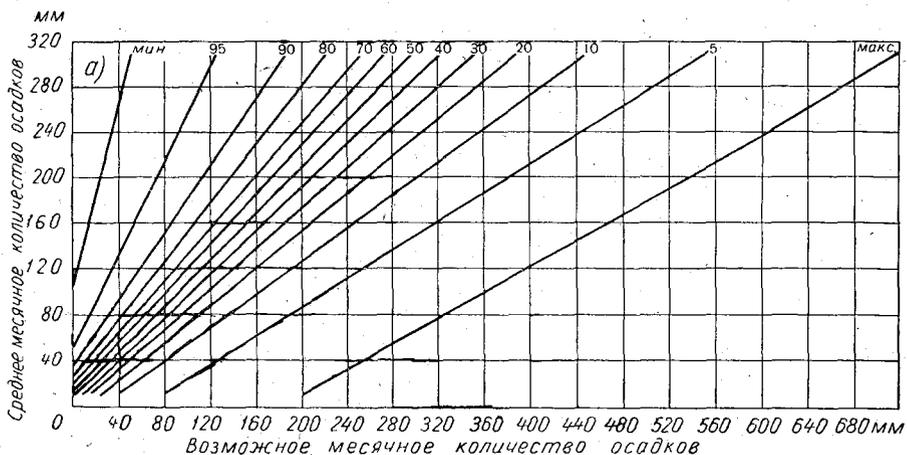


Рис. 5. Номограммы для расчета месячных сумм осадков различной обеспеченности:

а — по экваториальной области, б — по южной континентальной тропической области.

пункта или района, то и величины обеспеченностей можно определить для любого пункта или района.

Анализ номограмм показывает, что в экваториальных широтах и южной континентальной тропической области при нормах, равных 100 мм, бывают годы, когда осадков нет; в дождливые годы, наоборот, их много — в 3—4 раза больше нормы (350—400 мм). Даже при норме 200 мм в засушливые годы осадков очень мало (20—30 мм), в то время как в дождливые они выпадают в количестве 500—550 мм.

## Выводы

1. Результаты расчетов показывают, что месячные и годовые суммы осадков характеризуются большой изменчивостью по территории и от года к году. Поэтому с увеличением длины периода наблюдений ошибки средней заметно уменьшаются. При  $C_z = 0,5$  ошибки 10-летнего ряда составляют 13%, 25-летнего — 8% и 50-летнего — 4% средней суммы; при  $C_z = 1,00$  ошибки будут соответственно равны 26, 20 и 14%.

2. Значительная изменчивость осадков наблюдается не только в засушливых областях Африки, но и во влажных экваториальных и субэкваториальных районах.

3. По данным, обработанным для 1565 станций, построены карты годовых и месячных сумм осадков. Из них карта годовых величин приведена в настоящей статье.

4. На основании обработанных данных и сведений, заимствованных из литературных источников, дано схематическое районирование Африки.

5. Для каждой выделенной климатической области (за исключением сахарской) составлены номограммы, с помощью которых могут быть вычислены суммы осадков различной обеспеченности.

6. Номограммы раскрывают структуру месячных сумм осадков и основные закономерности пространственного и временного распределения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Большая Советская Энциклопедия, т. 19, 31.
2. Ильинский А. П. Растительность земного шара. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
3. Иванов Н. Н. Распределение двойного максимума осадков на земном шаре. Труды II Всесоюзн. Географ. съезда; т. 2, Географиз, М., 1948.
4. Иванов Н. Н. Некоторые особенности распределения атмосферных осадков в тропических и сопредельных с ними странах земного шара. Вопросы географии. Сборн. статей для XVIII Международного Географического Конгресса. Изд. АН СССР, М.—Л., 1956.
5. Иванов Н. Н. Атмосферное увлажнение тропических и сопредельных стран земного шара. Изд. АН СССР, 1958.
6. Лебедев А. Н. Некоторые закономерности распределения продолжительности осадков на территории СССР. Труды ГГО, вып. 132, 1962.
7. Fraunberger G. Jährliche Regenmengen auf dem Festlande von Africa. Nebenkarten: Usambara, Britisch-Ostafrika u. Hinterland; Kamerun-Küste. Pettermanns Mitteilungen. B. 52 Gotha, 1906.
8. Клох А. The Climate of the Continent of Africa. Cambridge, 1911.
9. Walter H. und Lieth H. Klimadiagramm Weltatlas. Jena, 1960.
10. World weather records. 1881—1920, 1921—1930, 1931—1940, 1941—1950. Washington, 1929, 1934, 1947, 1959.
11. Report for the Years 1930, 1935, 1941—1955, Weather Bureau, Pretoria, 1935—1937, 1948—1957.

## РАСЧЕТ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА РАЗЛИЧНОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ В ГОРАХ

Предложен метод расчета изменения с высотой средней месячной температуры воздуха различной обеспеченности. На этой основе дана характеристика средней месячной температуры воздуха в Центральной Америке и Вест-Индии.

Метод может быть применим при изучении климата горных районов земного шара.

Центральная Америка и Вест-Индия расположены в тропических широтах северного полушария. Северная граница этого района проходит по параллели  $25^{\circ}$  с. ш., а южная — между Панамой и Колумбией, по параллели  $7^{\circ}$  с. ш.

Пассатные воздушные течения здесь устойчивы и в значительной степени определяют формирование климата и погоды в сухой период.

В январе вероятность ветра с восточной составляющей в Вест-Индии превышает 80%, а в июле 90%. На высоте 1,5 км над уровнем земной поверхности вероятность восточных румбов увеличивается в Гаване до 83%, а в Сан-Хуане до 98%. На юге Центральной Америки ветер восточных румбов наблюдается значительно реже. В январе в Колоне у земной поверхности вероятность северного направления ветра составляет 61%, а в июле — 47%. В период с августа по ноябрь здесь преобладают ветры южных румбов; восточные румбы наблюдаются значительно реже [6].

Горизонтальный макротурбулентный обмен понижает температуру воздуха в низких широтах и средняя температура воздуха здесь на несколько градусов ниже, чем это следовало бы ожидать. Пассаты приносят теплый и влажный воздух с Карибского моря и обуславливают тем самым небольшие изменения температуры воздуха в течение года.

Приводим данные о вероятности пассатной инверсии, полученные по наблюдениям, проводившимся два раза в сутки в течение трех лет в Вест-Индии и Панаме [9]. В табл. 1 вероятность инверсии представляет собой частоту инверсии, выраженную в процентах от общего числа наблюдений.

Вероятность пассатной инверсии имеет резко выраженный годовой ход с максимумом в сухой период и минимумом в дождливый.

Сравнение вероятности пассатной инверсии с вероятностью ветра с восточной составляющей показывает, что в Вест-Индии в январе они близки. В июле пассатная инверсия наблюдается почти в два раза реже, чем ветер с восточной составляющей.

Для того чтобы показать, как часто возникают инверсии на том или

Таблица 1

## Вероятность пассатной инверсии (%)

Станция	I	IV	VII	X
Большая Багама . . . . .	87	78	30	54
Гуантанамо, бухта (Куба) . . . . .	85	67	44	34
о. Суон . . . . .	92	75	24	34
о. Антигуа . . . . .	83	78	38	28
о. Тринидад . . . . .	88	80	37	32
Бальбоа (Панама) . . . . .	86	75	34	32

инном уровне, частота инверсий каждого уровня была выражена в процентах от общего числа инверсий, наблюдавшихся на всех высотах (табл. 2).

Таблица 2

## Вероятность пассатной инверсии на высотах (%); о. Суон

Высота (м)	I	IV	VII	X
≤ 305	0	0	0	0,68
306—610	0,92	6,75	1,20	1,02
611—1219	5,52	10,50	2,40	7,14
1220—1829	19,32	17,25	2,40	5,44
1830—2438	32,20	15,75	6,00	6,12
2439—3048	19,32	13,50	1,20 <sup>1</sup>	4,08
3049—3962	8,28	6,00	4,32	5,44
3963—4877	3,68	3,75	2,40	1,70
> 4877	1,84	1,50	1,92	2,38

<sup>1</sup> Величина несколько сомнительна.

Анализ таблицы показывает, что на о. Суон нижнее основание пассатной инверсии в сухой период располагается на высотах 1200—3000 м, а в дождливый от 600 до 4000 м. Из табл. 2 следует, что частота появления инверсии различна, но различия эти сравнительно невелики и составляют в среднем в январе 25%, в апреле 15%, в июле 5%, в октябре 6%. Если учесть, что разность температуры между основанием и вершиной инверсии в дождливый период составляет в среднем 0,5°, то при повторяемости ее, составляющей в дождливый период 5—6%, и средней толщине слоя инверсии, равной 250 м, влияние пассатной инверсии на распределение температуры воздуха по вертикали окажется ничтожно малой.

Более заметным влияние инверсий должно быть в сухой период, когда повторяемость ее на исследуемых высотах составляет 20%, а иногда и 35%. Разность температуры между основанием и вершиной инверсии составляет в среднем 1,5°, и это дает основание полагать, что средняя температура воздуха на высоте 2200 м может быть на 0,3—0,5° выше той, которую можно было бы ожидать в случае отсутствия инверсии.

На юге Центральной Америки, в Коста-Рике и Панаме, в годовом ходе средней месячной температуры воздуха отмечается два максимума. Главный максимум здесь наблюдается в мае, в конце сухого периода, а второй — в сентябре.

К северу от Коста-Рики наиболее высокая средняя месячная температура воздуха наблюдается в июле и августе, а наиболее низкая в декабре и январе.

Горизонтальный градиент температуры воздуха здесь крайне мал и средняя температура воздуха с изменением широты изменяется крайне мало. Так, в Колоне средняя месячная температура воздуха в июле составляет  $27,1^{\circ}$ , а в Белизе  $27,4^{\circ}$ . В январе различия между ними более существенны и составляют около  $3^{\circ}$ .

Вертикальный градиент температуры воздуха здесь крайне велик по сравнению с горизонтальным градиентом. При подъеме в горы на каждые 1000 м средняя месячная температура воздуха понижается в среднем на  $5,4^{\circ}$ , и на высоте 3000 м она должна быть на  $16-17^{\circ}$  ниже, чем на равнине.

Среднюю месячную температуру воздуха в Центральной Америке и Вест-Индии до сих пор характеризовали ее средним значением и отклонением температуры от средней многолетней [5]. Точность средних обычно определяется путем вычисления их возможных отклонений от средней для бесконечно длинного ряда [4]. В условиях тропических и экваториальных широт в Африке поправка к средней за месяц с увеличением периода наблюдений до 25 лет уменьшается сравнительно быстро, а затем с увеличением ряда наблюдений поправка изменяется мало. Так, при  $\sigma = 2,0^{\circ}$  поправка к средней из 25-летнего периода с обеспеченностью 68% составляет  $0,4^{\circ}$ , к средним из 35—50-летних периодов составляет  $0,3^{\circ}$  [8].

В связи с тем, что в работе использованы данные нескольких стан-

Таблица 3

Среднее квадратическое отклонение температуры воздуха и поправка к средней многолетней.

Период	I		IV		VII		X	
	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$
Гавана								
1881—1890	1,33	0,42	1,22	0,39	1,10	0,36	0,70	0,22
1891—1900	1,17	0,37	0,51	0,16	0,47	0,15	0,71	0,22
1901—1910	1,03	0,33	0,92	0,29	0,57	0,18	0,63	0,20
1911—1920	0,86	0,27	1,06	0,34	0,39	0,12	0,67	0,21
1921—1930	1,10	0,35	0,76	0,24	0,58	0,18	0,74	0,23
1931—1940	1,07	0,34	0,81	0,26	0,69	0,15	0,62	0,20
1941—1950	0,94	0,30	0,95	0,30	0,70	0,22	0,58	0,18
1951—1960	0,96	0,30	0,65	0,21	0,88	0,28	0,81	0,26
1881—1960	1,07	0,12	0,89	0,10	0,70	0,07	0,68	0,08
Мерида								
1895—1908	0,96	0,30	0,63	0,20	0,53	0,17	0,64	0,20
1909—1919	1,00	0,32	1,52	0,48	0,78	0,25	0,60	0,19
1920—1929	0,68	0,22	1,20	0,38	0,47	0,15	0,56	0,18
1930—1939	1,17	0,37	1,02	0,32	0,39	0,12	0,48	0,15
1895—1940	0,97	0,15	1,12	0,18	0,56	0,09	0,58	0,09
Сан-Сальвадор								
1912—1921	1,57	0,50	1,11	0,35	1,58	0,50	1,66	0,53
1922—1931	0,77	0,24	0,74	0,23	0,77	0,24	0,88	0,28
1932—1941	0,66	0,21	0,78	0,25	0,73	0,23	0,79	0,25
1942—1952	1,00	0,32	0,63	0,20	0,66	0,21	1,05	0,33
1912—1960	1,05	0,15	0,79	0,11	0,96	0,14	1,08	0,16
Колон								
1908—1917	0,94	0,30	0,86	0,27	1,00	0,32	0,75	0,24
1918—1927	0,57	0,18	0,57	0,18	0,36	0,11	0,42	0,13
1921—1937	0,54	0,17	0,58	0,18	0,51	0,16	0,42	0,13
1938—1947	0,41	0,13	0,45	0,14	0,37	0,12	0,20	0,06
1908—1951	0,62	0,09	0,60	0,09	0,62	0,09	0,48	0,07

ций с рядами наблюдений, близкими к 10 годам, были рассчитаны  $\sigma$  и  $\mu$  по десятилетиям для пунктов, имеющих длинный ряд. В табл. 3  $\sigma$  характеризует ошибку средней, а  $\mu$  — поправку к средней для соответствующих периодов.

Анализ табл. 3 показывает, что на территории Центральной Америки и Вест-Индии средняя месячная температура из любого десятилетия отличается не более чем на  $0,6^\circ$ , а в некоторые десятилетия близка к средней многолетней. Учитывая, что изменчивость температуры во времени в экваториальных широтах сравнительно меньше, чем в умеренных, не следует ожидать больших уточнений при приведении средних к длинному ряду. Так, средняя месяч-

ная температура из любого десятилетия отличается не более чем на  $0,6^\circ$ , а в некоторые десятилетия близка к средней многолетней. Учитывая, что изменчивость температуры во времени в экваториальных широтах сравнительно меньше, чем в умеренных, не следует ожидать больших уточнений при приведении средних к длинному ряду. Так, средняя месяч-

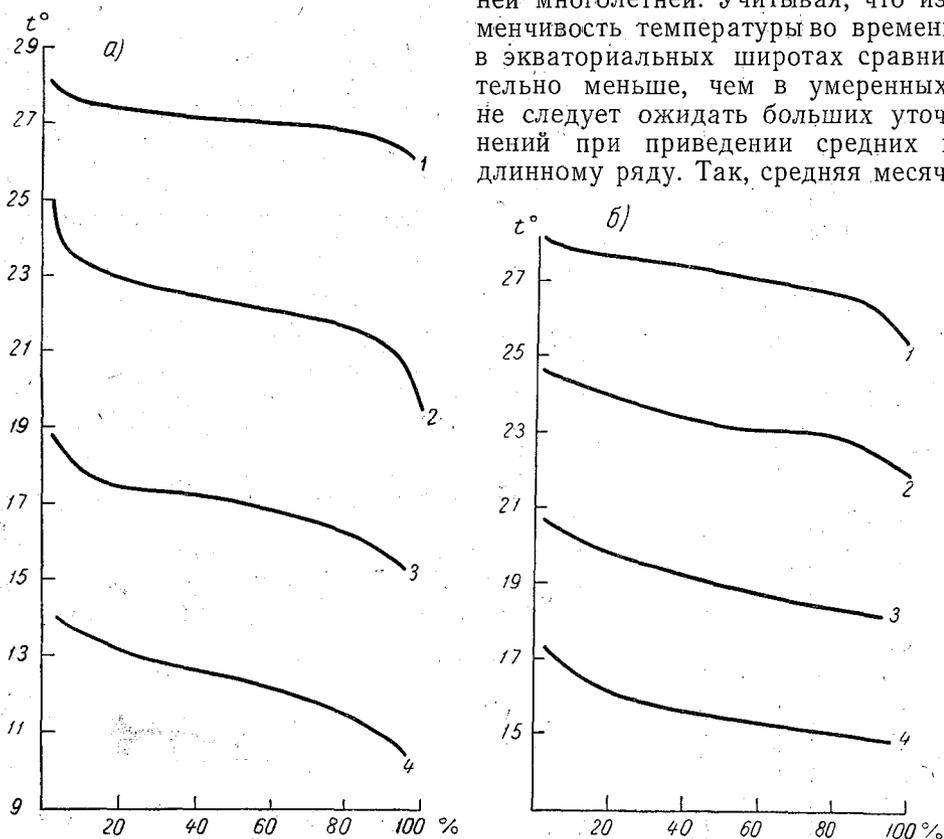


Рис. 1. Интегральные кривые.

а — январь, б — июль; 1 — Колон, 2 — Сан-Сальвадор, 3 — Гватемала, 4 — Сан-Кристобал.

ная температура воздуха из шести лет наблюдений оказалась в Катакамсе ниже средней многолетней на  $0,3^\circ$  в январе и июле, а в апреле только на  $0,1^\circ$ ; в Манагуа средние из 9 лет были ниже средней многолетней января, июля и октября на  $0,2^\circ$ , а в апреле на  $0,1^\circ$ . В табл. 4 представлены величины средней месячной температуры воздуха для тех станций, данные которых в дальнейшем служили основой для характеристики изменения температуры воздуха с высотой.

Для решения ряда научных и практических задач, связанных с обеспечением практических запросов, в климатологии часто прибегают к построению интегральных кривых, которые позволяют характеризовать не только среднюю многолетнюю величину, но и возможные ее значения [7]. Для того чтобы показать, в каких пределах в этом районе изменяется средняя многолетняя температура воздуха и как часто встречаются те или иные ее значения были выбраны 13 пунктов в Центральной Америке и пять пунктов в Вест-Индии (табл. 4). Для этих пунктов,

Средняя месячная температура воздуха

Станция	Координаты		Н м	Период	Число лет	Средняя месячная температура воздуха				
	φ	λ				I	IV	VII	X	
<b>Центральная Америка</b>										
<b>Мексика</b>										
Мерида . . . . .	20°58'	89°37'	22	1895—1950	54	22,8	27,1	27,3	26,0	
Сан-Кристобал лас Касас . . . . .	16 44	92 38	2118	1912—1914 1928—1933 1949—1957	15	12,3	15,1	15,8	14,6	
Тапачула . . . . .	14 55	92 16	168	1911, 23, 28—42, 1950—1960	26	25,5	27,4	26,0	25,5	
<b>Британский Гондурас</b>										
Белиз . . . . .	17 30	88 11	26	1918—1960	32	23,4	26,7	27,2	25,9	
<b>Гватемала</b>										
Чимакс бей Кобан . . . . .	15 37	90 21	1298	1892—1913	21	16,1	19,7	19,6	18,9	
Гватемала . . . . .	14 37	90 31	1480	1881—1888 1894—1898 1928—1930 1953—1960	22	16,9	20,4	19,2	18,7	
<b>Гондурас</b>										
Катакамас . . . . .	14 51	85 55	412	1957—1962	6	22,4	26,6	24,4	24,6	
Санта Роса де Копан . . . . .	14 47	88 47	1021	1952—1962	11	18,0	23,2	21,4	20,5	
Тегусигальпа . . . . .	14 02	87 15	1007	1948—1960	13	19,4	23,3	21,9	21,2	



Таблица 5

## Средняя многолетняя температура воздуха и ее обеспеченность (%)

Станция	Обеспеченность (%)										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Январь											
<b>Центральная Америка</b>											
Мерида . . . . .	24,5	24,1	23,7	23,3	23,0	22,7	22,3	22,1	21,8	21,5	21,2
Сан-Кристобал лас Касас . . . . .	13,9	13,7	13,2	12,8	12,6	12,3	12,2	11,9	11,5	11,0	10,4
Тапачула . . . . .	26,2	26,2	26,1	26,0	25,7	25,4	25,3	25,1	24,9	24,7	24,4
Белиз . . . . .	25,4	24,9	24,4	23,9	23,5	23,2	22,9	22,5	22,1	21,8	21,6
Чимакс бей Кобан . . . . .	17,4	17,1	16,9	16,7	16,5	16,3	16,0	15,7	15,5	15,1	14,3
Гватемала . . . . .	18,5	18,0	17,5	17,3	17,1	17,0	16,8	16,5	16,1	15,6	15,3
Катакамас . . . . .	22,8	22,7	22,6	22,6	22,6	22,5	22,4	22,3	22,0	21,7	21,4
Санта Роса де Копан . . . . .	19,0	18,8	18,6	18,4	18,2	18,0	17,7	17,5	17,3	17,1	16,9
Тегусигальпа . . . . .	21,1	20,8	20,4	20,1	19,7	19,5	19,3	19,0	18,7	18,4	18,0
Сан-Сальвадор . . . . .	23,7	23,4	22,9	22,7	22,5	22,2	22,0	21,8	21,6	21,2	20,4
Манагуа . . . . .	26,8	26,7	26,4	26,2	26,0	25,7	25,4	25,1	24,7	24,4	24,4
Сан-Хосе . . . . .	20,0	19,8	19,3	19,1	19,0	18,9	18,8	18,7	18,4	18,0	17,5
Колон . . . . .	27,9	27,7	27,4	27,3	27,2	27,1	27,0	26,9	26,8	26,6	26,3
<b>Вест-Индия</b>											
Гавана . . . . .	23,7	23,4	22,9	22,5	22,3	21,9	21,6	21,3	20,9	20,3	20,0
Кристианстед . . . . .	25,8	25,6	25,3	25,1	25,0	24,9	24,8	24,7	24,4	24,0	23,7
Айбонито . . . . .	21,6	21,3	20,8	20,5	20,2	20,1	19,8	19,6	19,4	19,2	19,0
Гуамяо . . . . .	26,0	25,8	25,4	25,2	25,1	25,0	24,8	24,7	24,6	24,6	24,5
Порт-оф-Спейн . . . . .	26,5	26,1	25,6	25,2	24,9	24,7	24,5	24,2	24,0	23,8	23,5
Апрель											
<b>Центральная Америка</b>											
Мерида . . . . .	28,9	28,6	28,1	27,6	27,3	27,0	26,7	26,5	26,2	25,8	25,1
Сан-Кристобал лас Касас . . . . .	16,5	16,3	16,0	15,7	15,4	15,1	15,0	14,7	14,4	13,8	13,5
Тапачула . . . . .	28,5	28,3	28,1	27,8	27,6	27,4	27,2	27,0	26,9	26,6	26,3
Белиз . . . . .	27,8	27,6	27,3	27,0	26,8	26,6	26,4	26,1	25,8	25,5	25,4
Чимакс бей Кобан . . . . .	21,3	21,1	20,6	20,2	19,9	19,6	19,5	19,1	18,7	18,6	18,5
Гватемала . . . . .	22,6	21,8	21,2	20,8	20,5	20,2	20,0	19,8	19,6	19,2	18,8
Катакамас . . . . .	28,2	27,7	27,0	26,8	26,6	26,5	26,3	26,1	25,8	25,5	20,8
Санта Роса де Копан . . . . .	26,2	25,7	24,9	24,0	23,3	22,8	22,4	22,2	21,8	21,2	20,8
Тегусигальпа . . . . .	25,1	25,0	24,3	23,7	23,3	23,0	22,8	22,7	22,6	22,4	22,3
Сан-Сальвадор . . . . .	25,5	25,2	25,0	24,8	24,5	24,3	24,1	23,9	23,8	23,5	23,2
Манагуа . . . . .	30,3	30,1	29,6	29,2	28,7	28,4	28,1	27,8	27,5	27,0	26,8
Сан-Хосе . . . . .	22,3	22,1	21,6	20,9	20,6	20,5	20,4	20,3	20,0	19,6	19,5
Колон . . . . .	28,5	28,3	28,2	28,0	27,9	27,8	27,6	27,5	27,4	27,1	26,8
<b>Вест-Индия</b>											
Гавана . . . . .	26,3	25,9	25,4	24,9	24,6	24,5	24,3	24,1	23,9	23,5	23,2
Кристианстед . . . . .	27,2	26,8	26,5	26,3	26,1	25,9	25,7	25,6	25,3	25,0	24,6
Айбонито . . . . .	22,3	22,0	21,5	21,2	20,9	20,7	20,6	20,4	20,2	20,0	19,8
Гуамяо . . . . .	27,1	26,9	26,6	26,3	26,2	26,0	25,7	24,4	25,0	24,7	24,6
Порт-оф-Спейн . . . . .	28,0	27,5	27,0	26,6	26,3	26,2	26,0	25,7	25,3	24,8	24,6
Июль											
<b>Центральная Америка</b>											
Мерида . . . . .	28,2	28,0	27,8	27,6	27,5	27,4	27,2	27,1	26,9	26,8	26,6
Сан-Кристобал лас Касас . . . . .	17,1	16,8	16,3	16,0	15,8	15,6	15,5	15,4	15,2	15,0	14,9
Тапачула . . . . .	27,1	26,7	26,3	26,2	26,0	25,9	25,8	25,7	25,5	25,2	25,0
Белиз . . . . .	28,1	28,0	27,7	27,5	27,4	27,2	27,0	26,8	26,6	26,2	26,0

Станция	Обеспеченность (%)										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Чимакс бей Кобан . . . . .	20,5	20,1	19,9	19,8	19,6	19,5	19,4	19,3	19,2	18,9	18,6
Гватемала . . . . .	20,5	20,1	19,8	19,5	19,2	19,0	18,8	18,7	18,5	18,4	18,2
Катакамас . . . . .	24,8	24,7	24,6	24,5	24,4	24,3	24,2	24,1	24,0	23,9	23,8
Санта Роса де Копан . . . . .	22,1	21,8	21,7	21,5	21,4	21,3	21,3	21,2	21,1	21,0	20,9
Тегусигальпа . . . . .	23,5	22,7	22,3	22,1	22,0	21,9	21,8	21,6	21,3	21,0	20,8
Сан-Сальвадор . . . . .	24,5	24,3	23,9	23,7	23,5	23,3	23,2	23,1	23,0	22,6	22,4
Манагуа . . . . .	27,8	27,7	27,5	27,4	27,2	27,1	27,0	26,8	26,5	26,6	25,3
Сан-Хосе . . . . .	21,1	20,9	20,7	20,5	20,3	20,2	20,2	20,0	19,8	19,4	19,2
Колон . . . . .	28,0	27,9	27,8	27,7	27,4	27,3	27,2	27,0	26,9	26,6	26,1
<b>Вест-Индия</b>											
Гавана . . . . .	28,9	28,5	28,0	27,7	27,4	27,3	27,1	27,0	26,9	26,8	26,6
Кристианстед . . . . .	28,9	28,7	28,3	28,1	27,9	27,6	27,6	27,4	27,2	27,0	26,8
Айбонито . . . . .	24,4	24,3	23,9	23,7	23,6	23,5	23,4	23,1	22,7	22,0	21,7
Гуаямо . . . . .	28,3	28,0	27,7	27,5	27,4	27,3	27,1	27,0	26,9	26,6	26,4
Порт-оф-Спейн . . . . .	27,7	27,3	26,8	26,5	26,2	26,1	25,9	25,8	25,7	25,4	25,2
О к т я б р ь											
<b>Центральная Америка</b>											
Мерида . . . . .	27,0	26,7	26,5	26,3	26,0	25,8	25,7	25,6	25,4	25,2	25,1
Сан-Кристоваллас Касас . . . . .	15,2	15,2	15,1	15,0	14,9	14,7	14,6	14,4	14,2	13,8	13,5
Тапачула . . . . .	26,5	26,2	25,9	25,7	25,6	25,4	25,2	25,1	25,0	24,6	24,4
Белиз . . . . .	27,3	27,1	26,8	26,6	26,2	25,9	25,5	25,1	24,7	24,3	24,0
Чимакс бей Кобан . . . . .	20,3	20,0	19,5	19,3	19,1	18,8	18,7	18,3	18,0	17,9	17,8
Гватемала . . . . .	20,0	19,7	19,3	19,1	18,8	18,6	18,4	18,2	18,0	17,8	17,6
Катакамас . . . . .	25,3	25,2	25,0	24,9	24,7	24,6	24,5	24,3	24,1	23,8	23,7
Санта Роса де Копан . . . . .	21,8	21,4	21,2	21,1	20,9	20,7	20,3	20,0	19,6	18,7	18,3
Тегусигальпа . . . . .	22,7	22,5	22,1	21,8	21,5	21,2	20,9	20,5	20,2	19,7	19,5
Сан-Сальвадор . . . . .	23,8	23,6	23,3	23,1	22,9	22,8	22,6	22,3	22,1	21,8	21,4
Манагуа . . . . .	27,2	27,1	26,8	26,6	26,3	26,1	25,9	25,7	25,3	24,7	24,3
Сан-Хосе . . . . .	21,2	20,8	20,3	20,2	20,0	19,8	19,6	19,4	19,3	19,0	18,7
Колон . . . . .	27,6	27,4	27,3	27,2	27,2	27,1	27,0	26,8	26,7	26,5	26,3
<b>Вест-Индия</b>											
Гавана . . . . .	26,9	26,7	26,5	26,2	25,9	25,7	25,5	25,4	25,2	24,9	24,6
Кристианстед . . . . .	28,3	28,2	27,9	27,7	27,5	27,2	27,0	26,8	26,5	26,3	26,2
Айбонито . . . . .	23,6	23,4	23,3	23,1	22,9	22,8	22,7	22,7	22,5	22,0	21,6
Гуаямо . . . . .	28,5	28,3	27,8	27,4	27,3	27,1	27,0	27,0	26,8	26,3	26,1
Порт-оф-Спейн . . . . .	28,0	27,6	27,1	26,8	26,5	26,3	26,0	25,8	25,7	25,5	25,4

расположенных на равнинах, в предгорьях и горах, была рассчитана суммарная вероятность средней температуры воздуха для января, апреля, июля и октября по формуле

$$P = \frac{m - 0,25}{n + 0,50} \cdot 100\%,$$

где  $P$  — суммарная вероятность (обеспеченность),  $m$  — порядковый номер члена ряда,  $n$  — число лет наблюдений в ряду [2].

Преимущество этой формулы перед другими заключается в том, что она уже при  $n \leq 50$  дает хорошее согласование с эмпирическими данными. По данным суммарной вероятности и соответствующей им средней температуре воздуха были построены интегральные кривые (рис. 1). При снятии с интегральных кривых величины средней месячной температуры воздуха, суммарная вероятность которой составляла 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 95%, была составлена табл. 5, анализ которой показывает, что с изменением средней месячной температуры воздуха

на станциях, расположенных на различных высотах, изменяется и величина средней месячной температуры воздуха соответствующей градации

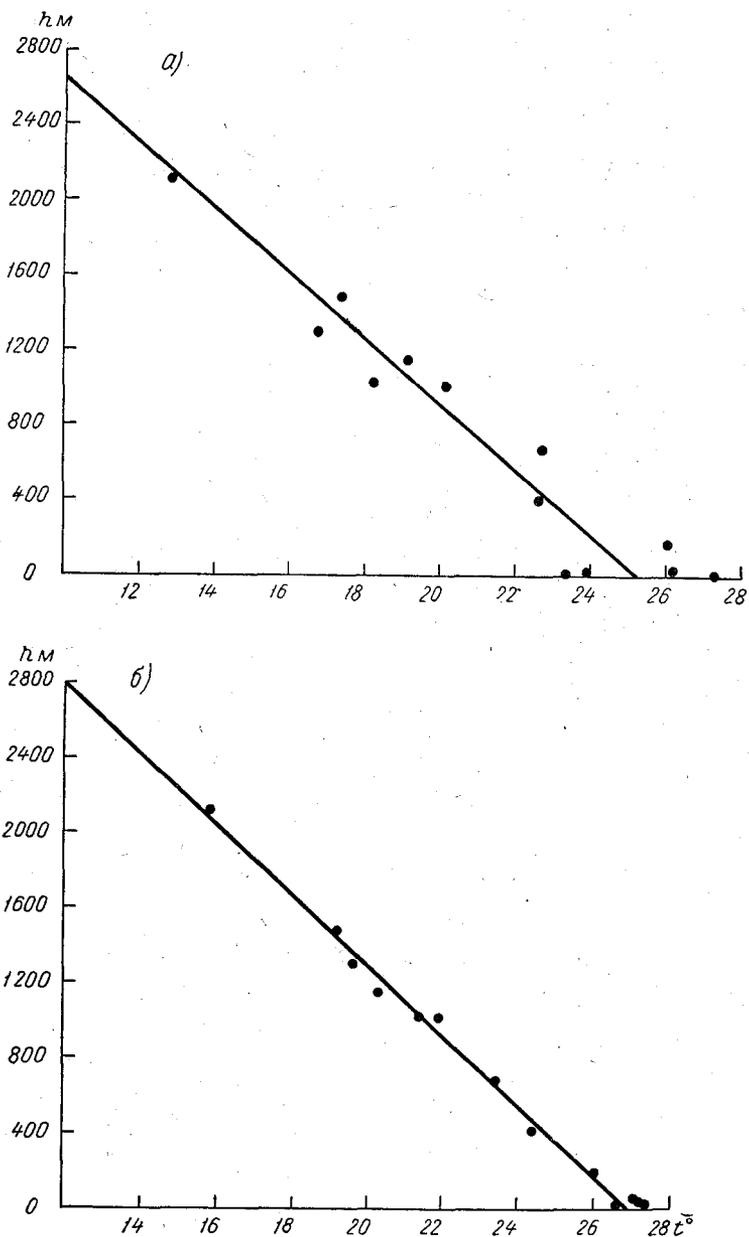


Рис. 2. Изменение с высотой средней температуры воздуха обеспеченностью.  
а — 30% в январе, б — 80% в июле.

обеспеченности. В связи с этим для 13 станций, расположенных в Центральной Америке, для каждого из четырех месяцев, для указанных в табл. 5 градаций суммарной вероятности были построены графики (рис. 2). На этих графиках представлена средняя температура воздуха

определенной обеспеченности в зависимости от высоты, прямая линия на которых проведена по методу наименьших квадратов. Такие графики достаточно хорошо характеризуют изменение средней многолетней температуры воздуха любой обеспеченности в Центральной Америке. По значениям средней температуры воздуха, снятым с этих графиков на высоте 0 и 2100 м, была составлена табл. 6 и рассчитаны градиенты

Таблица 6

Средняя многолетняя температура воздуха и ее обеспеченность

Месяц	Высота (м)	Средняя многолетняя температура	Обеспеченность (%)										
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
I	0	25,0	26,3	26,0	25,7	25,4	25,1	24,8	24,6	24,4	24,2	24,0	23,8
	2100	12,5	14,0	13,8	13,5	13,2	12,9	12,7	12,4	12,1	11,8	11,4	11,0
IV	0	28,1	29,4	29,2	28,9	28,6	28,2	28,0	27,7	27,5	27,3	27,0	26,7
	2100	16,0	17,2	17,0	16,7	16,4	16,0	15,7	15,5	15,2	14,8	14,5	14,1
VII	0	26,9	27,8	27,5	27,3	27,2	27,0	26,9	26,8	26,7	26,6	26,5	26,2
	2100	15,7	16,9	16,6	16,3	16,0	15,8	15,6	15,5	15,3	15,2	15,1	14,8
X	0	26,3	27,4	27,2	27,0	26,8	26,5	26,3	26,1	25,8	25,5	25,3	25,1
	2100	14,8	15,9	15,8	15,6	15,4	15,2	15,0	14,8	14,6	14,4	14,1	13,9

средней месячной температуры воздуха для каждой градации суммарной вероятности (табл. 7). По значениям табл. 6 были построены графики, характеризующие изменение средней многолетней температуры воздуха в зависимости от высоты для всех принятых градаций суммарной вероятности, для января, апреля, июля и октября (рис. 3). Эти графики достаточно хорошо характеризуют условия изменения с высотой средней месячной температуры воздуха для выбранных градаций обеспеченности и могут быть дополнены в дальнейшем картами средней месячной температуры воздуха заданной обеспеченности, которые необходимы для характеристики ее распределения по территории [1, 5].

Для сравнения градиентов, рассчитанных для принятых градаций суммарной вероятности средней многолетней температуры воздуха, с градиентами средней многолетней температуры воздуха по данным табл. 4 были построены графики, характеризующие изменение средней

Таблица 7

Градиенты средней многолетней температуры воздуха по градациям ее обеспеченности

Месяц	Обеспеченность (%)										Градиент средней многолетней температуры	
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90		95
I	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,60	0,59
IV	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,58
VII	0,53	0,52	0,52	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53
X	0,55	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,53	0,53	0,53	0,55

месячной температуры воздуха с высотой (рис. 4), и рассчитан градиент температуры (табл. 7).

Из этой таблицы следует, что градиенты близки и расхождения между ними лежат в пределах точности исходных данных. Следовательно, располагая значениями градиента средней месячной температуры воздуха и данными обеспеченности средней многолетней температуры воздуха на одной высоте, можно получить последние на любых высотах. Аналогичная зависимость, характеризующая изменение сред-

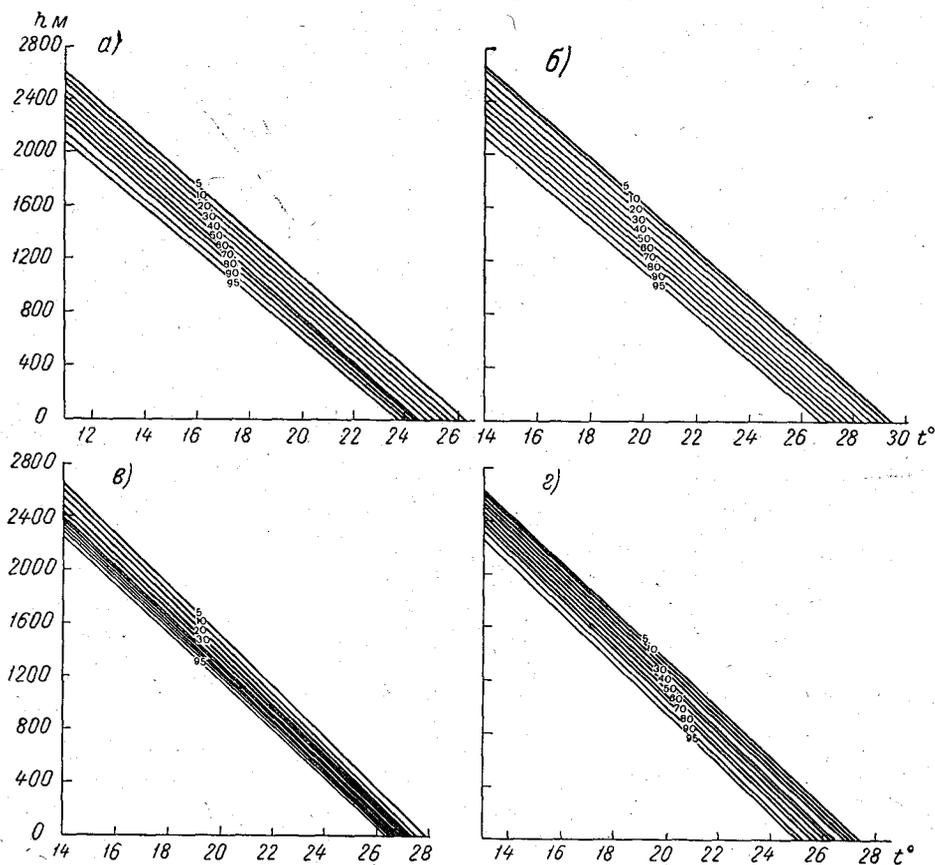


Рис. 3. Обеспеченность средней температуры воздуха и ее изменение с высотой в Центральной Америке.

а — январь, б — апрель, в — июль, з — октябрь.

ней месячной температуры воздуха и ее суммарной вероятности по принятым градациям, была обнаружена и по данным станций Аибонито и Гуамяо, расположенных на о. Пуэрто-Рико.

При характеристике обеспеченности средней месячной температуры воздуха последняя вычислялась либо как средняя из трех сроков наблюдений, либо как среднее из среднего максимума и среднего минимума температуры воздуха. В связи с этим закономерности, выявленные для обеспеченности средней месячной температуры воздуха, должны распространяться также и на обеспеченность среднего максимума и среднего минимума температуры воздуха и амплитуды температуры воздуха.

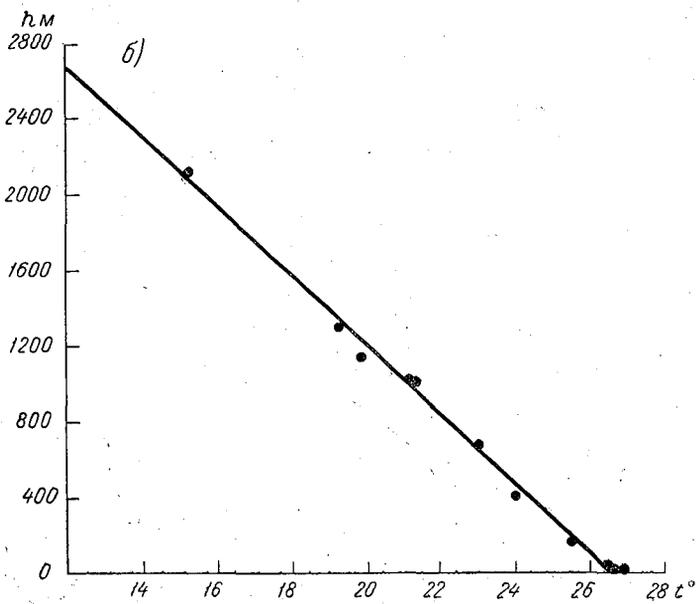
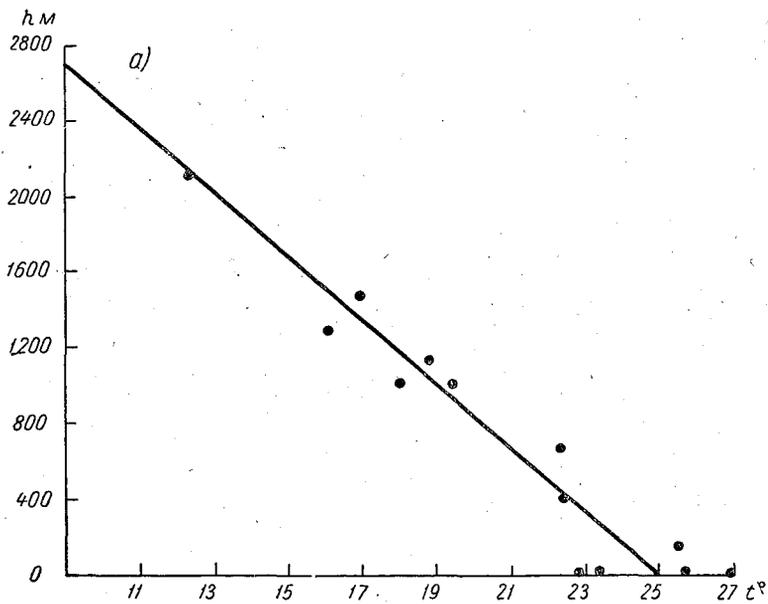


Рис. 4. Изменение с высотой средней температуры воздуха.  
а — январь, б — июль.

Для того чтобы показать, как часто встречаются те или иные значения среднего максимума, среднего минимума и суточные амплитуды температуры воздуха, приводим данные для Сан-Хуана (табл. 8).

Таблица 8

Температура воздуха и ее обеспеченность  
Сан-Хуан

Месяц	Обеспеченность (%)										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Средний максимум											
I	27,8	27,6	27,3	27,0	26,8	26,6	26,3	26,2	26,0	25,8	25,7
II	28,8	28,1	27,5	27,2	27,0	26,8	26,6	26,3	26,0	25,9	25,8
III	28,3	28,1	27,8	27,4	27,2	27,0	26,8	26,6	26,3	26,0	25,8
IV	29,1	28,7	28,3	28,1	27,9	27,8	27,7	27,4	27,1	26,7	26,4
V	30,4	30,0	29,6	29,3	29,1	28,8	28,4	28,1	28,0	27,7	27,4
VI	30,4	30,1	29,8	29,6	29,4	29,3	29,2	29,0	28,8	28,4	28,1
VII	30,6	30,2	29,8	29,6	29,5	29,4	29,2	29,0	28,8	28,5	28,4
VIII	30,6	30,4	30,2	30,0	29,8	29,6	29,4	29,2	29,0	29,0	28,8
IX	30,7	30,6	30,4	30,2	30,1	29,9	29,7	29,5	29,3	29,1	19,0
X	30,5	30,3	30,2	30,0	29,9	29,8	29,6	29,4	29,3	29,0	28,8
XI	29,5	29,3	29,0	28,8	28,7	28,7	28,6	28,3	28,1	27,8	27,7
XII	28,6	28,2	27,9	27,7	27,6	27,4	27,2	27,0	26,8	26,3	26,1
Средний минимум											
I	21,7	21,4	21,2	21,1	21,1	20,9	20,8	20,7	20,6	20,3	20,1
II	21,5	21,2	21,0	20,9	20,8	20,7	20,7	20,6	20,5	20,2	20,0
III	21,5	21,5	21,4	21,2	21,2	21,1	20,9	20,8	20,7	20,4	20,3
IV	22,6	22,5	22,3	22,1	21,9	21,8	21,6	21,4	21,2	20,9	20,8
V	7,5	7,2	6,7	6,3	6,1	6,0	5,9	5,8	5,5	5,0	4,8
VI	6,4	6,4	6,2	6,1	5,9	5,7	5,5	5,4	5,3	5,1	5,0
VII	6,6	6,3	5,9	5,8	5,7	5,6	5,4	5,2	5,0	4,7	4,4
VIII	6,5	6,3	6,0	5,8	5,7	5,6	5,5	5,3	5,1	4,9	4,7
IX	6,8	6,7	6,5	6,3	6,2	6,1	5,9	5,8	5,6	5,3	5,2
X	7,0	6,8	6,6	6,5	6,4	6,2	6,1	6,0	5,8	5,4	5,1
XI	6,5	6,4	6,3	6,1	6,0	5,8	5,7	5,6	5,5	5,3	5,0
XII	6,5	6,4	6,2	5,9	5,8	5,5	5,4	5,3	5,2	4,9	4,7
Суточная амплитуда											
I	6,8	6,5	6,3	6,1	6,0	5,8	5,6	5,4	5,1	4,8	4,6
II	7,5	7,0	6,5	6,3	6,2	6,1	6,0	5,7	5,5	5,1	4,9
III	6,9	6,8	6,5	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,5	5,2	5,0
IV	7,1	6,9	6,5	6,2	6,1	6,0	6,0	5,9	5,8	5,3	4,7
V	7,5	7,2	6,7	6,3	6,1	6,0	5,9	5,8	5,5	5,0	4,8
VI	6,4	6,4	6,2	6,1	5,9	5,7	5,5	5,4	5,3	5,1	5,0
VII	6,6	6,3	5,9	5,8	5,7	5,6	5,4	5,2	5,0	4,7	4,4
VIII	6,5	6,3	6,0	5,8	5,7	5,6	5,5	5,3	5,1	4,9	4,7
IX	6,8	6,7	6,5	6,3	6,2	6,1	5,9	5,8	5,6	5,3	5,2
X	7,0	6,8	6,6	6,5	6,4	6,2	6,1	6,0	5,8	5,4	5,1
XI	6,5	6,4	6,3	6,1	6,0	5,8	5,7	5,6	5,5	5,3	5,0
XII	6,5	6,4	6,2	5,9	5,8	5,5	5,4	5,3	5,2	4,9	4,7

Из табл. 8 следует, что суточные амплитуды температуры воздуха особенно велики в относительно сухой период и в отдельные годы могут превышать 7,5°.

На континентальных станциях, расположенных в Центральной Америке, суточные амплитуды значительно больше. Так, средняя суточная амплитуда температуры воздуха в Сан-Сальвадоре превышает  $10^{\circ}$  в марте и апреле, т. е. тоже в конце сухого периода наблюдаются наибольшие суточные амплитуды температуры.

### Выводы

1. Предложен метод, основой которого является учет линейной зависимости обеспеченности температуры воздуха от высоты. В связи с этим для Центральной Америки и Вест-Индии дана наиболее полная характеристика средней многолетней температуры воздуха и ее обеспеченности.

2. В Центральной Америке градиенты средней многолетней температуры воздуха и градиенты средней многолетней температуры воздуха различной обеспеченности близки и их незначительные расхождения лежат в пределах точности исходных данных.

3. Предложенным методом можно рассчитывать обеспеченность температуры воздуха на любых высотах в горах в случае слабых инверсий или их отсутствия.

4. На основе полученных графиков имеется возможность построения климатических карт, характеризующих распределение по территории обеспеченности средней многолетней температуры воздуха.

5. Вероятность пассатной инверсии в январе близка по величине к вероятности ветра с восточной составляющей. В июле вероятность пассатной инверсии приблизительно в два раза меньше вероятности ветра с восточной составляющей.

6. В Центральной Америке и Вест-Индии влияние пассатной инверсии на распределение средней температуры воздуха по вертикали незначительно и только в январе средняя температура воздуха приблизительно на  $0,3-0,5^{\circ}$  выше той, которая здесь была бы в случае отсутствия инверсии.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., 1963.
2. Алексеев Г. А. К вопросу определения эмпирических квантилей и коэффициента корреляции. Метеорология и гидрология, № 4, 1963.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеониздат, Л., 1956.
4. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд. ЛГУ, 1956.
5. Карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних Северного полушария. 1881—1900 гг., ГГО, вып. 1, Л., 1962 г. 1901—1920 гг., ГГО вып. 2, Л., 1962 г., 1921—1940 гг. ГГО, вып. 3, Л., 1961 г.
6. Кобрау О. Д. Характеристика штормовой деятельности, связанной с образованием тропических циклонов в западной части Северной Атлантики. Труды ГГО, вып. 182, 1965.
7. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеониздат, Л., 1960.
8. Лебедев А. Н. Некоторые особенности термического режима Африки. Труды ГГО., вып. 182, 1965.
9. M. Gutnik. Climatology of the Trade Wind Inversion in the Caribbean. Bulletin American Meteorological Society, v. 39, p. 8, 1958.

И. А. ГОЛЬЦБЕРГ

## АГРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ РАЙОНОВ ПРОИЗРАСТАНИЯ ПШЕНИЦЫ В ПРЕДЕЛАХ ЕЕ МИРОВОГО АРЕАЛА

Статья содержит основные агроклиматические показатели, характеризующие вегетационный период пшеницы весенних и осенних сроков посева на земном шаре. Выделены районы и зоны в пределах ареала промышленных посевов пшеницы, различающиеся по условиям произрастания этой культуры, и аналоги этих районов для СССР.

Пшеница занимает первое место среди зерновых хлебных злаков и выращивается на очень больших площадях во всех странах мира, в различных климатических и почвенных условиях. Большое число видов и огромное число сортов пшеницы представляют широкие возможности для интродукции ее в разных частях СССР, для дальнейшего расширения ее посевов в новых районах Сибири, Казахстана, Дальнего Востока.

Для правильного подбора видов и сортов растений в новых для них районах возделывания надо не только применять совершенную высокую агротехнику, но и хорошо знать климатические и почвенные условия как этого нового района, так и тех мест, откуда растение завозится. Чем ближе эти условия, тем больше шансов на успешную интродукцию, тем легче растения акклиматизируются.

Но, как указал Н. И. Вавилов еще в 1932 г., вопрос о климатических аналогах нельзя рассматривать упрощенно. Полных климатических и почвенных аналогов не существует, поэтому проведение аналогий по общим климатическим характеристикам для сельскохозяйственного производства не достигает цели.

Г. Т. Селянинов [11] предложил находить агроклиматические аналоги для отдельных групп сельскохозяйственных культур по учету ведущих агроклиматических показателей, определяющих возможность произрастания данной культуры. Для многолетних и озимых культур необходим учет климатических условий как вегетационного периода, так и условий зимовки их по показателям, ограничивающим возможность произрастания растений. Для однолетних культур можно ограничиться установлением агроклиматических аналогов для их вегетационного периода, для культур холодной части года учитывать показатели только периода их вегетации.

Таким образом, для установления агроклиматических аналогов для отдельных сельскохозяйственных культур приходится учитывать климатические условия только за ограниченные отрезки времени, в течение которых обнаруживается сходство климатов, значительно различающихся в остальное время года.

Теоретические положения Г. Т. Селянинова о агроклиматических

аналогах подтверждаются почти тридцатилетней практикой интродукции субтропических культур на Черноморском побережье Кавказа, показавшей в основном правильность выделения и агроклиматического районирования субтропической зоны этого района, данного на основе учета требований культур к климату и оценки соответствия его этим требованиям в начале 30-х годов, когда практический опыт по разведению субтропических культур был еще весьма невелик [10].

Резкая критика теории агроклиматических аналогов, данная В. П. Малеевым [8], касается главным образом работ Майра и Павари, в настоящее время устаревших.

Большой опыт по интродукции растений на полярном севере, в полярно-альпийском ботаническом саду на Кольском полуострове, обобщен в монографии Н. А. Аврорина [1]. Автор этой работы полностью отрицает теорию климатических аналогов, считая ее метафизически примитивной и односторонней. Он пишет: «факты говорят, что нет такой географической зоны на земле, откуда нельзя было бы переселить в субарктику ни одного растения. Они же утверждают, что из самых сходных районов можно успешно перенести не каждое растение» (стр. 242). Но в основных выводах Н. А. Аврорин вынужден признать, что: «Процент видов растений, успешно переселяемых в данный район, закономерно увеличивается по мере уменьшения различий между этим районом и районами, откуда поступают растения и семена (ареал вида и место репродукции). Различия должны учитываться не по отдельным факторам и не в статике (средние и крайние величины), а по всему комплексу условий среды в его суточном, годовом и вековом ходе (эколого-географическая закономерность)» (стр. 251). При этом автор забывает, что климат является одним из ведущих факторов этой среды.

Совершенно очевидно, что простой перенос растений из одной географической области, характеризующейся определенными климатическими и почвенными (или по терминологии Аврорина — эколого-географическими) условиями, отвечающими требованиям данного растения, в область, совершенно не отвечающую этим требованиям, не может быть успешным. Для акклиматизации растения в этом случае требуется большая работа либо по переделке природы растения для приспособления его к новым условиям, которая может быть достигнута во многих случаях, но далеко не всегда, либо применение специальной агротехники для защиты его от неблагоприятных факторов среды.

В качестве примеров такой успешной интродукции растений в необычные для них климатические условия с помощью специальной агротехники можно указать на траншейную культуру лимонов в Таджикистане, обеспечивающих надежную защиту от губительных зимних морозов, и культуру джута в Средней Азии в условиях орошения. В обоих случаях ограничивающие естественное распространение этих культур климатические факторы снимаются соответствующими агротехническими приемами.

Попытки внедрения новых культур без удовлетворения требований их, в частности к климату, приводят обычно к серьезным неудачам. Сюда относятся, например, попытки разведения чая в Ленинградской области, маслин в долине р. Дебет, хлопчатника на Украине, кукурузы в Вологодской и Кировской областях и т. п.

Г. Н. Шлыков [13], подводя теоретические и практические итоги имеющегося в настоящее время большого опыта по интродукции растений, также критикует теорию агроклиматических аналогов, правильно считая, что учет климата, выраженного только в виде обычно принятых

средних месячных величин, недостаточен для обоснования интродукции растений. Но он все же вынужден признать, что работы Г. Т. Селянинова, несмотря на некоторую их односторонность, были полезны для практики и что «...достигнуть больших успехов в интродукции легче при сходстве климатов прежнего и нового районов обитания растений, чем при отсутствии этого сходства» (стр. 30). Но сам Г. Н. Шлыков в своей монографии учитывает климат совершенно недостаточно и крайне схематично, пользуясь только средними месячными и годовыми величинами температуры и осадков без какой-либо связи этих величин с реакцией на них растений.

Пшеница разводится от горных районов тропиков почти до полярного круга в весьма различных физико-географических, и следовательно, климатических условиях.

Среди сортов пшеницы имеются как весьма скороспелые, так и позднеспелые формы; большие отличия отмечаются по отдельным сортам в длительности прохождения стадии яровизации и световой стадии. Это многообразие сортов и свойств их создает большие трудности при агроклиматическом изучении пшениц в пределах их мирового ареала. Требования пшеницы к климату выявлены Г. Т. Селяниновым [19] и учтены при дальнейшем изложении.

Чтобы определить период года, на который падает время активной вегетации пшеницы, как весенних, так и осенних сроков сева, надо иметь данные по ее фенологии. Однако такие данные в мировом масштабе собрать очень трудно; выделить по ним сортовые различия вообще нельзя.

Как показывают исследования Е. В. Бессоновой [3, 4] по фенологии пшеницы в СССР, для пшеницы возможно было учесть сроки развития для географически наиболее широко распространенных ее сортов; сроки сева и появления всходов как для озимых, так и для яровых пшениц по сортам в многолетних средних не различаются.

Средние даты колошения яровой пшеницы сортов Лютесценс 62 и Диамант в средней полосе ЕТС, где высеваются оба сорта, различаются не более 3—4 дней. Время наступления восковой спелости раннеспелых сортов в б. Целинном крае опережает среднеспелые на 8—10 дней, позднеспелые (типа Мильтурум 321 и 553) на 12—15 дней в северной части ареала и не более 10 дней на юге его.

Длительность периода посев — восковая спелость для яровой пшеницы по территории СССР изменяется в пределах 10—15 дней, несколько возрастая к северу за счет недостатка здесь тепла в конце вегетационного периода. Об этом свидетельствует изменение в соотношении продолжительности периодов всходы — колошение и колошение — восковая спелость (табл 1).

Озимая пшеница разных сортов, районированных для данной терри-

Таблица 1

Продолжительность межфазных периодов (в днях)  
яровой пшеницы Лютесценс 62 по широте на ЕТС  
(по Е. В. Бессоновой)

Периоды	Широта (град.)					
	50	52	54	56	58	60
Всходы — колошение . . . . .	47	45	42	41	40	40
Колошение — восковая спелость	30	32	35	38	40	42
Всходы — восковая спелость . .	77	77	77	79	80	82

тории СССР, по срокам наступления восковой спелости различается не более 5—10 дней, по срокам колошения лишь на 2—3 дня.

Составление мировой фенологической карты для пшеницы в сортовом разрезе невозможно ввиду ограниченности ареалов отдельных сортов и недостатка данных наблюдений для зарубежной территории. Но приведенные выше материалы по СССР показывают, что сроки сева и уборки для определения вегетационного периода могут быть получены с возможной для схематической мировой карты точностью, без учета фенологии по отдельным сортам. Данные на рис. 1 и 2 даты посева и уборки яровой и озимой пшеницы приведены по работе автора [6] и позволяют определить, за какое время года надо оценить климатические условия для установления аналогов для произрастания пшеницы.

Яровая пшеница высевается в основном только в северном полушарии. В пределах ареала промышленного разведения начало вегетационного периода ее падает на конец апреля — середину мая в Евразии, на начало и середину апреля в США, на начало и середину мая в Канаде и на Аляске. В Евразии конец периода соответственно отмечается в середине июля в южной части ареала и в конце августа в северной части его, в Америке от начала июля до середины августа в основной части ареала и в конце августа на Аляске.

Как видно по табл. 2, термические условия периода посева яровой пшеницы в северном полушарии отличаются не очень значительно и

Таблица 2

Средняя температура во время массового посева озимой и яровой пшеницы

Территория	Озимая	Яровая
<b>Европа</b>		
Норвегия, Швеция, Дания . . . . .	13—14	7—8
Север ФРГ и ГДР, Польша . . . . .	13—14	6—7
Англия, Северная и Центральная Франция . . . . .	11—12	—
Чехословакия, юго-запад ФРГ, Австрия, Югославия, Венгрия . . . . .	13—14	5—6
Европейское Средиземноморье . . . . .	10—11	—
<b>СССР</b>		
Север ЕТС . . . . .	—	10—11
Эстония, Латвия, Литва . . . . .	14—15	9—10
БССР . . . . .	13—14	10—11
Средняя часть ЕТС . . . . .	14—15	6—7
Украина, Северный Кавказ . . . . .	11—12	5—6
Заволжье . . . . .	15—16	8—9
Западная Сибирь . . . . .	—	8—9
Восточная Сибирь, Дальний Восток . . . . .	—	8—9
<b>Азия</b>		
Монголия, Северо-Восточный Китай . . . . .	—	10—11
Китай . . . . .	17—18	—
Япония . . . . .	15—16	—
<b>Северная Америка</b>		
Озимопшеничный пояс, северная часть . . . . .	17—18	—
Озимопшеничный пояс, южная часть . . . . .	15—16	—
Яровопшеничный пояс, северная часть . . . . .	—	6
Яровопшеничный пояс, южная часть . . . . .	—	5

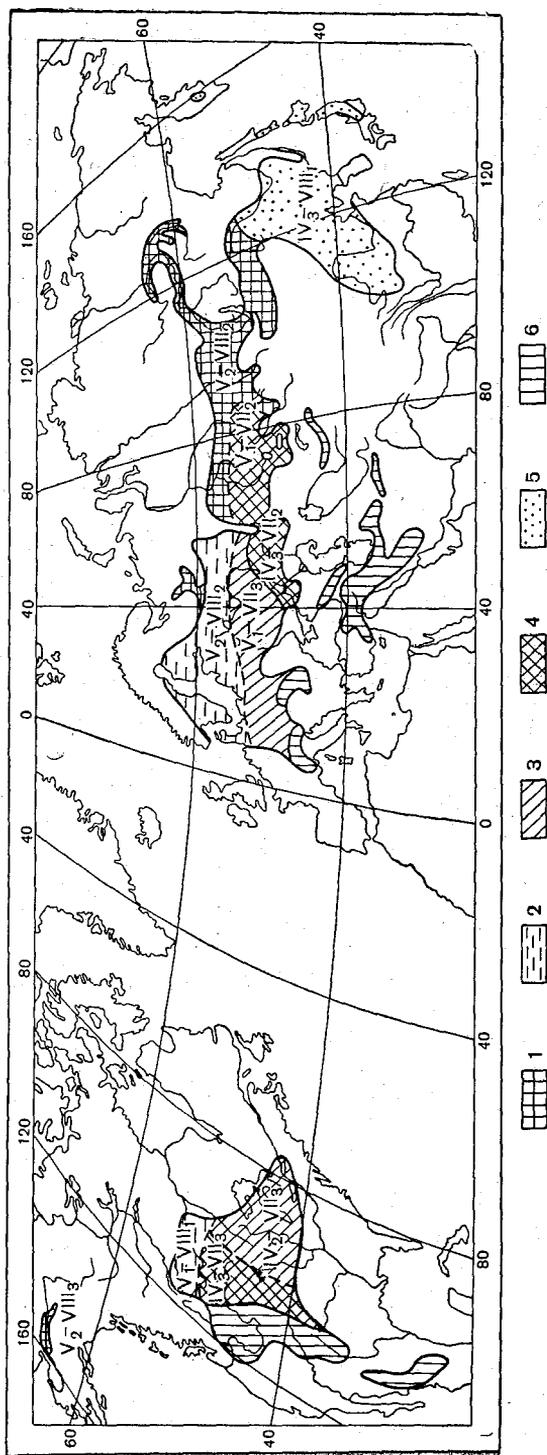


Рис. 1. Агроклиматические условия произрастания весенних посевов пшеницы.  
1-6 — см. в табл. 3.

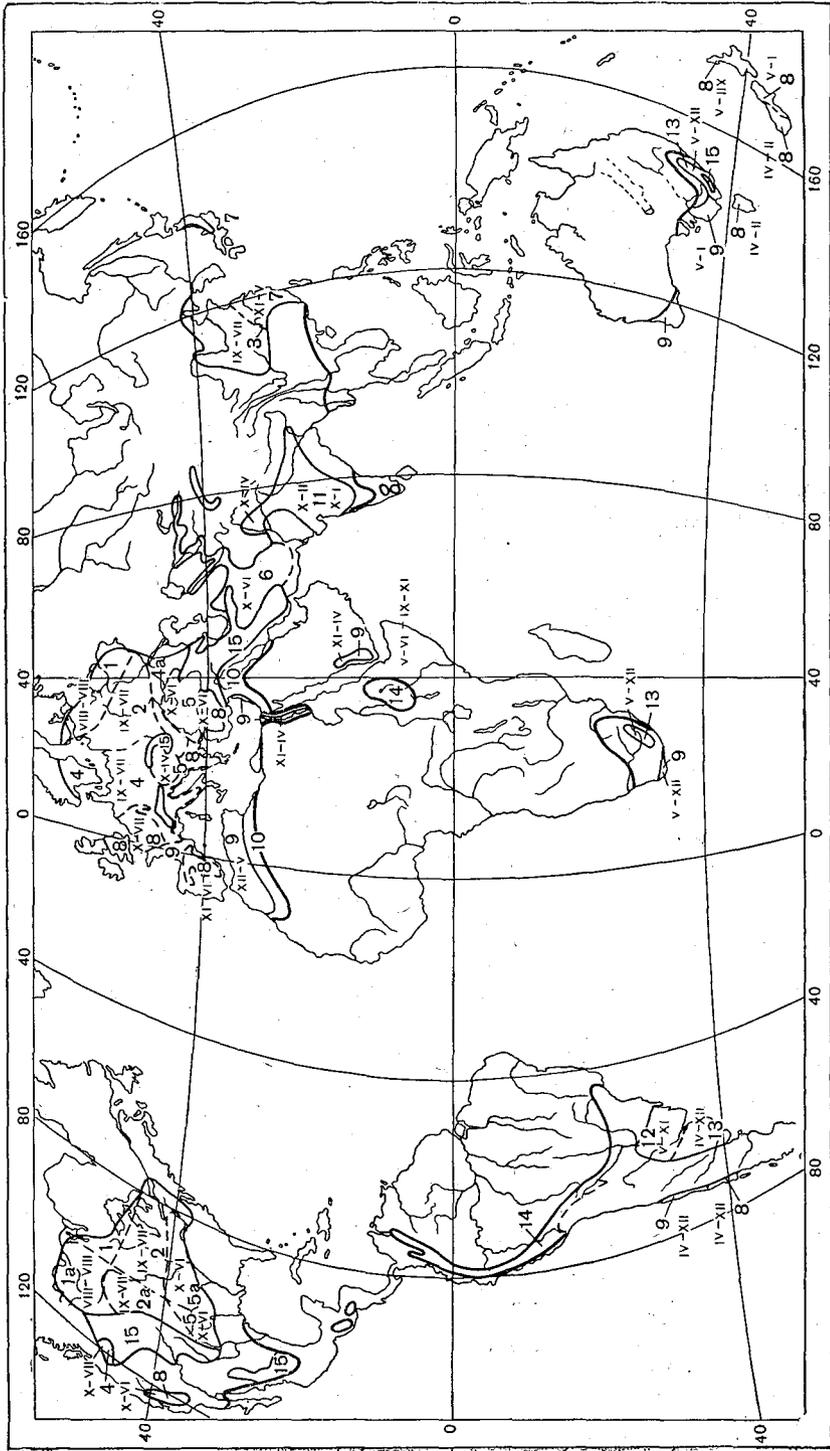


Рис. 2. Агроклиматические условия произрастания осенних посевов пшеницы.  
 1-15 — см. в табл. 4.

определяются в основном условиями весеннего увлажнения и прогревания почвы после схода снега. В более сухих и малоснежных южных районах яровая пшеница высевается при суточных температурах 5—6°, в северных влажных и снежных районах посев задерживается до наступления температуры 9—11°, из-за медленного просыхания и прогревания переувлажненной почвы.

Весной наибольшие климатические различия проявляются в длительности дня, быстро нарастающей к северу. Как показали расчеты Т. А. Голубовой, длина дня весной ко времени установления температуры 10°, т. е. к фазам всходы — кущение яровой пшеницы, примерно соответствующим ее световой стадии изменяется от 13—15 часов в южной части ареала (конец апреля, начало мая) до 18—19 часов севернее 60° с. ш. На Аляске длительность дня в середине мая превышает 20 часов что, очевидно, является одной из причин отмеченного выше в табл. 1 сокращения на севере ареала периода всходы — колошение.

Наибольшие климатические различия во время вегетационного периода яровой пшеницы отмечаются в его второй половине, в период от колошения до восковой спелости. Длительность этого периода увеличивается в северной части ареала по сравнению с югом на 15—18 дней за счет замедления созревания зерна на фоне быстрого понижения температуры от начала к концу августа. Различия в условиях увлажнения этого периода, которые оцениваются по гидротермическому коэффициенту Селянинова ( $ГТК = \frac{\sum_{oc}}{0,1\sum t}$ ), и в термических условиях созревания зерна позволяют выделить пять районов, различающихся по агроклиматическим условиям произрастания яровой пшеницы (рис. 1). Количественные показатели, характеризующие отдельные районы, приведены в табл. 3. Цифры на рис. 1 показывают средние сроки посева и уборки яровой пшеницы (месяц и декада) в пределах соответствующего района. На этом же рисунке показан основной ареал распространения яровой пшеницы и отмечены некоторые горные районы с хорошо выраженной высотной зональностью, рассмотрение которых не могло быть сделано в рамках настоящей статьи.

Таблица 3

Агроклиматические условия произрастания  
весенних посевов пшеницы

№ на рис. 1	Район	Период колошение— восковая спелость		Температура во время уборки
		длитель- ность (дни)	ГТК	
1.	Прохладный с возможными повреждениями пшеницы заморозками в фазу цветения — молочная спелость . . . . .	Более 45	1,0—1,2	Ниже 14
2.	Умеренно теплый, влажный	40—45	1,0—1,2	14—17
3.	Теплый, влажный . . . . .	30—40	1,0—1,5	17—20
4.	Теплый, засушливый . . . . .	30—40	0,8—1,0	20—22
5.	Теплый, с сухой весной, летом избыточно влажный	Около 30	1,5—2,0 и более	20—22
6.	Горные районы с высотной зональностью . . . . .	—	—	—

Высотный градиент времени посева и уборки пшеницы при подъеме в горы равен 3—3,5 дня на 100 м высоты, колеблясь в зависимости от климатических условий (степени влажности климата), размеров горного массива и крутизны его от 2 до 5 дней как весной, так и осенью. При подъеме в горы вегетационный период пшеницы даже несколько увеличивается за счет понижения температуры лета, но захватывает все большую часть теплого периода, который сокращается при подъеме в горы на 6—8 дней на 100 м. Заметно изменяется в горах умеренной зоны длительность дня весной. Так, например, на широте 40—45° (Кавказ, Альпы) при запаздывании в сроках сева между нижними и верхними горизонтами гор, при разности высот в 1000—1500 м на 30—40 дней, длительность дня изменяется в пределах 1—1,5 часа, причем посева на высотах производятся при более длинном дне.

Г. Н. Шлыков отмечает, что однолетние растения более податливы к переселениям из одной зоны в другую, чем растения многолетние. Поэтому возможности интродукции однолетних растений могут быть охарактеризованы особенностями их стадийной природы, продолжительностью периода вегетации, обеспеченностью осадками, потребностью в тепле. Как показывает анализ приведенных выше материалов, отражающих эти основные климатические характеристики для ареала яровой пшеницы, климатические условия в пределах его различаются не очень значительно. Основные различия определяются длиной дня весной, изменяющей соотношение в длительности фаз всходы — колошение и колошение — восковая спелость. Северная граница ареала определяется недостатком тепла: созревание зерна здесь проходит при температурах ниже 16—15°; на юге ареала при 18—22°; сумма активных температур выше 10° на северной границе понижается до 1350° при 1600° на юге ареала. Увеличение длительности вегетационного периода отмечается в северной части ареала за счет недостатка тепла, а в южной части в районах избыточного увлажнения периода созревания (США, Китай). Такое же действие оказывает и недостаток влаги с весны (Дальний Восток, Китай, в отдельные годы б. Целинный край).

Значительно сложнее дать агроклиматическую характеристику произрастания озимой пшеницы или точнее для пшеницы осенних сроков посева, ареал которой разбросан по всему миру (от умеренной зоны до горных районов тропиков).

Активный вегетационный период может быть в основном охарактеризован теми же показателями, что и яровая пшеница: длительностью дня весной, ГТК за период колошение — восковая спелость, температурой периода уборки. Но необходимый учет условий зимовки, который может быть показан длительностью периода покоя и температурой самого холодного месяца, высотой снежного покрова, сразу же вызывает необходимость разделения всего ареала на три зоны: I — с устойчивым зимним покоем пшеницы, II — с неустойчивым зимним покоем и III — без зимнего покоя растений (табл. 4, рис. 2).

На рис. 2 показано время (в месяцах) посева и уборки пшеницы осенних сроков посева в пределах района, номер которого соответствует табл. 4. Так же как и на рис. 1, различные по агроклиматическим условиям произрастания районы выделены в пределах основных промышленных ареалов возделывания пшеницы. Толстой линией показана по данным Шнелле [14] тропическая граница возделывания пшениц. На территории между этой линией и ближайшим ее ареалом пшеница местами выращивается, но в ограниченном количестве.

Длительность активного вегетационного периода озимой пшеницы в первой зоне около четырех месяцев, из которых первый месяц

## Агроклиматические условия произрастания осенних посевов пшеницы

№ на рис. 2	Район	Длительность периодов (в месяцах)			Температура самого холодного месяца	ГТК за фазу колошения — восковая спелость	Температура в период уборки	Длительность дня весной (в часах) <sup>1</sup>
		от посева до уборки	покоя (температура ниже +5°)	со снежным покровом				
I. Зона с устойчивым зимним покоем озимой пшеницы								
1	Холодная зима, лето умеренно теплое, влажное . . . . .	10—11	Более 6	Более 4	Ниже —10	1,0—1,5	Ниже 18	16—18
1а	Холодная зима, лето умеренно теплое, засушливое . . . . .	10—11	Более 6	Более 4	Ниже —8	0,8—1,0	Ниже 18	15—16
2	Умеренно холодная зима, лето теплое, влажное . . . . .	9—10	5—6	2—4	От —5 до —10	1,0—1,5	18—20	14—17
2а	Умеренно холодная зима, лето теплое, засушливое . . . . .	9—10	5—6	2—4	От —1 до —8	0,8—1,0	20—22	13—15
3	Холодная сухая зима и весна, лето теплое, избыточно влажное . . . . .	8—9	4—5	Мал или не образуется	От 0 до —8	Выше	20—22	12—13
4	Мягкая зима, лето умеренно теплое, влажное . . . . .	8—9	4—5	Менее 2, неустойчив	От 0 до —3	1,0—1,5	17—20	14—16
4а	Мягкая зима, лето жаркое, засушливое . . . . .	8—9	4—5	То же	От —3 до —5	0,8—1,0	20—23	13—14
II. Зона с неустойчивым зимним покоем озимой пшеницы								
5	Очень мягкая зима, лето жаркое засушливое . . . . .	8—9	Менее 4	Неустойчив	От 2 до —3	Ниже 1,0	22—24	12—13
5а	Очень мягкая зима, лето жаркое влажное . . . . .	8—9	Менее 4	"	От 0 до +3	1,0—1,5 и выше	22—24	11—13

6	Мягкая зима, лето жаркое, сухое (орошение или необеспеченная богара за счет зимних и весенних осадков), жатва в начале лета . . .	8—9 *	Менее 4	Неустойчив	От 3 до —3	Ниже 0,5	20—22	Около 12
7	Мягкая сухая зима, сухая весна, лето избыточно влажное . . . . .	7—8	2—3	Отсутствует	От 0 до +4	1,5—2,0 и более	Выше 24	Около 12
8	Очень мягкая влажная зима и влажная весна, жатва в начале лета	7—8	2—3	Очень неустойчив	От 0 до 3	1,0—1,5 и выше	17—20	Юг 12—13, север 14—15

III. Зона осенних посевов озимой и яровой пшеницы без зимнего покоя растений

9	Теплая зима, зимой и весной хорошее увлажнение, период уборки сухой, жатва в начале лета . . . . .	Менее 7	Менее 2 Очень неустойчив	Нет	От 5 до 10	Ниже 1,0	18—20	11—12
10	Теплая зима, небольшие осадки зимой и весной, орошение . . . . .	Менее 7	Нет	"	От 5 до 10	0,5—0,8	18—20	11—12
11	Посев в начале дождливого периода, уборка в сухой период . . . . .	4—5	"	"	Выше 15	—	Выше 22	11—22
12	Очень теплая зима, равномерное избыточное увлажнение . . . . .	5—6	"	"	От 8 до 12	1,5 и выше	18—20	11—12
13	Теплая зима, равномерное достаточное увлажнение . . . . .	6—8	"	"	От 5 до 12	1,0—1,5	20—22	11—12
14	Высокогорья тропиков, температура вегетационного периода 15—18°, основная вегетация в дождливый период . . . . .	5—8	"	"	—	—	—	Около 12
15	Горные районы с высотной зональностью . . . . .	—	—	—	—	—	—	—

\* Для третьей зоны дана наименьшая длительность дня за вегетационный период.

приходится на осень (от посева до осеннего прекращения вегетации), остальные три на весну и лето следующего года. Эта зона представлена только в северном полушарии, в западной и восточной Европе, в восточной части Азии (Китай, Корея) и в Северной Америке. По своим климатическим особенностям она разделяется на четыре района и три подрайона, два из которых расположены в Северной Америке. В последней ареал озимой пшеницы расположен несколько южнее, чем в Европе, что приводит к различиям в длительности дня во время световой стадии (он короче на 1—2 часа, чем в соответствующих районах Европы) и большей засушливости летом, в период созревания.

Северная граница ареала (а также восточная в Европе) определяется суровостью и длительностью зимовки (температура самого холодного месяца ниже  $-10^{\circ}$ , длительность залегания высокого снежного покрова превышает четыре месяца). В северном районе (I) время посева падает на середину — конец августа, уборка — на первую половину того же месяца. Период покоя, который характеризуется длительностью температуры воздуха ниже  $5^{\circ}$ , длится более шести месяцев. На начало этого периода падает время заделки растений перед уходом их в зиму.

В зоне с неустойчивым зимним покоем озимой пшеницы активный вегетационный период несколько увеличивается за счет вегетации растений в теплые дни зимой, при положительных средних температурах самого холодного месяца и неустойчивом снежном покрове, который зимой часто сходит и снова ложится.

Наибольшие различия в этой зоне определяются условиями увлажнения. Лето в отдельных частях зоны может быть очень сухое (Средняя Азия, Иран) или избыточно влажное (Китай) (ГТК ниже 0,5 и выше 2,0).

В особых условиях находятся посевы пшеницы в третьей зоне — зоне произрастания ее без зимнего покоя растений. Это в основном субтропическая зона и частично горные районы тропиков. Здесь сроки сева обычно сильно варьируют из года в год и зависят не от термического режима, а от режима увлажнения отдельных лет. Особенно резко это явление сказывается в Индии, Африке и Австралии, где срок посева колеблется из года в год в пределах от двух до трех месяцев. В этой зоне пшеница является культурой холодного и дождливого периода года. Здесь высеваются как озимые, так и яровые формы пшеницы, которые часто преобладают. Разделить сроки их посева нельзя: Следует лишь отметить, что озимые в субтропиках в результате теплой зимы задерживают прохождение фазы колошения и созревают позже яровых.

Эта зона отличается большим разнообразием сортов пшеницы, от скороспелых и засухоустойчивых до позднеспелых и требовательных к влаге. Она представляет большой интерес для интродукции их. Г. Т. Селянинов [11, 12] отмечают, что нет ничего странного в том, что абиссинская пшеница, произрастающая у себя на родине при средних месячных температурах около  $15^{\circ}$  и укладывающаяся в относительно короткий вегетационный период, который ограничен большим дождливым периодом, созревает под Ленинградом. Это объясняется тем, что суммы температур за вегетационный период в горных районах Эфиопии и под Ленинградом очень близки (около  $1700^{\circ}$ ), а увлажнение избыточно в обоих местах. Основное различие в длительности дня. Но абиссинская пшеница сохраняет особенности растения длинного дня и ускоряет развитие при продвижении на север. Поэтому вызревание абиссинской пшеницы под Ленинградом не является экологическим парадоксом.

Фенологические данные по пшенице для Эфиопии очень ограничены. Известно, что посев производится в начале дождливого периода,

в мае—июне. Уборка в различных частях страны приходится на ноябрь, декабрь и январь.

Как показывает исследование О. Д. Кодрау [7], климатические условия Эфиопии, определяемые высотой над уровнем моря и расположением хребтов в отношении несущих влагу ветров, очень различны в разных частях этой горной страны. На большей части территории дождливый период, обеспечивающий вегетацию пшеницы, начинается в мае—июне, заканчивается в сентябре—октябре. Колебания средней месячной температуры в течение этого периода не превышают 1,5—2,0°. На высотах около 1800—2000 м она равна 18—19°, на высоте 2400 м 15—17°, но суточные амплитуды составляют 8—10°.

Местами дождливый период растягивается почти на весь год, местами распадается на два коротких периода. Все это создает предпосылки для очень большой пестроты агроклиматических условий произрастания пшеницы, которые требуют специального изучения.

Эта же пестрота природных условий, но еще менее изученная, отмечается в высокогорьях Южной и Центральной Америки. Представляет интерес анализ данных табл. 3 и 4 по температуре времени уборки пшеницы.

Несмотря на запоздание уборки яровых по сравнению с уборкой озимых в Центральной Европе и средней полосе европейской части Советского Союза на 11—12 дней, средняя температура уборки тех и других отличается только на десятые доли градуса, что объясняется перегибом кривой годового хода температуры в середине лета, в основном совпадающим со временем уборки. Только на севере, где озимые убираются на 14—15 дней раньше яровых, при наличии общего падения температуры наблюдается заметное различие в температурах периода уборки тех и других. На юге оба периода уборки сближаются до 9—10 дней, в течение которых температура также мало меняется. Это же явление наблюдается и в Северной Америке, в зоне совместных посевов озимой и яровой пшеницы.

Вторым интересным моментом является своеобразие распределения температуры во время уборки в средиземноморских и субтропических странах (кроме Индии). В этих районах температура воздуха во время уборки в нижних горизонтах ниже, чем в горах, что вызывается непрерывностью вегетации пшеницы в течение всей зимы в нижних горизонтах и ведет к ранним срокам ее уборки. В среднем горизонте температуры во время уборки наиболее высоки, снова понижаясь при подъеме в горы, где вегетационный период пшеницы значительно затягивается и уборка происходит осенью.

Приведенные основные агроклиматические показатели схематично характеризуют лишь основные черты климата, которые надо учитывать при изучении экологической среды произрастания пшеницы весенних и осенних сроков посева в разных частях мира.

Для более детального изучения влияния климата на сортовые различия и качество продукции пшеницы следует учитывать еще ряд показателей и в первую очередь суточную амплитуду температуры, которая определяет термопериодизм растений. Как показали наблюдения ГГО [9], микроклиматические изменения суточной амплитуды температуры воздуха на близких расстояниях влияют как на скорость развития растений, так и на количество белка в зерне яровой пшеницы; количество его на 1,5—2,5% выше у подножия пологого склона, чем на самом склоне, что соответствует изменению количества белка в зерне яровой пшеницы между северной и южной частью ее ареала по СССР.

Надо также раздельно изучить влияние температуры дня и ночи на

рост и развитие растений, при учете увлажнения использовать влажность почвы, а не только осадки или ГТК, и т. п.

Дальнейшая разработка новых агроклиматических показателей (полнее, чем существующие отражающие влияние климата), очевидно, поможет выявить ряд новых зависимостей между ростом, развитием и продуктивностью растений и климатом как одного из ведущих факторов эколого-географической среды, а также позволит более четко учитывать эти зависимости и использовать их как при интродукции и акклиматизации новых культур, так и для повышения продуктивности культур, выращиваемых в настоящее время на определенной территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аврорин Н. А. Переселение растений на полярный север (эколого-географический анализ) Из-во АН СССР, М.—Л., 1956.
2. Алексеев В. П. Богатство тропических и субтропических флор и их географическое размещение. Бюлл. ин-та чая и субтропических культур, 1958, № 2 и 1960, № 3.
3. Бессонова Е. В. Сроки наступления фаз развития основных сельскохозяйственных культур. Яровая и озимая пшеница. В кн. «Климатические ресурсы центральных областей ЕЧС и их использование в сельскохозяйственном производстве». Гидрометеиздат, Л., 1956.
4. Бессонова Е. В. Наступление фаз развития основных сельскохозяйственных культур на территории СССР. Геогр. сб. IX (Вопросы фенологии). Из-во АН СССР, 1957.
5. Вавилов Н. И. Мировые ресурсы хлебных злаков. Пшеница. Из-во АН СССР, 1964.
6. Гольцберг И. А. Мировые карты изофан пшеницы. В кн. Н. И. Вавилова «Мировые ресурсы хлебных злаков». Пшеница. Из-во АН СССР, 1964.
7. Кодрау О. Д. Климат Эфиопии. Гидрометеиздат, 1964.
8. Малеев В. П. Теоретические основы акклиматизации, Сельхозгиз, М., 1933.
9. Мищенко З. А. Рост и развитие сельскохозяйственных культур в условиях холмистого рельефа. Глава IX кн. «Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры». Гидрометеиздат, 1962.
10. Селянинов Г. Т. Агроклиматические зоны и районы субтропиков. Материалы по агроклим. районированию субтропиков СССР. Гидрометеиздат, 1936.
11. Селянинов Г. Т. Агроклиматические зоны мира. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеиздат, 1937.
12. Селянинов Г. Т. Требования пшеницы к климату. Труды по прикладной ботанике, генетике и селекции, т. XXXII, вып. 2. Зерновые культуры, Л., 1960.
13. Шлыков Г. Н. Интродукция и акклиматизация растений. Из-во с.-х. лит., М., 1963.
14. Шнелле Ф. Фенология растений. Гидрометеиздат, Л., 1961.

И. А. ГОЛЬЦБЕРГ

## ОЦЕНКА ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Статья дает оценку влагообеспеченности вегетационного периода сельскохозяйственных культур на земном шаре. Приводятся схематические карты длительности сухого периода и типизации годового хода осадков.

Давно известно, что для оценки влагообеспеченности растений в разных частях земного шара учет только количества осадков совершенно недостаточен. Это обстоятельство было отмечено еще К. С. Веселовским в середине прошлого века. С тех пор было предложено несколько принципиально различных методов для этой оценки, исчерпывающий критический обзор которых дан в работах М. И. Будыко [1].

М. И. Будыко предложил принципиально новый метод оценки влагообеспеченности растений на больших территориях в виде физически хорошо обоснованного радиационного индекса сухости, определяемого как отношение радиационного баланса за год к испаряемости тоже за год при условии достаточного увлажнения поверхности суши.

Как исследования М. И. Будыко, так и широкое применение индекса сухости в ряде работ по климатическому районированию отдельных территорий показали хорошее согласование этого показателя с основными растительными зонами всего мира. Но для оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных культур в основной своей массе, особенно в умеренной зоне, представленных однолетними и озимыми растениями, вегетация которых часто захватывает только относительно небольшие отрезки теплого периода года, годовой показатель недостаточен. Необходимо иметь возможность оценки влагообеспеченности по отдельным фазам развития культурных растений и знать, каким образом состояние растения отражается принятой характеристикой. Кроме того, показатель должен быть легко определен и достаточно сравним для любой территории земного шара.

Одним из таких показателей является коэффициент увлажнения Н. Н. Иванова [2, 3], рассчитанный автором по месяцам для всех континентов земного шара. Однако при дальнейшем использовании его в мировом масштабе необходимо увеличение количества данных по влажности воздуха, которые труднодоступны. Коэффициент увлажнения Н. Н. Иванова хорошо увязывается с гидротермическим коэффициентом (ГТК) Г. Т. Селянинова [4], который отвечает всем высказанным выше требованиям.

Гидротермический коэффициент Селянинова представляет отношение количества осадков за какой-то отрезок времени к 0,1 суммы температур за то же время:  $ГТК = \frac{\sum_{ос}}{0,1\sum t}$ . Последняя величина была предложена автором для приближенной оценки испаряемости и часто подвергалась критике как недостаточной физически обоснованная. Но как показал М. И. Будыко, сумма температур выше 10° хорошо коррелирует с радиационным балансом за год. Установленная прямолинейная связь этих величин показывает возможность использования сумм температур для косвенной оценки испаряемости в различных климатических условиях.

ГТК обычно вычисляется по приведенной выше формуле за отдельные месяцы, средняя температура которых выше 8—10°. При более низких температурах, как показал Селянинов, связь между испаряемостью и суммой температур изменяется и значения ГТК сильно завышаются.

Селянинов дал следующие значения ГТК для оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных культур: менее 0,3 — очень сухо; 0,4 — 0,5 — сухо; 0,6—0,7 — засушливо; 0,8—1,0 — недостаточное увлажнение. ГТК 1,0 соответствует равенству прихода и расхода влаги; ГТК 1,0—1,5 — достаточное увлажнение, более 1,5, а для тропиков более 2,0 — избыток влаги.

Широкое использование ГТК в агроклиматических исследованиях подтвердило правильность этих оценок, которые были приняты и в настоящей работе. Следует отметить, что в тропической зоне при высоком уровне температуры и обычно резком переходе от сухого периода к дождливому, значения ГТК резким скачком переходят от условий засушливости (ГТК ниже 1,0) к значениям часто значительно превышающим 2,0. Значения ГТК в пределах 1,2—1,8 мало характерны для этой зоны.

Исследования временной изменчивости ГТК, проведенные В. А. Смирновым [5], В. В. Породенко [6] и другими авторами, позволили установить вероятностные характеристики этой величины (табл. 1).

Таблица 1

Обеспеченность ГТК в отдельные годы в зависимости от его среднего многолетнего значения

ГТК (средний)	Обеспеченность в отдельные годы (%)						
	100	90	75	50	25	10	1
0,5	0,1	0,2	0,3	0,4	0,7	1,0	1,6
0,8	0,2	0,4	0,6	0,8	1,1	1,5	2,0
1,0	0,3	0,5	0,7	1,0	1,3	1,6	2,5
1,2	0,4	0,7	0,9	1,2	1,5	1,8	3,0
1,5	0,6	0,9	1,2	1,5	1,9	2,3	3,5
2,0	0,8	1,3	1,6	2,0	2,5	3,2	4,0
2,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,2	4,0	5,0

Данные этой таблицы могут быть использованы как для значений ГТК по отдельным месяцам, так и для средних за любые 2—3 месяца вегетационного периода со средней суточной температурой воздуха выше 10°.

При среднем значении ГТК, равном 0,5, 60—65% всех лет являются сухими, не обеспечивающими получение нормального урожая при отсутствии орошения. Обеспечен влагой только один год из 10.

При ГТК, равном 1,0, два года из десяти отличаются недостатком влаги (ГТК 0,7 и ниже), один год избыточно увлажнен. Но отдельные недостаточно увлажненные годы наблюдаются даже при большом избытке увлажнения при среднем ГТК, равном 1,5—2,0. В табл. 2 показано количество осадков, дающее одинаковую влагообеспеченность при разном уровне температуры.

Эта таблица еще раз подтверждает невозможность правильной оценки влагообеспеченности растений только по приходу влаги, без учета расхода ее.

Таблица 2

**Количество осадков (мм), дающее одинаковую влагообеспеченность при разном уровне температуры (за месяц)**

Температура воздуха		Осадки при значениях ГТК			
средняя	сумма	0,5	1,0	1,5	2,0
10	300	15	30	45	60
15	450	23	45	68	90
20	600	30	60	90	120
25	750	38	75	112	150

Длительность и время наступления сухого периода является одной из весьма существенных характеристик влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. На рис. 1 дана схематическая мировая карта средней длительности этого периода. ГТК вычислялись для большого числа станций для всех месяцев с температурой выше 10°. Начало и конец сухого периода показаны на рис. 1 округленно в месяцах, но они определялись по интерполяционной формуле с точностью до 1—2 дней [8]. Без учета ГТК (непосредственно по количеству осадков) выделена длительность сухого периода зимой в муссонном климате восточной Азии и в пустынях Центральной Азии, отличающихся сухостью в течение всего года. Условно выделены сухие холодные высокогорья Тибета и Памира, а также в Андах Южной Америки. Отдельно дана зона с засушливым вегетационным периодом в пределах от длительности сухого периода в 50 дней до среднего за вегетационный период ГТК, равного 1,0. Здесь вероятность периодических засух равна 20—40% всех лет, возрастая от 1,0 к указанной длительности сухого периода. За пределами этого контура (в Евразии к северу, в Америке к востоку) кратковременные засухи могут наблюдаться в отдельные годы.

В масштабе схематической карты (рис. 1) невозможно показать изменения длительности сухого периода в горах, в частности в Тянь-Шане и на Алтае, а также в Андах Южной Америки, где переход от хорошей влагообеспеченности к пустыне очень резок. Следует отметить, что все коэффициенты увлажнения, рассчитываемые как отношение осадков к испаряемости (которая может оцениваться разными способами), пригодны только для равнин и дают завышенные значения для горных территорий с ловышенным стоком, расход осадков на который учтен. Для горных районов ГТК также дает завышенные значения обеспеченности, ошибки которых изменяются в разных горных системах и которые трудно количественно учесть.

Как было сказано выше, для правильной оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных культур следует иметь эту оценку по их

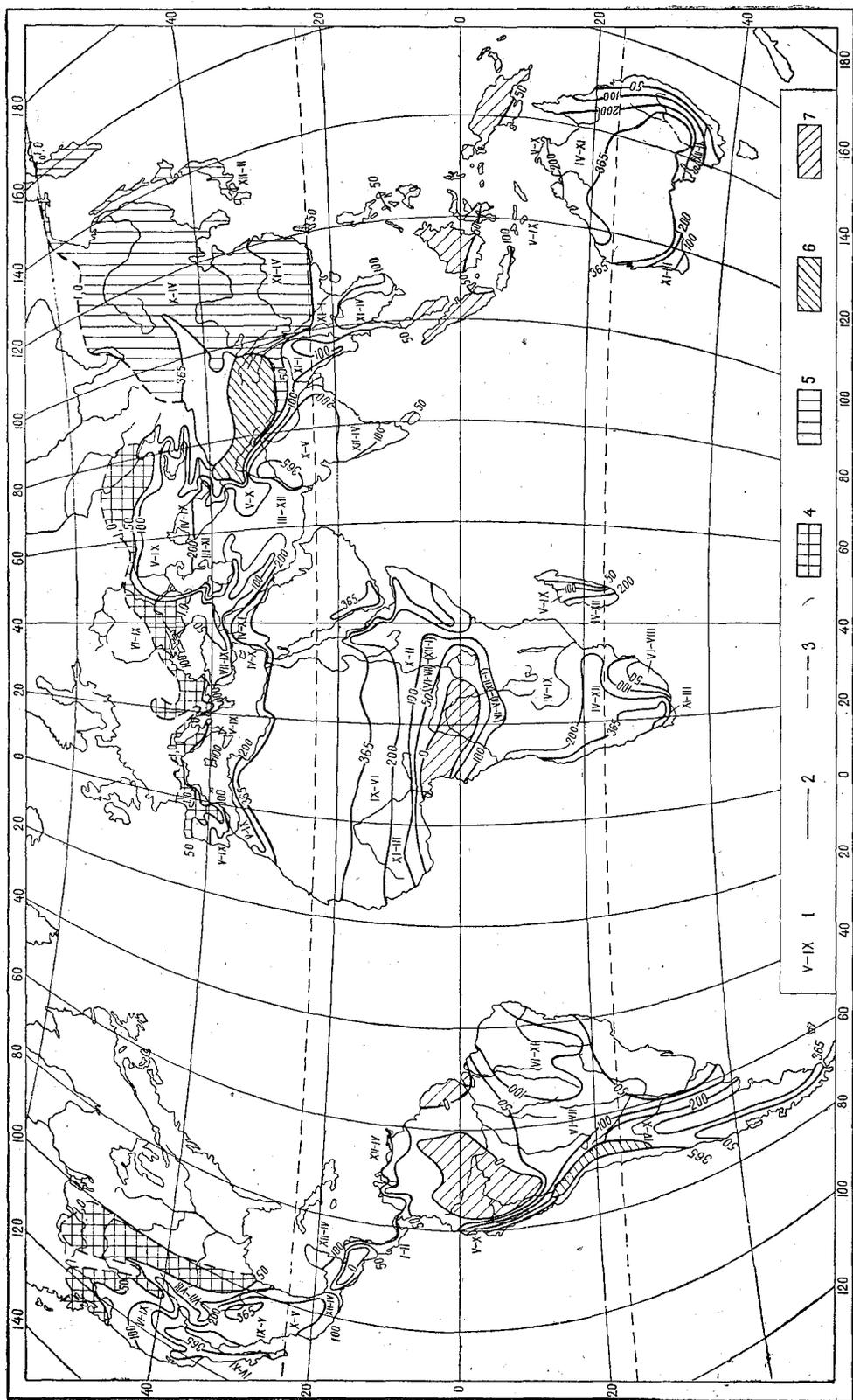


Рис. 1. Время наступления и длительность сухого периода (ГТК 0,5 и ниже).

основным межфазным периодам. Практически такая работа в мировом масштабе не выполнима и для первого приближенного решения задачи еще и не нужна. Поэтому для агроклиматического атласа мира, составленного в ГГО, автором и Л. Г. Семеновой были сделаны карты-диаграммы для всех стран света. На диаграммах показан годовой ход осадков по месяцам с соответствующей оценкой их по ГТК. В качестве примера на рис. 2 приведен ряд таких диаграмм, соответствующих принятой типизации годового хода осадков по их сельскохозяйственной значимости. В пределах всех континентов выделено 15 районов по влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, схема географического распределения которых дана на рис. 3.

Были приняты следующие типы годового хода обеспеченности влагой:

- 1) избыточное увлажнение вегетационного периода, ГТК более 1,5;
- 2) достаточное увлажнение вегетационного периода при засухах в отдельные годы, ГТК 1,0—1,5, вероятность засух менее 25%;
- 3) засушливый вегетационный период, ГТК 0,5—1,0, вероятность засух 25—50%;
- 3а) то же при вечной мерзлоте почвы;
- 4) сухой вегетационный период, ГТК 0,3—0,5, вероятность засух более 70%;
- 5) сухо в течение всего года, количество годовых осадков менее 150 мм, ГТК за вегетационный период менее 0,3;
- 5а) то же на сухих холодных высоких плоскогорьях;
- 6) достаточное увлажнение в течение всего года, ГТК выше 1,0;
- 7) достаточное или избыточное увлажнение летом, сухо зимой и весной (муссонный тип климата);
- 8) достаточное или избыточное увлажнение зимой, лето сухое (средиземноморский тип климата);
- 9) достаточное или избыточное увлажнение зимой, лето засушливое (средиземноморский тип климата);
- 10) избыточное увлажнение большую часть года при наличии 2—5 сухих или засушливых месяцев (муссонный тип);
- 11) сухо большую часть года при достаточном увлажнении в течение 2—4 месяцев;
- 12) сухо большую часть года при избыточном увлажнении в течение 2—5 месяцев;
- 13) два периода избыточного увлажнения при двух сухих или засушливых периодах;
- 14) избыточное увлажнение в течение всего года (ГТК более 2,0);
- 15) температура самого теплого месяца ниже 10° (оценка условий увлажнения не дается).

Но оценка влагообеспеченности по месяцам могла быть сделана только за период с температурой воздуха выше 10° (о причине этого было сказано раньше), т. е. за весь год она могла быть дана только для тропической зоны и для части субтропической зоны с теплой зимой. Для части субтропической зоны с относительно холодной зимой, с месячными температурами ниже 10°, вместо оценки влагообеспеченности на фоне годового хода осадков дан условный знак, характеризующий термический режим — температуру в пределах 0—10°. Для умеренной зоны, в которой хорошо выражены четыре времени года, этот же знак показывает продолжительность весны и осени, условно принятые в тех же пределах температуры.

Температуры ниже 0°, как правило, характеризуют наличие снежного покрова и приближенно дают длительность зимы. На севере при

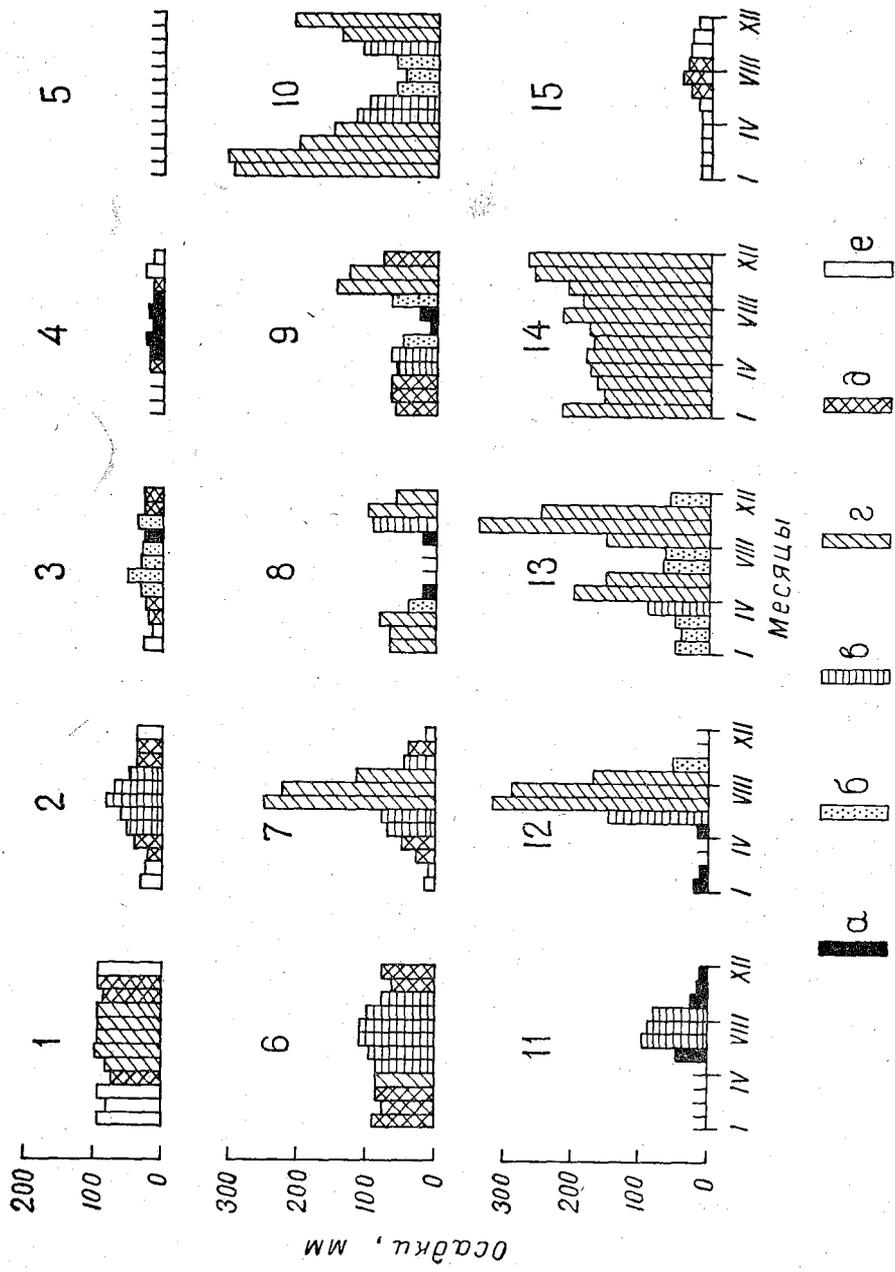


Рис. 2. Примеры типов годового хода влагообеспеченности сельскохозяйственных культур (для 15 районов, рис. 3).

1 — Мадраель (Канада), 2 — Варшава, 3 — Одесса, 4 — Туртай, 5 — Асуван, 6 — Вашингтон, 7 — Пхеньян, 8 — Малага, 9 — Ницца, 10 — Джакарта, 11 — Чуауа (Мексика), 12 — Бенарес, 13 — Занайбар, 14 — Сингапур, 15 — Диксон. Оценка влагообеспеченности по ГТК: а) ниже 0,5 суло, б) 0,5—1,0 засушливо; в) 1,0—1,5 (в тропиках 1,0—2,0) достаточна влажно; г) более 1,5 (в тропиках более 2,0) избыточно влажно. Средняя месячная температура: д) от 0 до 10°, е) ниже 0°.

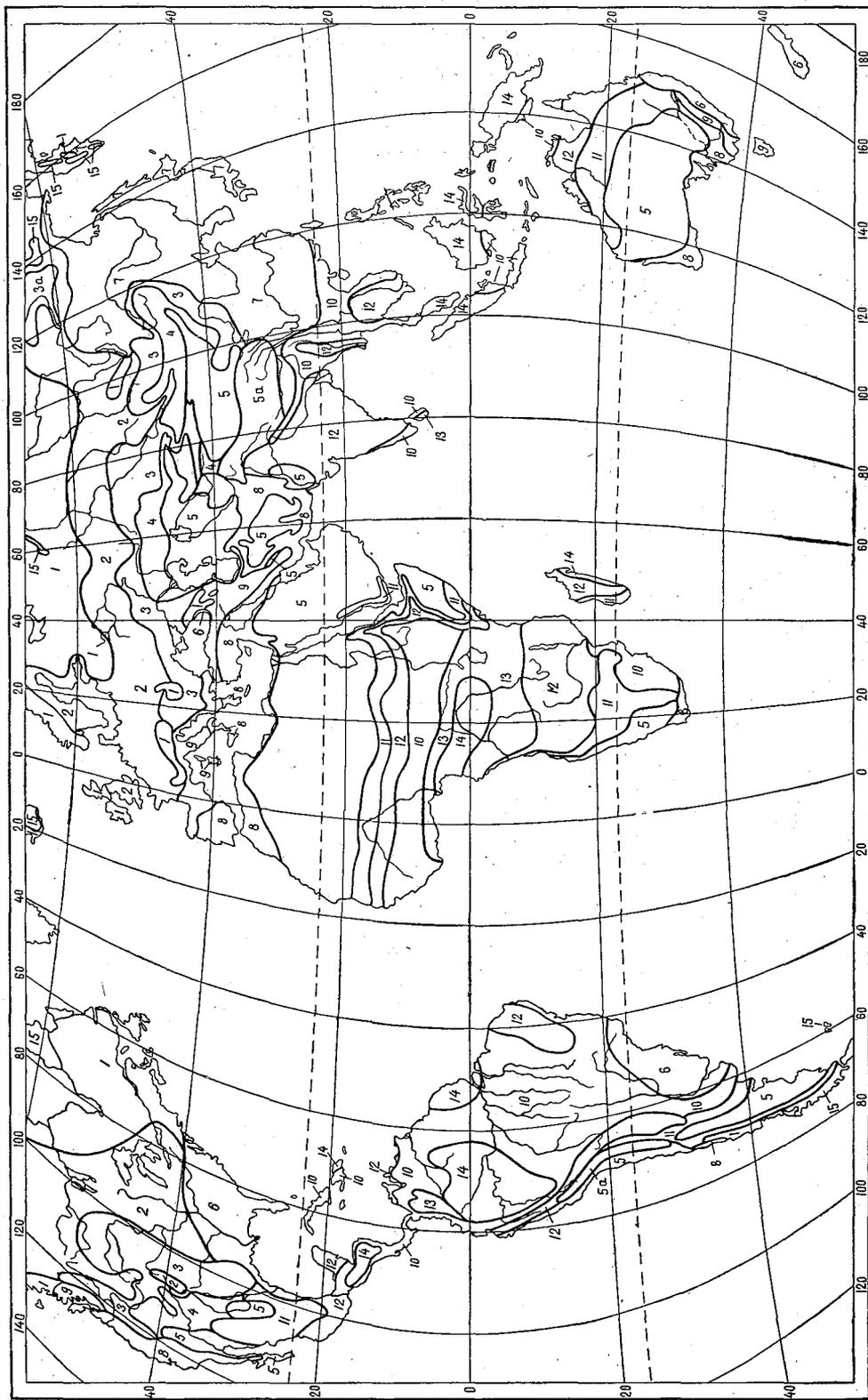


Рис. 3. Тины годового хода влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. (Объяснения номеров даны в тексте на стр. 103).

низких температурах лета на диаграммах также показан термический режим в пределах ниже  $0^{\circ}$  и от 0 до  $10^{\circ}$ .

Диаграммы и карты позволяют в первом приближении оценить особенности влагообеспеченности сельскохозяйственных культур за любой отрезок вегетационного периода и, принимая его в пределах температур выше  $10^{\circ}$ , схематически определить начало и конец его для всех континентов земного шара.

В тропиках времена года определяются не термическим фактором, а сменой сухого и дождливого периодов.

При установлении агроклиматических аналогов по влагообеспеченности сельскохозяйственных культур следует помнить, что интродукция влаголюбивых культур из районов хорошего увлажнения в орошаемые сухие районы обычно не представляет особых трудностей. Если в новом районе будут обеспечены требования вновь вводимой культуры к световому и термическому режиму, то требования его к влаге могут быть обеспечены соответствующим режимом орошения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Климатические условия увлажнения на материках. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2 и 4, 1955.
2. Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Записки геогр. об-ва, т. I, новая серия. Из-во АН СССР, 1948.
3. Иванов Н. Н. Атмосферное увлажнение тропических и сопредельных стран земного шара. Из-во АН СССР, 1958.
4. Селянинов Г. Т. К методике сельскохозяйственной климатографии. Труды метеорологии, вып. XXII, 1930.
5. Смирнов В. А. К вопросу выявления степени засушливости территории. В кн. «Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай». Гидрометеиздат, 1958.
6. Породенко В. В. Определение обеспеченности гидротехнического коэффициента в отдельные годы. Труды НИИАК, вып. 12, 1961.
7. Гольцберг И. А. К порядку составления мирового агроклиматического справочника. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеиздат, 1937.

## К МЕТОДИКЕ ПОСТРОЕНИЯ КАРТ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ПЕРИОДОВ ВЫШЕ ИЛИ НИЖЕ ОПРЕДЕЛЕННОЙ УСТОЙЧИВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

В статье на основании построенных для Агроклиматического атласа мира карт длительности периодов выше или ниже определенной устойчивой температуры воздуха даются значения высотных градиентов для различных горных систем мира. Произведена оценка ошибок подсчета средних длительностей указанных периодов, определенных за различное число лет. 25-летний ряд наблюдений с известной точностью может быть принят в качестве исходного при построении мировых карт и карт по отдельным материкам.

Для Агроклиматического атласа мира были составлены мировые карты длительности периодов с устойчивой температурой воздуха выше 15 и 5° и ниже 0°, а также карты по материалам для длительности периода с устойчивой температурой воздуха выше 10°.

При построении этих карт было использовано более 5000 станций, т. е. примерно такое же количество станций, что и для мировых карт заморозков [1].

Продолжительности периодов подсчитывались по данным непосредственных наблюдений по температуре воздуха для северного и для южного полушарий.

Для горных районов мира при наличии достаточного количества материалов наблюдений подсчитывались высотные градиенты изменения продолжительности периода выше или ниже определенной устойчивой температуры воздуха. Для вычисления высотных, а для некоторых районов и широтных градиентов использовались репрезентативные станции. Данные станции с местными особенностями по возможности не учитывались. Обработка велась графическим методом. Результаты полученных вычислений представлены в табл. 1, где даются уровни прохождения изолиний продолжительности периода с температурой выше 10°.

Для определения высотного и широтного градиента Кордильер Северной Америки использовано более 200 станций, причем, как и для длительности безморозного периода [1], было выбрано несколько широтных разрезов: по 33, 35, 40° и по 45° с. ш.

Как видно из табл. 2, высотные градиенты не остаются постоянными для рассмотренных горных систем. Они изменяются от 6 до 12 дней на каждые 100 м высоты.

Для гор, расположенных в умеренных широтах, а также находящихся под их влиянием (Альпы, Кордильеры, северо-западный склон Атланских гор и Драконовы горы), высотный градиент меньше, чем для

Таблица 1

**Уровни прохождения изолиний (м) длительности периода  
с температурой выше 10°**

Горная система	Длительность периода с температурой выше 10°								
	300	270	240	210	180	150	120	90	60
<b>Северное полушарие</b>									
Альпы:									
Северный склон . . . . .					340	760	1200	1620	2060
Южный склон . . . . .					470	800	1140	1440	1780
Кордильеры									
Восточный склон:									
35° с. ш. . . . .			1000	1450	1900	2400			
40° . . . . .				800	1200	1640	2070		
45° . . . . .					750	1300	1840	2380	
Западный склон									
40° с. ш. . . . .				700	1050	1450	2100		
<b>Южное полушарие</b>									
Хребет Нью-Ингленд . . . . .	600	850	1100	1350	1600				
Австралийские Альпы . . . . .		300	570	840	1100	1400	1700		
Атласные горы:									
Юго-восточный склон . . . . .	760	1000	1220	1460	1700				
Северо-западный склон . . . . .	450	840	1200	1600	1950				
Драконовы горы . . . . .	1200	1580	1960	2340					

Таблица 2

**Значения средних высотных градиентов длительности периодов  
выше или ниже определенной температуры воздуха для некоторых  
горных систем мира (в днях на 100 м)**

Горная система	Длительность периода с температурой			
	выше			ниже
	15°	10°	5°	0°
<b>Северное полушарие</b>				
Альпы:				
Северный склон . . . . .			7	
Южный склон . . . . .			9	
Кордильеры				
Восточный склон:				
33° с. ш. . . . .		12	9	9
35° . . . . .		10	8	8
40° . . . . .		7	7	8
45° . . . . .		8	7	8
Западный склон, 40° с. ш. . . . .			6	
<b>Южное полушарие</b>				
Хребет Нью-Ингленд . . . . .			12	
Австралийские Альпы . . . . .			11	
Атласные горы:				
Юго-восточный склон . . . . .			12	
Северо-западный склон . . . . .			8	
Драконовы горы . . . . .			8	

горных систем субтропических и тропических широт. Он составляет 6—8 дней для Альп и Кордильер и 10—12 дней для юго-восточного склона Атласных гор и гор Австралии. Как видно на примере высотного градиента продолжительности периода с температурой выше 15°, градиент терпит «излом» при переходе из одной высотной зоны в другую, причем внизу или южнее он больше (12 дней на 100 м высоты), а выше в горы или севернее — уменьшается до 7—8 дней. Для меридионально вытянутых гор получаются разные градиенты для западного и восточного склонов, причем градиент по западному склону меньше, чем по восточному. По длительности 10-градусного периода для восточного склона Кордильер высотный градиент равен примерно 7 дням, а для западного — 6 дням на 100 м высоты.

Горы, вытянутые в меридиональном направлении, являются естественной термической границей (например, Кордильеры и Урал). По температуре воздуха наветренные склоны также отличаются от подветренных. На влажных наветренных склонах градиенты температуры меньше, чем на сухих подветренных. О. А. Дроздов [2] объясняет это тем, что при перетекании воздушных масс через хребты на наветренном склоне градиенты становятся близкими к влажноадиабатическим, а на подветренных — к сухоадиабатическим. Аналогичная картина получается и в отношении высотных градиентов длительности периодов с определенной температурой.

Горы, расположенные с запада на восток, также служат препятствием для распространения холодных масс с севера на юг и создают тем самым разницу в температурных градиентах северного и южного склонов. Высотный градиент, например, по южному склону Альп для длительности периода с устойчивой температурой выше 10° составил 9 дней, а для северного склона 7 дней на каждые 100 м.

Для сравнения приводятся значения вертикальных градиентов для различных горных систем СССР. Данные табл. 3 показывают, что значения градиентов колеблются от 2 до 10 дней на 100 м высоты и не зависят от склонов.

Таблица 3

Вертикальные градиенты числа дней (на 100 м)  
со средней суточной температурой воздуха  
выше соответствующих пределов температур  
в СССР (по Л. Г. Конюковой)

Территория	Температура (град.)			
	0	5	10	15
<b>Крым</b>				
Северный склон . . . . .	3	8	8	8
Южный склон . . . . .	3	8	8	10
Карпаты . . . . .	6	6	8	
<b>Кавказ</b>				
Северные предгорья Большого Кавказа . . . . .	2	2	3	7
Северо-восточный склон Большого Кавказа . . . . .	2	5	5	9
Большой Кавказ . . . . .	6	7	7	9
Малый Кавказ . . . . .	6	6	6	7
Армения и Нахичеванская котловина	6	6	6	8
<b>Средняя Азия и Казахстан</b>				
Памир . . . . .	6	6	7	7
Горы Тянь-Шаня . . . . .	7	7	8	10
Алтай и Саяны . . . . .	4	4	5	7

Из рассмотренных материалов видно, что если горные системы расположены в одной климатической зоне, то высотные градиенты не меняются в зависимости от широты. При переходе из одной зоны в другую происходит перелом в высотных градиентах. Учесть влияние широты в чистом виде очень сложно.

В последнее время в связи с исследованием зарубежных территорий встает вопрос об использовании разрозненных данных наблюдений. Несинхронность рядов, различная их длительность не позволяют использовать обычные методы приведения. Однако необходимо оценить полученные средние величины, т. е. определить, с какой вероятностью оправдываются эти нормы для различных территорий.

Большинство данных по средней месячной температуре воздуха приведено к периодам 1881—1935 гг. или 1881—1940 гг. Некоторые средние величины находились путем непосредственных подсчетов. Продолжительность периодов выше 15, 10, 5 и ниже 0° подсчитывалась по средним месячным температурам воздуха.

Данные по длительности безморозного периода также находились путем непосредственных подсчетов.

Для оценки ошибок определения средней из рядов нормальной длительности необходимо найти  $\sigma_x$ , где  $\bar{x}$  — средняя величина. По теории вероятности разброс значений наблюдений, из которых подсчитывается средняя величина, укладывается обычно в пределах до  $\pm 2,5 \sigma_{\text{эмп}}$ .

Отсутствие достаточного количества погодичных данных затрудняет подсчет  $\sigma_x$  для зарубежных территорий и не дает возможности выяснить, как изменяется средняя величина в зависимости от длины периода наблюдений.

При подсчете длительностей периодов с температурами выше 5, 10 и 15° и ниже 0° считалось, что материал достаточно однороден, поэтому оценка ошибок определения средней величины не была произведена, хотя и являлась, безусловно, желательной.

При составлении карт начала и конца безморозного периода, а также его длительности, выяснилось, что имеющийся материал наблюдений по заморозкам очень разнотипный.

Так как для построения карт заморозков мы имели возможность в основном использовать не вполне синхронные 20—25-летние периоды наблюдений, то необходимо оценить, какова же ошибка взятых величин, с какой вероятностью обеспечивается та или иная величина средней многолетней.

Для оценки ошибки определения средней многолетней длины безморозного периода для 100 станций Европы и США были подсчитаны значения среднего квадратичного отклонения от средней многолетней длины безморозного периода, т. е.  $\sigma_{\text{эмп}}$ , которая является мерой рассеяния средней величины.

$$\sigma_{\text{эмп}} = \pm \sqrt{\frac{\sum_0^n (x - \bar{x})^2}{n}}, \quad (1)$$

где  $(x - \bar{x})$  — отклонение от средней величины,  $n$  — число лет наблюдений.

Значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  зависят от длины периода  $n$ . В табл. 4 даются величины ошибок определения  $\sigma_{\text{эмп}}$ , которые находятся по формуле

$$\sigma_{\sigma_{\text{эмп}}} = \frac{\sigma_{\text{эмп}}}{\sqrt{2n}}. \quad (2)$$

Таблица 4

Ошибка определения  $\sigma_{\text{ЭМП}}$  в зависимости от длины периода (в днях)

$n \backslash \sigma_{\text{ЭМП}}$	10	15	20	25	30
15	2	3	4	4	5
20	2	2	3	4	5
25	1	2	3	4	4
30	1	2	3	3	4
40	1	2	2	3	3
50	1	2	2	2	3

Как видно из этой таблицы, ошибка колеблется от 1 до 5 дней. В тех районах, где  $\sigma_{\text{ЭМП}}$  невелика, т. е. разброс данных по годам незначителен,  $\sigma_{\bar{x}}$  не превышает 10%. После этого подсчитывалось  $\sigma_{\bar{x}}$ , ошибка определения средней, по формуле

$$\sigma_{\bar{x}} = \pm \frac{\sigma_{\text{ЭМП}}}{\sqrt{n-1}}, \quad (3)$$

где  $\sigma_{\text{ЭМП}}$  — среднее квадратичное отклонение от средней длины безморозного периода,  $n$  — число лет наблюдений.

Известно, что  $\sigma_{\text{ЭМП}}$  изменяется от 10—12 дней до 20—25 дней для умеренных широт. В субтропических широтах, граничащих с умеренными, где неежегодно возможны прорывы холодных масс воздуха, значения  $\sigma_{\text{ЭМП}}$  возрастают до 30—35 дней.

Была произведена оценка точности вычисления средних величин безморозного периода в зависимости от определенной длины периода. Зная  $\sigma_{\text{ЭМП}}$ , а также задавая число лет наблюдений  $n$ , можно найти ошибку определения средней величины безморозного периода с вероятностью около 70% ( $\pm \sigma_{\text{ЭМП}}$ ) и 95% ( $\pm 2\sigma_{\text{ЭМП}}$ ) (табл. 5).

Число лет наблюдений  $n$  принимается равным целым квадратам (1, 4, 9 ...) для простоты вычисления.

Таблица 5

Оценка ошибки определения средней многолетней длительности безморозного периода ( $\sigma_{\bar{x}}$ ) в днях в зависимости от длины периода ( $n$ ) и  $\sigma_{\text{ЭМП}}$

$\sigma_{\text{ЭМП}} \backslash n$	4	9	16	25	36	49	64	81	100
Вероятность 68% ( $\pm \sigma$ )									
10	5	3	2	2	2	1	1	1	1
15	8	5	4	3	2	2	2	2	2
20	10	7	5	4	3	3	2	2	2
25	12	8	6	5	4	4	3	3	2
30	15	10	8	6	5	4	4	3	3
35	18	12	9	7	6	5	4	4	4
Вероятность 95% ( $\pm 2\sigma$ )									
20	10	7	5	4	3	3	2	2	2
30	15	10	8	6	5	4	4	3	3
40	20	13	10	8	7	6	5	4	4
50	25	17	12	10	8	7	6	5	5
60	30	20	15	12	10	9	8	7	6
70	35	23	18	14	11	10	9	8	7

По табл. 4 можно найти вычисленные величины  $\sigma_{\bar{x}}$  при определенных значениях  $\sigma_{\text{эмп}}$ .

По этой же таблице построен график (рис. 1), который наглядно представляет изменение  $\sigma_{\bar{x}}$  в зависимости от  $n$  при определенном значении  $\sigma_{\text{эмп}}$ .

Как показывают данные табл. 4 и 5, ошибки определения средней длительности безморозного периода  $\sigma_{\bar{x}}$  уменьшаются очень быстро в интервале от 4 до 25 лет. При дальнейшем увеличении периода  $\sigma_{\bar{x}}$  изменяется уже незначительно. На рис. 1 видно, что после 25 лет кривые идут почти параллельно друг другу.

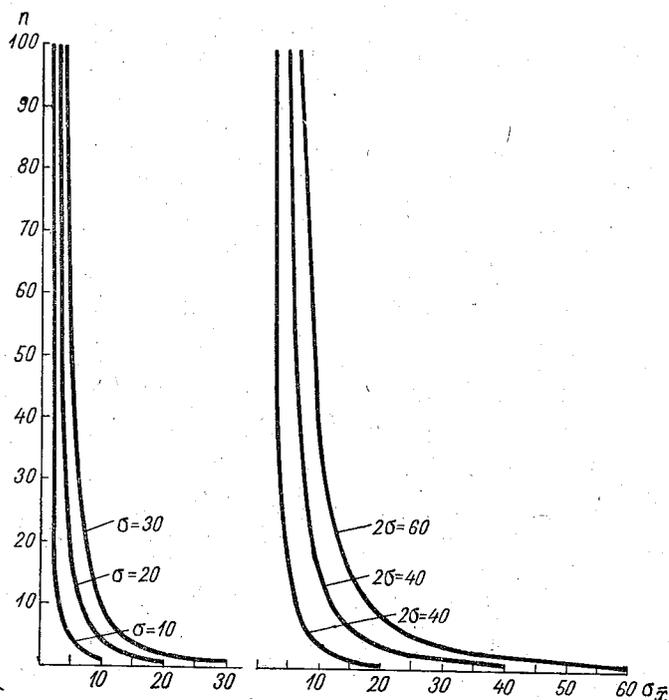


Рис. 1. Изменение  $\sigma_{\bar{x}}$  в зависимости от  $n$  при определенном значении  $\sigma_{\text{эмп}}$ .

При  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 20$  дней с обеспеченностью 68%  $\sigma_{\bar{x}}$  при 25-летнем периоде равна четырем дням, а при обеспеченности 95% значение ошибки удваивается и становится равным восьми дням. Увеличение обеспеченности до 95% приводит к тому, что ошибка возрастает вдвое, однако общее удлинение ряда свыше 25 лет не дает большого уточнения средней величины. Такие же выводы получаются у А. Н. Лебедева для территории Африки при оценке средних месячных температур воздуха [4].

Кроме того, был также определен вариационный коэффициент или относительная ошибка подсчета средней длительности безморозного периода  $C_v$ , иначе, произведена оценка точности вычислений, выраженная в процентах, по формуле

$$C_v = \frac{\sigma_{\bar{x}}}{\bar{x}} \cdot 100\%. \quad (4)$$

Значения  $C_v$  в зависимости от  $\sigma_{\bar{x}}$  и  $\bar{x}$  представлены в табл. 6.

Как видно из табл. 4—6, для получения средней длины безморозного периода с различной обеспеченностью и в зависимости от величины  $\sigma_{\text{эмп}}$  необходимо различное число лет наблюдений.

Таблица 6

Определение вариационного коэффициента  $C_v$  в зависимости от  $\bar{x}$  и  $\sigma_{\bar{x}}$  (%)

$\sigma_{\bar{x}}$ \ $\bar{x}$	60	90	120	150	180	210	240	270	300
2	3	2	2	1	1	1	1	1	1
5	8	6	4	3	1	1	1	1	1
8	13	9	7	5	4	4	3	3	3
10	17	11	8	7	6	5	4	4	3
15	25	17	12	10	8	7	6	6	5
20	33	22	17	13	11	10	8	7	7
25	42	28	21	17	14	12	10	9	8
30	50	33	25	20	17	14	12	11	10
35	58	39	29	23	19	17	15	13	12

При вычислении  $\bar{x}$  с точностью до  $\pm 2$  дней с обеспеченностью 68%, при  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 10$  дней нужен период наблюдений 16 лет и больше;  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 20$  дней период  $> 64$  лет,  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 30$  дней больше 100 лет наблюдений. Относительная ошибка подсчета средней величины в этом случае не превышает 3%.

При обеспеченности 95%, т. е. увеличении  $\sigma_{\text{эмп}}$  вдвое, период наблюдений соответственно возрастает до 64 лет при  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 20$  дней; и при  $\sigma_{\text{эмп}} \geq 40$  дней необходим период наблюдений больше 100 лет. Точность подсчета средней  $\pm 2$  дня.

Если взять  $\sigma_{\bar{x}} = \pm 5$  дням, то для получения средней длительности безморозного периода с обеспеченностью 68% при  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 10$  дней длина периода может быть взята всего 4 года,  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 20$  дней — 16 лет;  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 30$  дней — 36 лет. В данном случае  $C_v$  не будет превышать 8%.

Если  $\bar{x}$  нужно подсчитать с точностью до  $\pm 8$  дней, тогда при  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 10$  дней нужен период наблюдений меньший 4 лет,  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 20$  дней — около 10 лет,  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 30$  дней — 16-летний период. Вероятность этих случаев 68%.

При увеличении вероятности до 95%, т. е. при увеличении  $\sigma_{\text{эмп}}$  до  $\pm 20$ ,  $\pm 40$ ,  $\pm 60$  дней, длина периода будет равна соответственно 9—10, 25, 64 годам.

Наибольшая относительная ошибка будет при этом равна 13%.

Как видно из приведенных примеров, число лет наблюдений при подсчете  $\sigma_{\text{эмп}}$  очень сильно зависит от увеличения значений ее и от возрастания процента обеспеченности данной средней.

В тех районах, где  $\sigma_{\text{эмп}}$  невелика, а устойчивость данных по годам значительна, можно ограничиться рядом наблюдений, меньшим чем 20—25 лет.

В северных континентальных районах США, где  $\sigma_{\text{эмп}}$  не превышает  $\pm 20$  дней, число лет наблюдений может не превышать 15-летнего периода с точностью до  $\pm 5$  дней и 5-летнего с точностью до  $\pm 10$  дней. Если же взять южные штаты США, где холодная адвекция усиливается

местоположением ( $\sigma_{\text{эмп}} \geq 30$  дням), в этих районах число лет наблюдений для подсчета  $x$  с точностью до  $\pm 5$  дней (с вероятностью до 68%) возрастает до 35—50 лет, а с точностью до  $\pm 10$  дней необходимо 10—15 лет.

При увеличении вероятности до 95% число лет наблюдений увеличивается.

Значения  $\sigma_x$  и  $C_v$ , приводимые в приложении, подтверждают все сказанное выше.

Из приводимого материала видно, что длина безморозного периода, подсчитанная по 20—25-летнему ряду наблюдений, с достаточной степенью точности может быть принята в качестве исходного материала для построения карт длительности безморозного периода по материкам земного шара.

Можно предположить, что  $\sigma_{\text{эмп}}$  для периодов с температурой выше или ниже определенных температурных пределов не будет превышать значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  для длины безморозного периода, поэтому оценку точности средних длительностей периодов с температурой выше 5, 10 и 15° и ниже 0° можно также производить указанным выше способом.

По имеющимся наблюдениям методом интегральных кривых были построены графики-номограммы нахождения возможной величины длительности безморозного периода по данному среднему значению его с определенной степенью вероятности от 0 до 100%.

Так как наклон кривой вероятности и ее размах зависят от значений  $\sigma_{\text{эмп}}$ , то номограммы будут различны для районов с разными  $\sigma_{\text{эмп}}$ . Для построения номограммы необходимо знать определенное значение  $\sigma_{\text{эмп}}$  (изменения ее не должны превышать  $\pm 2$  дня) и пределы изменения средней длительности безморозного периода.

Номограмма будет одна и та же для США и СССР в том случае, если значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  для рассматриваемых районов совпадают.

Для построения номограмм использовались значения  $\sigma_{\text{эмп}}$ , подсчитанные для длиннорядных станций США, ГДР и ФРГ, Болгарии, Швеции, Норвегии и Советского Союза.

На рис. 2 приводятся номограммы, построенные для  $\sigma_{\text{эмп}} = \pm 12$  дней,  $\pm 20$  дней,  $\pm 32$  дня. Эти значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  встречаются в умеренных и северных субтропических областях северного полушария.

Из рассмотренного материала в общих чертах удалось установить распределение  $\sigma_{\text{эмп}}$  длительности безморозного периода в северном полушарии.

Самые малые величины  $\sigma_{\text{эмп}}$ , равные 10—11 дням, наблюдаются в районах наибольшей устойчивости погодных условий весны и осени. Такие значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  характерны, например, для Советского Приморья, прибрежных районов Мурманской и Архангельской областей. По Канаде не представилась возможность определить районы наименьших  $\sigma_{\text{эмп}}$  из-за отсутствия ежегодных данных. Большие значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  (30—35 дней) на материке Северной Америки наблюдаются в южных штатах США (Алабаме, Техасе, Нью-Мехико). В условиях изрезанного рельефа в разных местоположениях в этих районах возможно уменьшение безморозного периода в отдельные холодные весны и, наоборот, его увеличение при теплой весне. Кроме того, в субтропических и в пограничных с ними районах умеренных широт значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  возрастают до 35—40 дней. По обоим побережьям США происходит увеличение  $\sigma_{\text{эмп}}$  с севера на юг от 15—17 дней до 30—32 дней в штате Калифорния и до 35—40 дней во Флориде. Большие значения  $\sigma_{\text{эмп}}$ , до 35—40 дней, наблюдаются также на Черноморском побережье Кавказа в СССР.

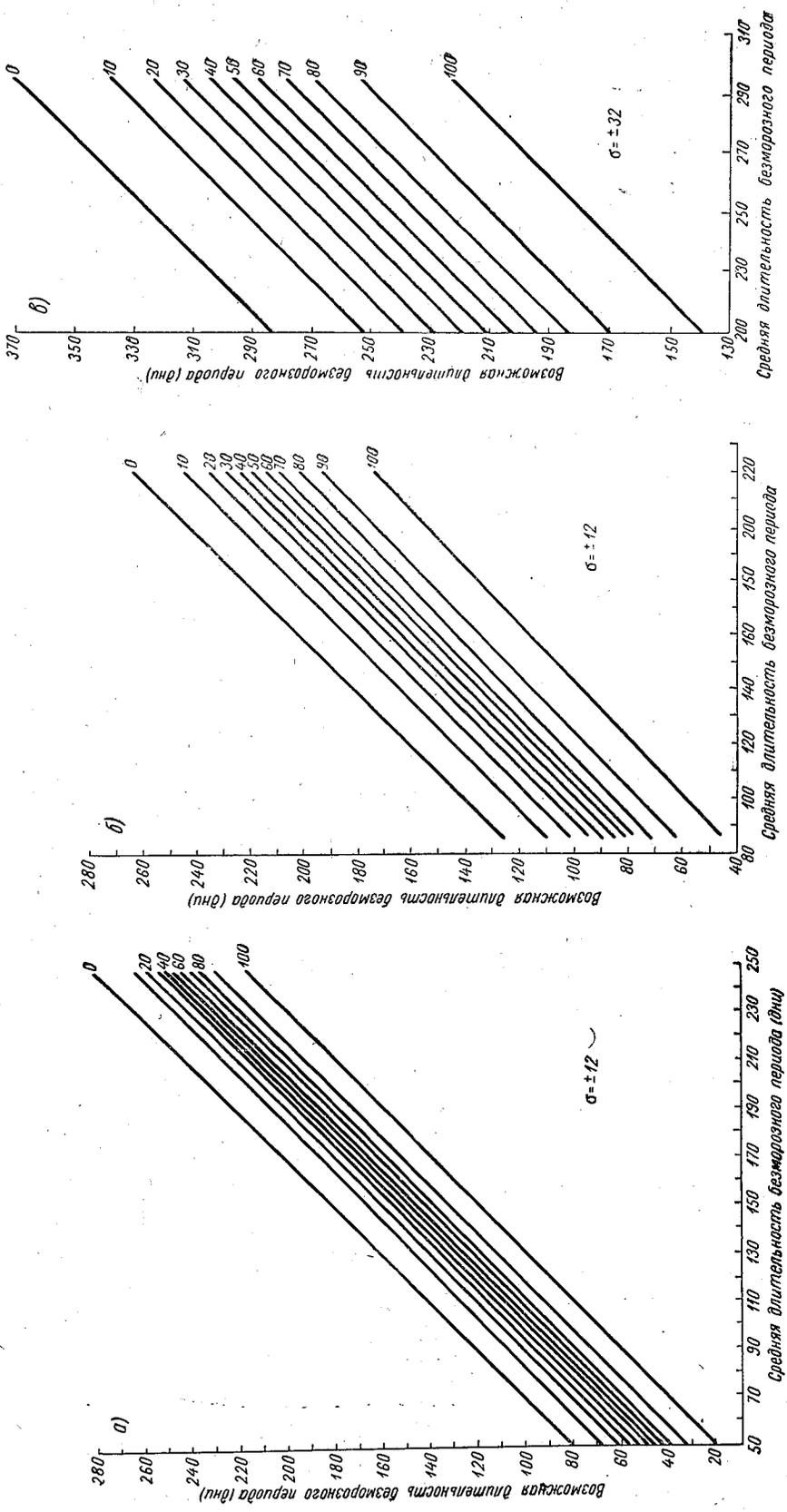


Рис. 2. Графики—номограммы для расчета продолжительности безморозного периода.

Особенно велики они в районе Батуми. Таких же значений  $\sigma_{\text{эмп}}$  можно ждать и для южных районов Франции, севера Италии, некоторых районов Швейцарии.

На большей части территории США, Советского Союза, Германии, Болгарии, Швеции и Норвегии значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  изменяются от 15 до 20—23 дней.

На рис. 2 по оси абсцисс отложены средние значения длительности безморозного периода, а по оси ординат — возможные длительности безморозного периода.

Как видно из этого рисунка, сближение изолиний на номограммах свидетельствует об устойчивости погодных условий, т. е. будет соответствовать малым значениям  $\sigma_{\text{эмп}}$ . В то же время увеличение расстояния между линиями говорит о больших значениях  $\sigma_{\text{эмп}}$ , неустойчивости средней длительности периода и значительных ее колебаниях из года в год.

Таким образом, произведенная оценка точности средних значений длительности безморозного периода показала, что 20—25-летний ряд наблюдений с достаточной степенью точности может быть принят в основу при построении мелкомасштабных климатических карт. Удлинение ряда наблюдений свыше 25 лет при  $\sigma_{\text{эмп}} \leq 20$  дней не скажется существенно на повышении точности средней длины безморозного периода, в то время как увеличение вероятности до 95% поведет к удвоению ошибки.

Необходимая длительность периода при получении  $\bar{x}$  будет сильно зависеть от величины  $\sigma_{\text{эмп}}$ . В районах, где  $\sigma_{\text{эмп}}$  превышает 30 дней, нужен более длительный период для осреднения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Береснева И. А. Мировые карты дат начала и конца заморозков и длительности безморозного периода. Труды ГГО, вып. 132, Л., 1962.
2. Дроздов О. А. Курс климатологии, ч. I и II, Гидрометеиздат, Л., 1952.
3. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Гидрометеиздат, Л., 1961.
4. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1964.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Оценка надежности вычисления средней продолжительности безморозного периода для некоторых станций Европы и США<sup>1</sup>

Станция	$n$	$\sqrt{n}$	$\bar{x}$	$\sigma_{\text{эмп}}$	$\sigma_{\bar{x}}$	$C_v$
Европа						
Пловдив . . . . .	60	7,7	201	25	3	1,5
Садово . . . . .	69	8,3	202	22	3	1,5
Варна . . . . .	60	7,7	241	26	3	1,2
Плевен . . . . .	60	7,7	214	20	3	1,4
Божурице . . . . .	39	6,2	174	18	3	1,7
Горна Оряховица . . . . .	35	5,9	189	17	3	1,6
Ямбол . . . . .	33	5,7	197	20	4	2,0
Дрезден . . . . .	15	3,9	180	20	5	2,8
Нюрнберг . . . . .	16	4,0	165	23	6	3,6
Франкфурт-на-Одере . . . . .	29	5,4	179	19	4	2,0
Магдебург . . . . .	35	5,9	187	19	3	2,0
Франкфурт-на Майне . . . . .	29	5,4	208	24	4	2,0
Лейпциг . . . . .	18	4,2	200	23	5	3,0
Мюнхен . . . . .	17	4,1	166	18	4	2,0
Варезе . . . . .	15	3,9	86	18	5	6,0
Крокстон . . . . .	50	7,1	128	19	3	2,0
Лейк Норвай . . . . .	38	6,2	151	22	4	3,0
Лейк Болмен в Смоланде . . . . .	47	6,9	97	31	5	5,0
Сильян в Далека . . . . .	55	7,4	114	23	3	3,0
США						
Элбани . . . . .	20	4,5	214	28	6	3
Такома . . . . .	24	4,9	245	24	5	2
Ойрека . . . . .	13	3,6	315	41	12	4
Сакраменто . . . . .	23	4,8	295	46	9	3
Сан-Франциско . . . . .	25	5,0	347	26	5	2,5
Феникс . . . . .	27	5,2	290	29	6	2
Пенсакола . . . . .	31	5,6	275	35	6	2
Джексонвилле . . . . .	50	7,1	283	31	4	1,4
Мобиле . . . . .	47	6,9	291	34	5	2
Новый Орлеан . . . . .	47	6,9	325	24	4	1
Хаттерас . . . . .	32	5,7	299	28	5	2
Татош . . . . .	28	5,3	297	49	9	3
Норд Хид . . . . .	35	5,9	295	32	5	2
Розебург . . . . .	42	6,5	214	32	5	2
Портланд . . . . .	46	6,8	246	32	5	2
Дач Харбер . . . . .	9	3	128	19	6	5
Аморилло . . . . .	29	5,4	194	16	3	2
Буффало . . . . .	30	5,5	176	14	3	2
Бостон . . . . .	49	7,0	193	16	2	1
Алпена . . . . .	46	6,8	139	20	3	2
Додж Сити . . . . .	24	4,9	185	15	3	2
Норд Плэтт . . . . .	46	6,8	151	15	2	1
Барлингтон . . . . .	33	5,7	165	18	3	2
Валентин . . . . .	32	5,7	147	17	3	2
Шарлес Сити . . . . .	15	3,9	160	15	4	2,5
Кантон . . . . .	25	5,0	172	32	6	3
Бисмарк . . . . .	46	6,8	131	15	2	1,5
Юма . . . . .	36	6,0	356	20	3	1
Саванн . . . . .	23	4,8	267	27	6	2
Дель Рио . . . . .	15	3,9	262	23	6	2
Августа . . . . .	37	6,1	232	28	5	2
Монтгомери . . . . .	48	6,9	245	23	3	1
Шарлотт . . . . .	32	5,7	231	24	4	2
Колумбия . . . . .	22	4,7	248	25	5	2

<sup>1</sup> Величины те же, что встречались выше в формулах и тексте.

Станция	$n$	$\sqrt{n}$	$\bar{x}$	$\sigma_{\text{эмп}}$	$\sigma_{\bar{x}}$	$C_v$
Кап Хенри	43	6,6	245	18	3	1
Шривпорт	47	6,8	248	21	3	1
Вилмингтон	32	5,6	237	18	3	1
Эль-Пасо	33	5,7	245	12	2	1
Палестин	38	6,2	237	24	4	2
Мэкон	21	4,6	228	24	5	2
Меридиан	31	5,6	228	21	4	2
Норфольк	48	6,9	237	17	2	1
Галверстон	49	7,0	341	23	3	1
Сан Антонио	37	6,1	277	18	3	1
Чарльстон	50	7,1	292	26	4	1
Хаустон	28	5,3	169	14	3	2
Даллас	29	5,4	245	22	4	2
Форт Ворт	25	5,0	245	19	4	2
Бирмингам	25	5	235	20	4	2
Каиро	23	4,8	211	17	4	2
Балтимор	49	7,0	214	18	3	1
Блэк Айленд	11	3,3	217	12	4	2
Атлантик Сити	45	6,7	206	18	3	1
Нашвилл	50	7,1	208	17	2	1
Нантуккет	33	5,7	198	19	3	2
Кнохвилле	47	6,8	205	13	2	1
Линчбург	46	6,8	201	19	3	1
Мемфис	47	6,8	225	22	3	1
Абилен	35	5,9	234	18	3	1
Ричмонд	24	4,9	208	16	3	1
Литл Рок	41	6,4	240	21	3	1

## ДЛИНА ДНЯ ЗА ВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД

Приводятся данные о длине дня за период вегетации растений на ровных местах и по изменению длины дня в горных районах.

Свет наряду с теплом является одним из важнейших факторов, определяющих развитие растений. Свет необходим для создания органической массы в процессе синтеза.

Необходимость учета продолжительности освещения отмечается в ряде работ Г. Т. Селянинова, Ф. Ф. Давитая, С. А. Смирнова и др. Необходимость учета освещения отмечена и в Мировом агроклиматическом справочнике.

Для развития растений большое значение имеют не только напряженность и спектральный состав радиации в течение дня, но и сама продолжительность дня, определяющая прохождение световой стадии и фотопериодизм.

Учитывая необходимость учета продолжительности дня в течение вегетационного периода растений, для Агроклиматического атласа мира были построены две мировые карты, на которых представлено изменение длины дня в начале и конце вегетационного периода. Начало и конец вегетационного периода условно определялись по датам перехода средней суточной температуры воздуха через  $10^{\circ}$  весной и осенью. В течение вегетационного периода длина дня изменяется в пределах этих двух величин. Указанные характеристики относятся в основном к умеренной зоне северного полушария и лишь частично к южному полушарию.

На картах выделены и не рассматриваются районы, где температура воздуха выше  $10^{\circ}$  никогда не устанавливается, а также районы, где температура воздуха выше  $10^{\circ}$  наблюдается весь год (см. статью И. А. Бересневой в данном сборнике). Для этих преимущественно тропических районов с малым изменением длины дня можно ограничиться учетом наибольшей и наименьшей его длительности (табл. 1).

Длительность дня зависит от широты места и времени года. На рис. 1 приведен годовой ход длины дня на разных широтах северного и южного полушарий, по которому можно определить длину дня в любой день месяца.

На равнинах северного полушария в Евразии длина дня весной в дату перехода температуры через  $10^{\circ}$  уменьшается с севера на юг от 20—21 часа на широте  $65^{\circ}$ — $67^{\circ}$  до 12—13 час. на широте порядка  $40^{\circ}$  (южнее — горные районы), а в Северной Америке — до 10—11 час. на широте  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ . Осенью же длина дня в Евразии изменяется от 16—

Таблица 1  
Наибольшая и наименьшая длина дня за год на указанной широте северного и южного полушарий

Широта (град.)	Длина дня (часы)	
	наибольшая	наименьшая
66	24	
65	22	4
62,5	20	
60		6
57	18	
50		8
48	16	
42		9
40	15	
30	14	10
15	13	11
0 ± 5	12	12

17 до 9—10 час., а в Северной Америке — до 10—11 час. (южнее широты 42° на территории Северной Америки весь год температура выше 10°).

В северных широтах разница в продолжительности дня между широтами большая, чем в южных, она составляет на ровных местах 1 час на каждые 2—3° широты. В средних и южных широтах длина дня изменяется более медленно, уменьшаясь к югу на 1 час на каждые 5—6° широты.

Изолинии длины дня имеют в общем широтный ход. Особенности территории оказывают существенное влияние на изменение длины дня. Так, под влиянием крупных незамерзающих водоемов температура 10° весной падает на несколько более раннюю дату, а осенью — на значительно более позд-

нюю; вследствие этого длина дня в начале и конце вегетационного периода сокращается. Замерзающие водоемы оказывают отепляющее влияние осенью, оттягивая наступление температуры 10°. Поэтому на побережьях морей и океанов широтный ход изолиний нарушается.

В табл. 2 приведена длина дня весной и осенью на больших равнинах.

Таблица 2

Длина дня (часы, мин.) весной и осенью ко времени перехода средней суточной температуры воздуха через 10° (равнины)

Континент	Широта (град.)									
	67	65	63	61	59	56	52	47	42	37

Весна

Евразия . . . . .	> 20	20	19	18	17	16	15	14	13		
Северная Америка . . . . .	> 20	> 20	19 <sup>30</sup>	19	18	17	16	14 <sup>50</sup>	13 <sup>30</sup>	12	11

Осень

Евразия . . . . .	16	15	14 <sup>20</sup>	13 <sup>40</sup>	13 <sup>20</sup>	12 <sup>40</sup>	12	11	10		
Северная Америка . . . . .	> 16	15 <sup>30</sup>	14 <sup>40</sup>	14 <sup>20</sup>	14	13 <sup>20</sup>	12 <sup>30</sup>	11 <sup>50</sup>	11	< 11	< 11

Таблица составлена схематически с учетом лишь широтного распределения длины дня.

Сдвиг изолиний длины дня в Северной Америке в более южные широты объясняется соответствующим сдвигом дат перехода температуры через 10°. Благодаря более позднему наступлению и более раннему окончанию температуры 10° длина дня становится более продолжительной, чем на тех же широтах европейского и азиатского континентов.

Как уже указывалось, в южном полушарии в течение всего года наблюдается температура воздуха выше 10°, за исключением в основном горных районов.

На юге и юго-востоке Южной Америки, а также в восточных Кордильерах тихоокеанского побережья, длина дня весной изменяется от 15—16 час. на крайнем юге до 10—11 час., а осенью от 13—14 до 9—10 час.

В австралийских Альпах длина дня весной изменяется в пределах 11—12 час., а осенью в пределах 10—11 час.

На африканском континенте лишь в отдельных небольших районах температура в течение года опускается ниже 10°. В районе Атласских и Драконовых гор, а также Абиссинского нагорья длина дня весной изменяется в пределах 11—12 час., а осенью 10—11 час.

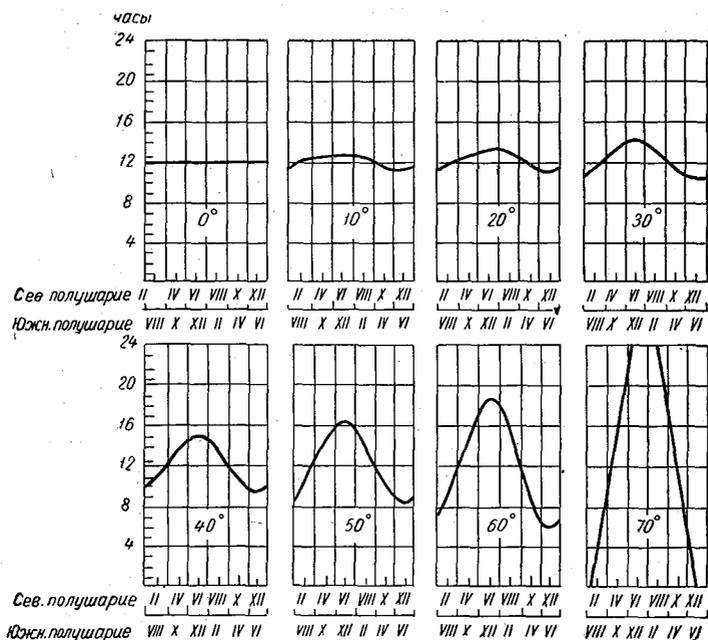


Рис. 1. Годовой ход длины дня на разных широтах.

В умеренной зоне при продвижении в горы начало вегетационного периода весной сдвигается на более поздние даты, а окончание его на более ранние. В связи с этим длина дня в горах в пределах периода вегетации становится более продолжительной, чем на равнинах тех же широт.

В горных районах южных широт наблюдается такая же длина дня, как на ровных местах более северных районов, т. е. высота местности компенсирует уменьшение длины дня с продвижением к югу. Так, на широте 42° с. ш. продолжительность дня весной на равнинах равна 13 час. Такая же длина дня наблюдается в горных районах Ирана на высоте около 3000 м (широта 20°).

На изменение длины дня при продвижении в горы влияет ряд факторов: широта местности (в северных широтах градиенты больше, чем в южных, за счет более длинного дня и более быстрого изменения его с широтой), ориентировка склонов и близость моря.

В тропических областях в связи с высоким стоянием солнца изменение длины дня с высотой местности незначительно. В пределах средних широт, если время начала и окончания температуры 10° при-

ходится на март и сентябрь (дни весеннего и осеннего равноденствия), также не наблюдается изменение длины дня по высоте.

В горах Кавказа, на северных склонах горных районов Крыма, а также северных склонах Альп (широта 40—45°) при разности высот в 1000 м длина дня изменяется на 1 час.

В горах Алтая, Саянах (широта 50—54°) изменение длины дня весной на 1 час наблюдается при разности высот 800—900 м. Осенью же в связи с тем что даты прекращения температуры 10° приходятся в этих районах на середину и конец сентября, длина дня с увеличением высоты практически не меняется.

Существенно изменяется градиент длины дня на склонах, обращенных к морю. Благодаря дополнительному нагреву нижних частей склонов даты установления и прекращения температуры 10° сдвигаются весной на более ранние сроки, а осенью — на более поздние. Различия в датах установления температуры 10° в разных частях склонов значительны. Так, на западных склонах гор Кавказа, обращенных к морю, они составляют около 2 месяцев при разности высот 1000 м.

В связи с большими различиями в датах установления температуры 10° увеличиваются и различия в длине дня в эти даты. На южных склонах гор благодаря лучшему их обогреву длина дня с высотой увеличивается быстрее, чем на северных. На южных склонах Крымских гор, обращенных к морю, при разности высот в 1000 м длина дня изменяется на 2 часа, т. е. в два раза быстрее, чем на северных склонах. Такого же порядка градиенты на западных склонах гор Кавказа, в австралийских Альпах, находящихся под воздействием океана, и в прибрежных районах Калифорнии.

На южных склонах Альп при разности высот в 1000 м длина дня изменяется на 1,5 часа, в то время как на северных склонах она изменяется на 1 час.

Следует указать, что разброс точек на графиках изменения длины дня с ростом высоты местности значительный. Это, очевидно, объясняется большим разнообразием природных условий.

Учет продолжительности дня наряду с учетом других климатических факторов является одним из условий, от которых зависит успех растениеводства.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеиздат, Л., 1937.
2. Селянинов Г. Т. Перспективы субтропического хозяйства СССР в связи с природными условиями. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Смирнов В. А. Поживные культуры и климат. Гидрометеиздат, Л., 1960.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУММ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА ВЫШЕ 10° НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

В статье рассматриваются основные закономерности географического распределения сумм температур воздуха за период с устойчивой температурой выше 10°. Приводятся значения высотных и широтных градиентов этого показателя для различных горных систем и равнинных территорий. Даны некоторые общие особенности распределения сумм температур на континентах.

Для сельскохозяйственного производства большое значение имеет правильная оценка климатических ресурсов различных территорий, в частности, оценка обеспеченности теплом периода вегетации растений. Обеспеченность теплом в агроклиматологии принято оценивать с помощью сумм средних суточных активных температур (активными называются температуры, при которых наблюдается интенсивный рост и развитие растений). Для холодостойких растений активными являются температуры выше 5°, для большинства сельскохозяйственных растений — выше 10°, для теплолюбивых — выше 15°.

Зная потребность растений в тепле и располагая данными по суммам активных температур воздуха, можно оценить тепловые возможности вегетационного периода различных территорий.

М. И. Будыко [1] дал физическое обоснование этому важнейшему агроклиматическому показателю, установив, что между суммами температур и значениями радиационного баланса существует тесная прямая связь, сохраняющаяся в среднем на всех широтах и для всех материков.

Суммы температур используются также и в комплексных агроклиматических показателях. Так, например, значения сумм температур необходимы при вычислении гидротермических коэффициентов Г. Т. Селянинова [7], характеризующих условия увлажнения. М. И. Будыко [1] считает возможным производить расчет годовых величин испаряемости по суммам температур. С. А. Сапожникова [6] для оценки сельскохозяйственного бонитета климата также использует суммы температур в сочетании с показателем увлажнения.

Для Мирового агроклиматического атласа были построены карты сумм температур воздуха за период с устойчивой температурой выше 10° для всех континентов земного шара. При построении карт использовалась принятая в ГГО методика климатического картирования [3]. Суммы температур изменяются в зависимости от широты места и от высоты над уровнем моря. Кроме того, очевидно влияние океанов и

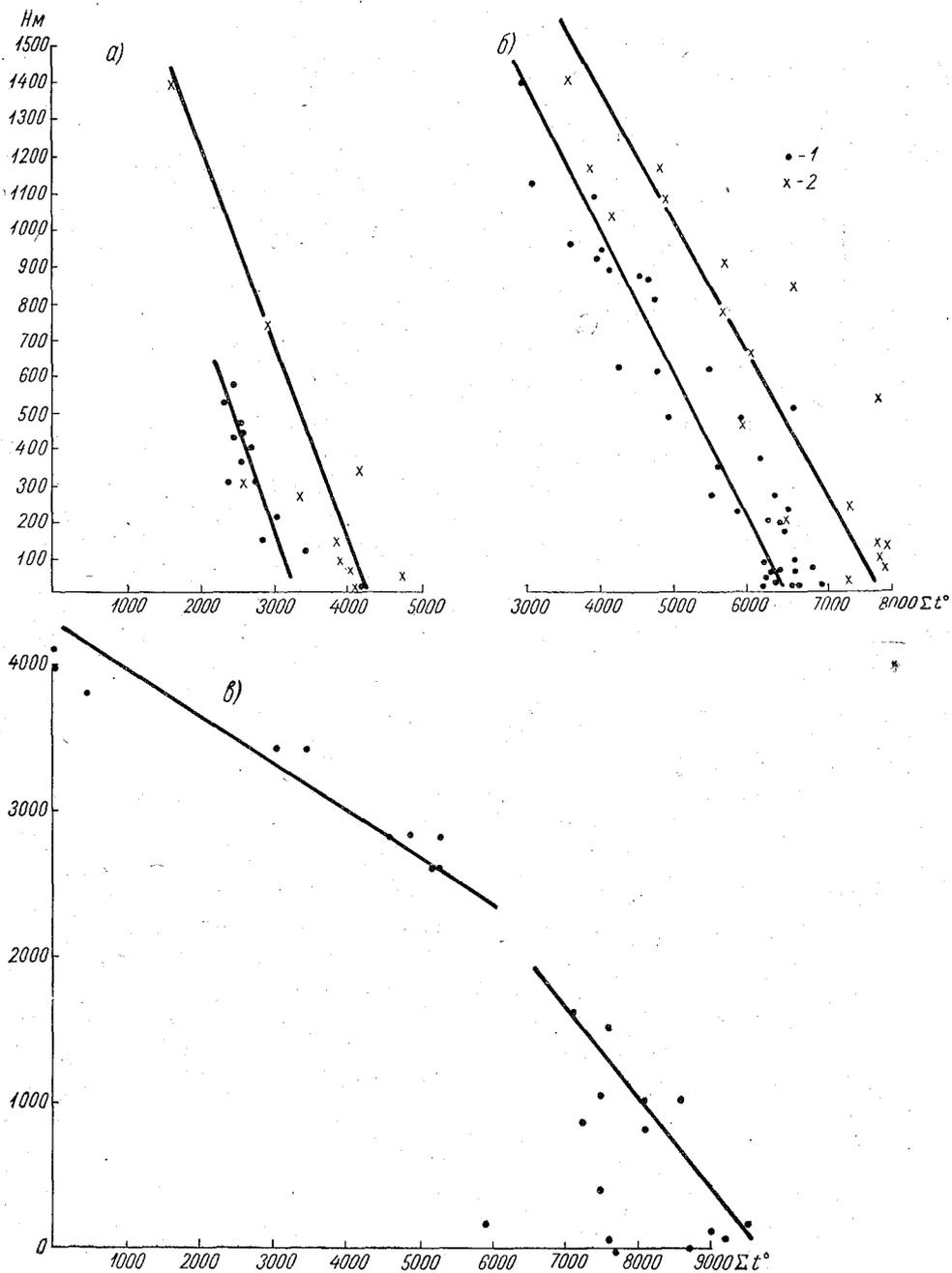


Рис. 1. Изменение с высотой сумм температур в горных системах.  
 а — Альпы, б — Атласские горы, в — Анды. 1 — северный склон, 2 — южный склон.

океанских течений на распределение сумм температур в прибрежной зоне континентов и на островах. Для оценки перечисленных факторов был построен ряд корреляционных графиков, по которым были выявлены некоторые интересные закономерности.

На рис. 1 представлено изменение с высотой сумм температур в различных горных системах. Для графиков характерен сравнительно большой разброс точек, особенно в нижнем 100-метровом слое воздуха. Этот разброс, очевидно, обусловлен недоучетом влияния местоположений станций (на открытом склоне, в котловине, в различных по конфигурации долинах, на плато и т. д.), которое особенно сильно проявляется на небольших высотах. В том случае, если горная система вытянута в широтном направлении (Альпы, Атласские горы), градиенты вычислялись отдельно для северных и южных склонов.

В большинстве горных систем высотный градиент сумм температур равняется  $170^{\circ}/100$  м. Такое значение градиента получено в Альпах, Балканах, Аппенинах, западных и восточных Сьерра Мадре и др. Для некоторых горных систем (Атласские горы, Скалистые) получены большие значения градиентов —  $230$ — $250^{\circ}/100$  м.

В Альпах на склонах северной и южной экспозиций абсолютные значения сумм температур за период с устойчивой температурой выше  $10^{\circ}$  на южном склоне больше, чем на соответственных уровнях северного склона почти на  $1000^{\circ}$ , т. е. если суммы температур на высоте 500 м на южном склоне составляют  $3500^{\circ}$ , то на этой же высоте на северном склоне эти суммы равняются  $2500^{\circ}$ .

Для Атласских гор высотные градиенты сумм температур больше, как было указано выше, и составляют на северном склоне  $230^{\circ}/100$  м, на южном —  $250^{\circ}/100$  м. Значения сумм температур на южном склоне в нижних 500 м больше, чем на северном на  $1250^{\circ}$ , с высотой это различие уменьшается — на высоте 1400 м оно составляет  $1000^{\circ}$ . Увеличение высотных градиентов на Атласских горах, очевидно, связано с их контрастным положением: с одной стороны они опускаются к Средиземному морю, с другой — к знойным африканским пустыням. На африканских нагорьях, расположенных внутри континента, высотный градиент сумм температур имеет обычное значение —  $170^{\circ}/100$  м.

На рис. 1 в представлено изменение сумм температур с высотой на Южно-Американском континенте в экваториальной части горной системы Анд. Из рисунка видно, что на высоте около 2000 м наблюдается изменение градиентов сумм температур: ниже 2000 м этот градиент составляет  $170^{\circ}/100$  м, а выше —  $300^{\circ}/100$  м. Излом градиента намечается и в горах Мексики, западных и восточных Сьерра Мадре (до высоты  $\sim 1900$  м —  $170^{\circ}/100$  м, выше —  $280^{\circ}/100$  м), но, к сожалению, здесь нет данных выше 2300 м. По другим горным системам данные по суммам температур также имеются лишь ниже 2000 м. Без дополнительных исследований трудно сказать, чем обусловлено сравнительно быстрое уменьшение сумм температур на высотах более 2000 м. Весьма возможно, что это явление характерно для тропических и экваториальных широт, где период с устойчивой температурой выше  $10^{\circ}$  продолжается круглый год, а на высотах более 2000 м этот период сокращается и поэтому наблюдается более быстрое падение сумм температур с высотой. Не исключены и другие причины, обусловившие излом градиента сумм температур на высотах около 2000 м.

В табл. 1 приводятся высоты изолиний сумм температур воздуха в различных горных системах. Уровни одинаковых сумм температур изменяются очень сильно, что объясняется географическим положением той или иной горной системы. Так, например, в горных системах

Высоты изолиний сумм температур воздуха (град.)  
в различных горных системах

Горные системы	Суммы температур воздуха									
	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000
Альпы										
северный склон . . . . .	1400	800	200							
южный склон . . . . .	1700	1250	700	200						
Балканы . . . . .	1900	1300	800	250						
Аппенины . . . . .	1900	1300	800	250						
Кавказ (по А. А. Зани- ной [4]) . . . . .	2000	1700	1200	600						
Гималаи										
южный склон . . . . .	3100	2800	2500	2200	1800	1400	1000	600	200	
северный склон . . . . .	2300	1900	1500	1100	700					
Атласские горы										
северный склон . . . . .			1400	1000	600	200				
южный склон . . . . .			1750	1400	1050	700	300	50		
Скалистые горы . . . . .	2400	2000	1600	1200	800	400				
Анды										
экваториальная часть	4000	3650	3300	3000	2650	2300	1600	1000	400	100
южная часть . . . . .	2100	1600	800	200						

Южной Европы (Альпы, Балканы, Аппенины) изолиния 4000° проходит на высотах 200—250 м, в Скалистых горах Северной Америки высота этой изолинии 1200 м, а в экваториальной части Анд 3000 м.

Четко проявляется также смещение уровня изолиний на северных и южных склонах (Альпы, Атласские горы, Гималаи).

Рассмотрим изменение сумм температур по широтам. В табл. 2 приводятся значения широтных градиентов сумм температур (изменение суммы температур на 1° широты) для умеренных и субтропических широт различных территорий.

Для того чтобы исключить влияние изменения абсолютной высоты на суммы температур и получить неискаженные значения широтного градиента, последний определялся лишь для выравненных территорий с небольшими абсолютными высотами. В частности, этим объясняется отсутствие в табл. 2 значений широтных градиентов сумм температур для субтропической зоны Европы и для ряда районов тропической зоны.

Согласно приведенным данным изменение сумм температур по широте в умеренных зонах меньше, чем в субтропических, на всех материках. В тропических зонах Америки, Африки и Азии можно заметить существенное по сравнению с субтропической зоной уменьшение широтного градиента. В экваториальной зоне широтный градиент отсутствует.

На побережьях континентов вследствие умеряющего влияния океанов широтные градиенты меньше, чем внутри континентов. Так, в табл. 2 дано изменение сумм температур по широте для восточного побережья Южной Америки и для побережья Австралии. В Южной Америке четко прослеживается изменение широтного градиента: полное его отсутствие в экваториальной зоне, затем область (примерно до 40° ю. ш.) со значением градиента 175° и умеренная зона, для которой характерно быстрое уменьшение сумм температур (градиент ра-

Таблица 2

Значения широтных градиентов сумм температур  
(на 1° широты)

Территория	Зона		
	умеренная	субтропическая	тропическая
Западная Европа . . . . .	125		
СССР <sup>1</sup>			
ЕТС . . . . .	120		
АТС . . . . .	130		
Средняя Азия <sup>2</sup> . . . . .		200	
Канада . . . . .	120		
США (центральные равнины <sup>2</sup> ) . . . . .		250	
Мексиканский полуостров			160
Континентальная часть			
Южной Америки . . . . .		250	
Австралия . . . . .		250	115
Восточное побережье Южной Америки . . . . .	265	175	Отсутствие градиента
Побережье Австралии . . . . .		190	То же

<sup>1</sup> По Е. С. Рубинштейн.

<sup>2</sup> Средняя Азия и центральные равнины США отнесены к субтропической зоне условно.

вен 265°). Последнее обстоятельство обусловлено, очевидно, влиянием холодного течения, которое от южной оконечности этого материка до 40° ю. ш. протекает вдоль самого берега и охлаждает прибрежные районы.

Отмеченные выше особенности распределения сумм температур учитывались на картах, построенных для Агроклиматического атласа мира.

В качестве примера на рис. 2 приводится карта сумм температур для территории США. Вследствие малого масштаба изолинии здесь даны не через 500°, как они были построены, а через 1000°. Суммы температур на представленной территории меняются от 2000° в северной части до 9000° на побережье Калифорнийского залива. Западный горный район характеризуется большой изменчивостью значений сумм температур.

Из общих особенностей распределения сумм температур на материках отметим следующие. Наиболее высокие их значения наблюдаются в Африке (от 11000 до 4000), причем самые большие значения сумм температур на земном шаре (свыше 11000) наблюдаются на побережье Красного моря. Для Южной Америки, так же как и для Северной, характерны большие контрасты: суммы температур изменяются от 10000 до 300° и менее. Такой же диапазон изменения значений сумм температур наблюдается и в зарубежной Азии, но в противоположность Американским континентам этот диапазон обусловлен изменениями не широты места, а большими контрастами высот над уровнем моря: большие значения сумм температур в низменных частях (Индо-Гангская низменность, низкая часть п-ва Индостан и др.), достигающие 10000° при продвижении к северу всего на 5° широты в область Гималаев, высочайших гор мира, уменьшаются до 0—300° в зоне высокогорных ледников.

В Европе значения сумм температур изменяются от 0—300° на крайнем севере до 5000—6000° на юге.

Австралия, расположенная в тропических и субтропических широтах, характеризуется значениями сумм температур от 10000° на севере до 5000° на юге.

В данной статье рассмотрены основные макромасштабные факторы, определяющие географическое распределение сумм температур на континентах. Пестрота природных условий, имеющая место в действитель-

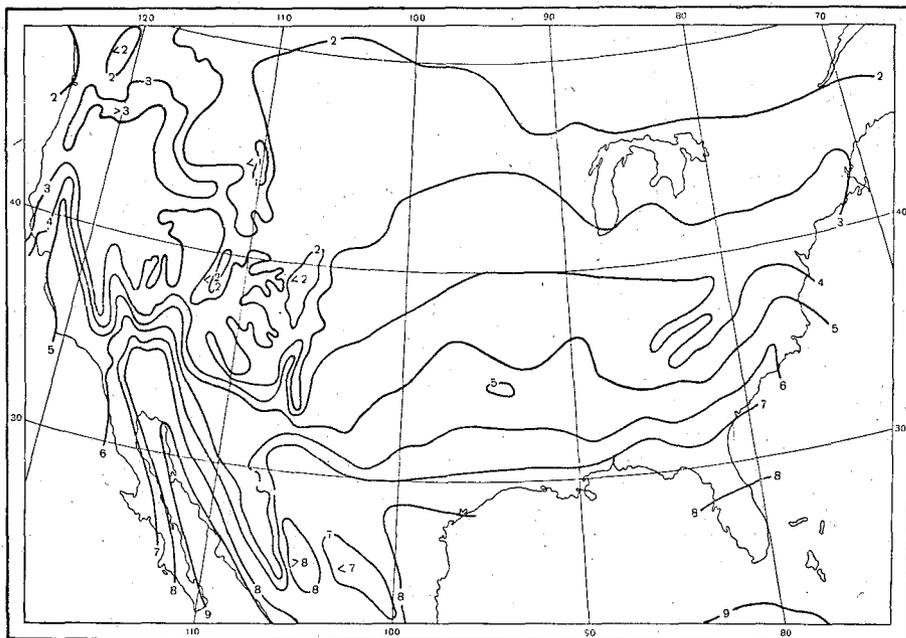


Рис. 2. Карта сумм температур за период с устойчивой температурой выше 10° для США.

ности, значительно усложняет общую картину распределения. В особенности это относится к горным районам Южной и Центральной Америки [2], Африки [5], Азии. Вопрос изменения агроклиматических характеристик под влиянием местоположения заслуживает большого внимания и должен быть изучен в ближайшее время.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоздат, 1956.
2. Бузовкин Б. А. Климат США. Гидрометеоздат, 1960.
3. Гольцберг И. А. К вопросу о построении карт температур, не приведенных к уровню моря. Труды по с.-х. метеорологии, вып. XXIV, 1936.
4. Занина А. А. Климат СССР, вып. 2. Кавказ. Гидрометеоздат, 1961.
5. Кодрау О. Д. Климат Эфиопии. Гидрометеоздат, 1964.
6. Сапожникова С. А. Принципы сельскохозяйственной бонитировки климатов СССР. Труды Всесоюз. научн. метеор. совещания, том VIII. Гидрометеоздат, 1963.
7. Селянинов Г. Т. К методике сельскохозяйственной климатографии. Труды по с.-х. метеорологии, вып. XXI, 1930.

## ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕГО ИЗ АБСОЛЮТНЫХ ГОДОВЫХ МИНИМУМОВ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

В статье на основе построенной карты рассматриваются географические особенности распределения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха на земном шаре, выявлены закономерности его изменения под влиянием абсолютной высоты над уровнем моря, широты и долготы.

Средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха является одним из основных показателей термического режима холодного времени года, поэтому изучение его представляет большое научное и практическое значение для различных отраслей народного хозяйства.

Впервые средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха (для краткости обозначим его через  $T_{\text{мин}}$ ) как показатель морозоопасности был предложен Ганном в 1912 г. [18]. Позднее Г. Т. Селянинов, И. А. Гольцберг, С. А. Сапожникова [3, 5, 11, 12] показали возможность использования  $T_{\text{мин}}$  для сельскохозяйственной оценки климата. При этом  $T_{\text{мин}}$  отождествлялся при помощи расчета с определенной вероятностью губительных зимних температур, которые в конечном счете лимитируют климатические возможности существования многих многолетних и озимых культур.

Практика показала, что можно мириться с периодической гибелью субтропических многолетников, а также плодовых культур умеренной зоны СССР не чаще одного раза в 10 лет. Было установлено, что 10%-ная повторяемость губительных морозов, являющаяся наиболее ценным климатическим индексом для оценки условий перезимовки культур, наиболее надежно и просто выражается средним из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха, который может быть использован при установлении северной границы распространения отдельных культур. Г. Т. Селяниновым, а также С. А. Сапожниковой [9, 13] получена количественная характеристика изменения  $T_{\text{мин}}$  под влиянием моря, высоты места и формы рельефа для субтропической зоны СССР.

Вместе с тем следует отметить, что  $T_{\text{мин}}$  климатически слабо изучен, так как до последнего времени не имелось карт распределения этой характеристики на континентах мира, за исключением карт, составленных для ограниченных территорий [17, 19]. Существенным вкладом является построенная Е. С. Рубинштейн [10] карта  $T_{\text{мин}}$  для территории СССР. Недостаточная изученность количественных закономерностей из-

менения  $T_{\text{мин}}$  в зависимости от климатических и физико-географических условий объясняется тем, что эта характеристика принадлежит к числу трудно картируемых метеорологических элементов. Изменение  $T_{\text{мин}}$  под влиянием местоположения очень часто перекрывает его изменение в географическом разрезе на значительной территории. Поэтому при картировании этого элемента и ему подобных первостепенное значение приобретает количественная оценка изменения его под влиянием местных условий.

В данной работе ставится задача рассмотреть основные закономерности географического распределения  $T_{\text{мин}}$  на земном шаре и получить общую количественную оценку изменения этой характеристики под влиянием широты, долготы и абсолютной высоты места. Для этой цели привлечена построенная автором в 1963 г. для Агроклиматического атласа мира серия карт среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха по материкам мира (Европа, Азия, Австралия, Африка, Северная и Южная Америка).

### Методика построения карт среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха

Для составления карт среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха были использованы массовые материалы многолетних данных наблюдений, полученных за период 30—50 лет в пределах 1880—1950 гг. и опубликованных в ряде изданий для зарубежных стран [5, 17, 19, 20, 21 и др.]. Для территории СССР использованы материалы Климатологических справочников СССР по среднему из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха. При составлении карт принимались во внимание все факторы, определяющие закономерность изменения  $T_{\text{мин}}$ , в макромасштабе с учетом особенностей распределения последнего в том или ином физико-географическом районе. При проведении изолиний не учитывались особенности изменения  $T_{\text{мин}}$  под влиянием микроклиматических условий, так как территориально эти особенности невозможно показать в масштабе рабочей карты (1 : 12 000 000). Основными факторами, определяющими изменение  $T_{\text{мин}}$  в географическом разрезе, являются: широта места, степень континентальности и топографические условия.

Под влиянием первых двух факторов средний из абсолютных минимумов температуры изменяется плавно и последовательно, но вследствие топографических условий плавный ход изолиний часто нарушается и принимает сложный характер.

Для количественной оценки изменения  $T_{\text{мин}}$  под влиянием широты места было взято несколько разрезов по долготе для центральных областей материков. При построении графика зависимости среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха от широты места использованы величины, снятые с изолиний на карте (рис. 1). Из рис. 1 видно, что  $T_{\text{мин}}$  значительно увеличивается с уменьшением широты места. В северном полушарии на  $70^\circ$  с. ш.  $T_{\text{мин}}$  составляет  $-48$ ,  $-56^\circ$ , а у экватора  $+16^\circ$ . В южном полушарии на  $40^\circ$  ю. ш.  $T_{\text{мин}}$  составляет  $-8$ ,  $-12^\circ$ , а у экватора больше  $+16^\circ$ .

Для оценки влияния долготы был взят разрез по широте  $60$ — $65^\circ$  с. ш. на территории Европы и Азии. Как видно из рис. 2,  $T_{\text{мин}}$  заметно понижается с возрастанием долготы места (от  $-12$  до  $-56^\circ$ ). На основании полученных зависимостей были рассчитаны средние широтные и долготные градиенты среднего из абсолютных годовых минимумов тем-

пературы воздуха (табл. 1). Величина широтного градиента рассчитывалась на  $1^\circ$  широты, что соответствует 111 км. Долготный градиент представляет собой изменение  $T_{\text{мин}}$  на  $1^\circ$  долготы. Несмотря на некоторую неточность (с изменением широты места изменяется расстояние,

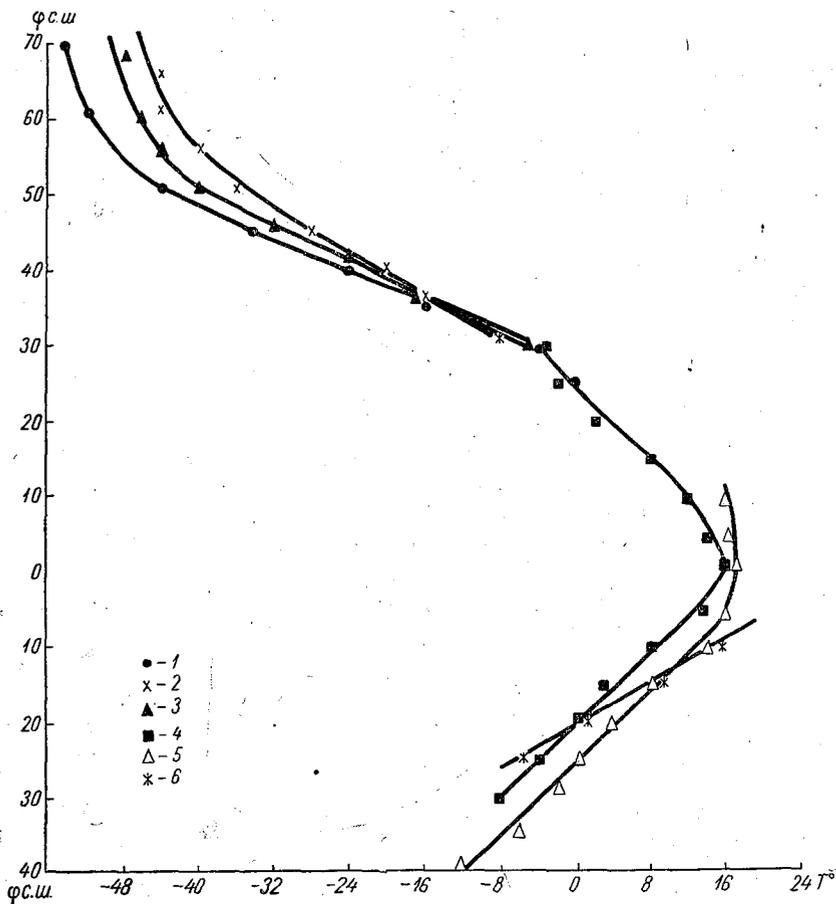


Рис. 1. Изменение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха под влиянием широты места.  
1 — Европейская территория СССР, 2 — Азия, 3 — Северная Америка, 4 — Африка, 5 — Южная Америка, 6 — Австралия.

соответствующее  $1^\circ$  долготы), такой расчет позволяет сделать общую оценку изменения  $T_{\text{мин}}$  с запада на восток.

Из табл. 1 видно, что широтный градиент по абсолютной величине изменяется в 2—3 раза, достигая наибольших значений в северном полушарии по сравнению с южным. Наиболее значительно  $T_{\text{мин}}$  изменяется по широте в Азии (разрез по долготе  $110^\circ$  в. д.) и в Северной Америке, где широтный градиент составляет  $1,6\text{—}1,8^\circ$  на  $1^\circ$  широты, а в Южной Америке величина градиента не превышает  $0,7^\circ$ . Такое изменение широтного градиента объясняется прежде всего резкими различиями в притоке солнечной радиации, в характере атмосферной циркуляции на земном шаре, а также особенностями физических свойств подстилающей поверхности. Долготный градиент четко выявляется

только в Европе и Азии, но по абсолютной величине он в несколько раз меньше широтного градиента. В Европе долготный градиент достигает  $0,7^\circ$  на  $1^\circ$  долготы, а в Азии не более  $0,3^\circ$ .

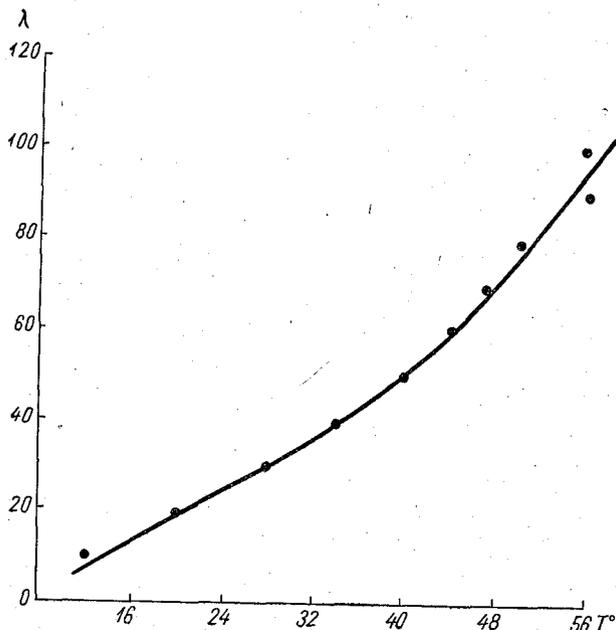


Рис. 2. Изменение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха под влиянием долготы места.

Таблица 1

Широтные и долготные градиенты среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха (град.)

Материк	Широтный градиент		Долготный градиент
	северное полушарие	южное полушарие	
Европа . . . . .	1,2	—	0,7
Азия . . . . .	1,8	—	0,3
Северная Америка . . . . .	1,6	—	—
Южная Америка . . . . .	0,7	0,6	—
Африка . . . . .	0,9	0,8	—
Австралия . . . . .	—	1,2	—

Наиболее трудной задачей является проведение изолиний в горных районах, где необходим учет влияния высоты над уровнем моря и формы рельефа на изменение  $T_{мин}$ . Влияние формы рельефа часто перекрывает влияние высоты места на изменение этого показателя, поэтому широко применяемый метод пар станций для определения вертикальных градиентов оказался неприемлемым. Чтобы установить величину высотного градиента (без группировки по формам рельефа), для ос-

новных горных систем строились корреляционные графики, на которых по оси абсцисс откладывался  $T_{мин}$ , по оси ординат — абсолютная высота над уровнем моря. Как правило, точки, значительно отклоняющиеся на графиках от средней линии, — это данные отдельных станций, находящихся под влиянием местных условий. В табл. 2 представлены осредненные величины вертикальных градиентов, рассчитанные для ряда горных систем,

В северном полушарии вертикальные градиенты среднего из абсолютных минимумов температуры примерно в 1,5—2 раза больше, чем в южном полушарии. Самые большие вертикальные градиенты наблюдаются в горных системах с резко континентальным климатом (Тянь-Шань, Памир, Гималаи, Тибет) и составляют в среднем 0,5—0,6° на 100 м. В горных системах южного полушария вертикальный градиент не превышает 0,2—0,3° на 100 м. Вместе с тем следует отметить, что полученные величины средних вертикальных градиентов для основных горных систем могут изменяться в зависимости от экспозиции склона, степени удаленности от моря и условий образования и повторяемости зимних температурных инверсий. Не вдаваясь в детали, можно сказать, что зимой нормальное падение  $T_{\text{мин}}$  с высотой с градиентами 0,2—0,6° на 100 м наблюдается во всех горных системах, начиная с уровня 1,5—2 км. Наиболее значительные отклонения от нормальных высотных градиентов наблюдаются на уровне 0,2—1,5 км.

Например, в этой зоне на южном склоне Большого Кавказа наблюдается увеличение вертикального градиента до 0,8° на 100 м за счет смягчающего влияния моря, а на северном склоне за счет частых макроклиматических инверсий наблюдается замедленное падение температуры с высотой и даже отрицательные вертикальные градиенты порядка —0,4, —0,6° на 100 м, т. е. возрастание температуры с высотой. Еще большие контрасты в величине вертикальных градиентов имеются в горах Тянь-Шаня и Памира, где отрицательные вертикальные градиенты могут достигать —0,7° на 100 м за счет возникновения мощных температурных инверсий на северных склонах.

Центральные районы Якутии занимают первое место в мире по количеству и глубине зимних инверсий, вертикальная протяженность которых может достигать 1—2 км с температурным скачком  $\geq 10$ —20°. Отрицательные вертикальные градиенты возможны также в Гималаях, Гиндукуше, Альпах, Карпатах, Скалистых и Скандинавских горах. Однако

Таблица 2

Вертикальные градиенты среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха (град/100 м)

Материк	Горная система	Вертикальный градиент
СССР	Большой и Малый Кавказ } Тянь-Шань } Памир }	0,4—0,5
		0,5—0,6
		0,3—0,4
Европа	Скандинавские горы } Альпы } Карпаты } Пиренеи }	0,4—0,5
		0,4
		0,5
Азия	Иранское нагорье } Гиндукуш } Гималаи } Тибет }	0,5—0,6
		0,2—0,3
		0,4—0,5
Северная Америка	Скалистые горы } Сьерра-Мадре } Аппалаги }	0,4—0,5
		0,2—0,3
		0,2—0,3
Южная Америка	Кордильеры	0,2—0,3

из-за ограниченного числа данных наблюдений не оказалось возможным количественно определить величину инверсионного градиента.

Осредненные вертикальные градиенты, представленные в табл. 2, были приняты за основу при составлении карт среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха в горных районах. В этих районах карта строилась путем расчета, основанного на использовании высотных и широтных градиентов и контролируемого цифровыми данными метеорологических станций.

### Особенности географического распределения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха

Распределение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха, как видно из карты (рис. 3), носит в общем широтный характер, отражая влияние основных факторов, определяющих особенности термического режима на континентах мира (приток тепла от солнца, особенности атмосферной циркуляции). Но широтный ход изолиний часто нарушается, отражая большое влияние степени континентальности климата, характера и формы подстилающей поверхности, а также влияние морей и океанов на изменение среднего из абсолютных минимумов температуры. Самые высокие величины  $T_{\text{мин}}$  наблюдаются в экваториальной зоне на северном побережье Южной Америки и океанических островов (Суматры, Борнео, Новая Гвинея) и составляют  $20^{\circ}$ . Самые низкие значения  $T_{\text{мин}}$  наблюдаются в СССР на северо-востоке Якутии в долинах рек Яны и Индигирки (район азиатского «полюса холода») и составляют  $-62$ ,  $-64^{\circ}$ . Низкие значения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха наблюдаются также во внутренних районах Гренландии и в Антарктиде.

Рассмотрим некоторые особенности распределения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха на континентах. Обращает на себя внимание почти меридиальный ход изолиний в Европе и на Европейской территории СССР, что объясняется особенностями атмосферной циркуляции и влиянием океана, прогретого теплым течением Гольфстрим [4, 10, 14]. В связи с этим на северо-западе Европы наблюдаются исключительно высокие для этих широт  $T_{\text{мин}}$  (рис. 3). Например, в Норвегии на побережье Атлантического океана у  $60^{\circ}$  с. ш.  $T_{\text{мин}}$  составляет  $-16^{\circ}$ , в то время как в Восточной Сибири на той же широте его величина ниже  $-56^{\circ}$ , а в центральных районах Северной Америки около  $-44^{\circ}$ . Изотерма  $-16^{\circ}$  поднимается вдоль берегов Норвегии примерно до  $70^{\circ}$  с. ш., и здесь наблюдается самый высокий для данной широты  $T_{\text{мин}}$  на земном шаре. В южных районах Европы изотермы повторяют очертания берегов, но здесь нет резкого сгущения изолиний, как на берегах Норвегии, в связи с меньшими разностями температур вода — суша. Следствие наличия горных хребтов изолинии имеют здесь очень сложный ход. Меридиональный ход изолиний на ЕТС приводит к тому, что средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха одинаков для Ленинграда и Астрахани, Риги и Ташкента.

В Западной Сибири изотермы располагаются подобно ЕТС — на севере они имеют меридиональное направление, к югу же приближаются к широтному, хотя этот переход совершается значительно севернее. В северных районах Западной Сибири наблюдаются относительно высокие величины среднего из абсолютных годовых минимумов температуры

воздуха для данной широты, что объясняется переносом более теплого воздуха с запада. Наиболее низкие значения  $T_{\text{мин}}$  наблюдаются в Якутии и Забайкалье за счет интенсивного излучения земной поверхности и охлаждения прилегающих слоев воздуха в условиях преобладающей антициклональной погоды. Преобладание континентальных муссонных потоков обуславливает в восточной Азии исключительно низкие для данной широты величины  $T_{\text{мин}}$ . Теплая зима характерна лишь для южной Азии, защищенной высокими горными хребтами от вхождений холодного континентального воздуха с севера. Для Азии характерны самые большие контрасты в распределении  $T_{\text{мин}}$ , который изменяется от 16 до  $-60^{\circ}$  и ниже.

В Северной Америке процессы радиационного выхолаживания выражены не столь резко, как в Азии, и замкнутые изолинии отсутствуют. Смягчающее влияние океана достаточно резко проявляется только в узкой береговой полосе и на западных склонах Кордильер. Восточные берега Америки по сравнению с азиатскими характеризуются более высокими величинами среднего из абсолютных минимумов температуры, что объясняется малой мощностью муссонной циркуляции. Изолинии имеют направление, близкое к широтному (отклонение от широтного типа наблюдается лишь в прибрежной полосе на западе и в горах). На северо-западном побережье изотермы сильно сближены, что объясняется влиянием теплого Аляскинского течения. В Северной Америке  $T_{\text{мин}}$  изменяется от  $-48^{\circ}$  на севере до  $16^{\circ}$  на южном побережье Мексики и Панамы.

В Африке  $T_{\text{мин}}$  изменяется от  $-8$  до  $16^{\circ}$ , возрастая по направлению к экватору, и достигает наибольших величин в континентальных районах тропических широт. Восточное побережье Африки характеризуется столь же высокими значениями  $T_{\text{мин}}$  за счет теплого Мозамбикского течения, в то время как северо-западное и западное побережье отличается исключительно низкими для этих широт величинами  $T_{\text{мин}}$ , что объясняется влиянием холодного Канарского и Бенгуэльского течений.

В Южной Америке  $T_{\text{мин}}$  изменяется в пределах от  $-12$  до  $16^{\circ}$ , достигая наибольших величин на северо-восточном побережье. Характерной особенностью является сравнительно малая изменчивость  $T_{\text{мин}}$  в экваториальных широтах Америки (примерно до  $10^{\circ}$  параллели). К югу от 10-й параллели температура быстро понижается, достигая на крайнем юге материка наиболее низких величин ( $-8$ ,  $-12^{\circ}$ ). Резкое нарушение широтного хода и сгущение изолиний наблюдаются вдоль западного берега с горной системой Андийских кордильер (Анд).

Северные и южные районы Австралии, несмотря на небольшое протяжение в меридиональном направлении, сильно различаются по термическому режиму. На северном побережье Австралии  $T_{\text{мин}}$  составляет  $12-16^{\circ}$ , а у южной оконечности материка он опускается ниже нуля. Сравнительно низкие для таких широт значения  $T_{\text{мин}}$  объясняются частыми вхождениями холодного воздуха умеренных широт, который вследствие отсутствия горных хребтов на юге проникает здесь далеко в глубь материка. Значительная протяженность материка с запада на восток способствует интенсивному выхолаживанию внутренних районов, хотя континентальные черты климата в Австралии выражены значительно слабее, чем в Африке.

В горных районах средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха с увеличением высоты над уровнем моря уменьшается, но в ряде горных систем возможно инверсионное распределение температуры до уровня 1,5 км. Проведение изолиний в горах связано с учетом высоты, которая на картах малого масштаба изображается

очень схематично. Снять с такой карты с достаточной точностью величину среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха для определенного пункта в горах невозможно.

Таблица 3

Высота прохождения изолиний (м) среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха в горных системах Европы

Горная система	Широта места	$T_{мин}$							
		-8	-12	-16	-20	-24	-28	-32	-36
Скандинавские горы ...	64—68°	—	—	—	—	—	0	1000	2500
	58—62	—	—	—	—	200	1500	3000	—
Карпаты . . . . .	45—48	—	—	0	700	1800	3000	—	—
Северные склоны Альп	46—48	—	0	450	1300	2200	3200	—	—
Центральные Альпы . .	45—47	—	200	800	1500	2500	3500	—	—
Восточные склоны Восточных Альп . . . . .	44—46	—	100	800	1600	2600	—	—	—
Западные склоны Западных Альп . . . . .	44—46	100	1100	2200	3200	—	—	—	—
Пиренеи . . . . .	39—43	700	1400	2600	—	—	—	—	—

О высоте прохождения изолиний можно судить по табл. 3, 4, 5, составленным на основании графиков зависимости между средним из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха и абсолютной высотой над уровнем моря с учетом широты места. Для всех горных систем общей закономерностью является повышение уровня прохождения изолиний при продвижении с севера на юг. Например, в Европе изолиния  $-24^{\circ}$  в Скандинавских горах проходит на высоте 200 м над уровнем моря, а в Центральных Альпах соответственно на высоте 2500 м. Большое разнообразие в распределение  $T_{мин}$  в горных районах,

Таблица 4

Высота прохождения изолиний среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха в горных системах Азии (м) для различных широт (град)

$T_{мин}$	Иранское нагорье, Гиндукуш			Гималаи, Тибет					
	25—30	30—35	35—40	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50
8	100			200					
4	200			650					
0	600	100		1400	100				
-4	1050	500		2400	600				
-8	1600	1000	400	3700	1400				
-12	2400	1600	800	5000	2000				
-16	3200	2400	1400	6500	2900	1200			
-20	4000	3400	2300		4200	2200	400		
-24		4400	3200		5500	3200	1000		
-28			4100		7000	4500	1800		
-32			5000			6000	2600	700	
-36						7600	3600	1600	
-40							4800	2400	
-44							6200	3600	1600
-48							7800	5000	2600
-52								6600	3800

Таблица 5

Изменение высоты (м) прохождения изолиний среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха в зависимости от широты места в Кордильерах Южной Америки

Широта	$T_{\text{мин}}$					
	-12	-8	-4	0	4	8
50° ю. ш.						
45	200					
40	500	100				
35	1500	500				
30	2500	1400	500	200		
25	3500	2200	1200	500	200	
20	4500	3300	2100	1000	500	
15	5500	4300	3000	2000	1200	
10	6500	5300	4000	3000	2000	1000
5	7500	6300	5000	4000	3000	2000
0	—	—	6000	5000	4000	3000
5° с. ш.					5000	4000
10						5000
15						

кроме форм рельефа, вносит экспозиция склонов, что хорошо видно на примере Альп (табл. 3). Более значительные изменения высоты прохождения изолиний  $T_{\text{мин}}$  имеют место в горных системах Азии, особенно на Тибете и в Гималаях, характеризующихся резко континентальным климатом. Так, например, в северных районах Тибета на уровне 2000 м  $T_{\text{мин}}$  достигает  $-40$ ,  $-44^{\circ}$ , а в южных районах соответственно не превышает  $-4^{\circ}$ .

В Кордильерах Южной Америки, наиболее значительно вытянутых по широте, четко прослеживается закономерное повышение высоты прохождения изолиний в направлении к экватору. Так, средний из абсолютных годовых минимумов температуры, равный  $-8^{\circ}$  на  $35^{\circ}$  ю. ш., наблюдается в горах на уровне 500 м, а на  $5^{\circ}$  ю. ш. выше 6000 м (табл. 5).

Значительно труднее показать средний уровень прохождения изолиний в горных районах Северной Америки, где наблюдается исключительно большая пестрота в распределении  $T_{\text{мин}}$  за счет влияния форм рельефа, экспозиции склонов, близости моря, а также частых зимних макроклиматических инверсий. Это замечание справедливо в той или иной степени почти для всех основных горных систем, но из-за отсутствия данных наблюдений не представилась возможность оценить изменение  $T_{\text{мин}}$  с высотой места под влиянием выпуклых и вогнутых форм рельефа, экспозиции склона и термических инверсий. Из рис. 4 видно, насколько значительными могут быть нарушения нормального распределения  $T_{\text{мин}}$  по вертикали в горных районах Кавказа и Тянь-Шаня за счет образования макроклиматических инверсий (для условий склонов и широких долин предгорий). Так, на северном склоне Большого Кавказа  $T_{\text{мин}}$  возрастает с высотой до 800 м, выше прослеживается изотермия и только начиная с уровня 1,5 км наблюдается нормальное распределение температуры по вертикали. Еще значительно нарушается вертикальное распределение  $T_{\text{мин}}$  на северных склонах Тянь-Шаня, где возрастание температуры с высотой прослеживается почти до 2 км.

Если на Кавказе скачок в  $T_{\text{мин}}$  между северным и южным склоном на уровне 1000 м составляет  $5^\circ$ , то на Тянь-Шане в сходных условиях этот скачок достигает в среднем  $8^\circ$ .

Заметно изменяется средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха в горных районах в зависимости от степени уда-

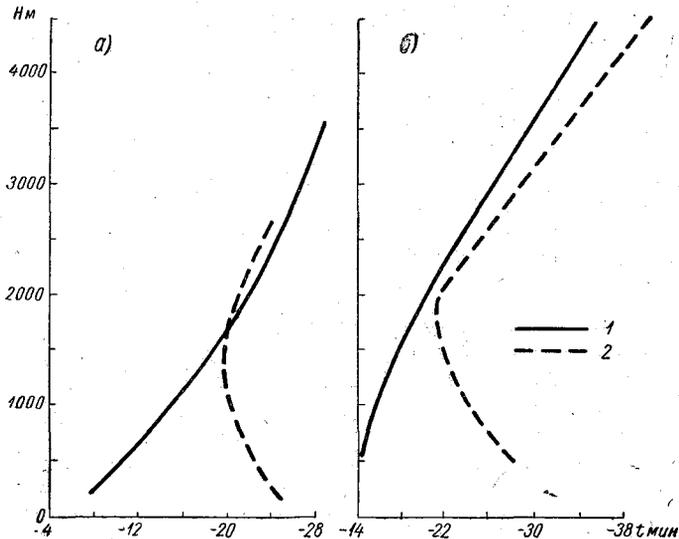


Рис. 4. Зависимость между средним из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха и абсолютной высотой над уровнем моря.

а — Большой Кавказ, б — Тянь-Шань, Памир. 1 — нормальное распределение; 2 — инверсионное распределение.

ленности от моря. Например, в Норвегии  $T_{\text{мин}}$  на высотах 500—2000 м в морском климате за счет тепляющего влияния моря на  $6-4^\circ$  выше, чем в континентальном (табл. 6).

Таблица 6

Изменение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха под влиянием высоты и широты места в морском и континентальном климате Норвегии

Высота места (м)	Широта (град.)							
	58	60	62	64	66	68	70	72

Морской климат

500	-19,9	-21,0	-23,0	-25,0	-27,0	-29,0	-31,0	-33,0
1000	-20,5	-22,5	-24,5	-26,5	-28,5	-30,5	-32,5	-34,5
1500	-22,0	-24,0	-26,0	-28,0	-30,0	-32,0	-34,0	-36,0
2000	-24,0	-26,0	-28,0	-30,0	-32,0	-34,0	-36,0	-38,0
2500	-25,4	-27,0	-29,0	-31,0	-33,0	-35,0	-37,0	-39,0

Континентальный климат

500	-25,0	-27,0	-29,0	-31,0	-33,0	-35,0	-37,0	-39,0
1000	-26,4	-28,0	-30,0	-32,0	-34,0	-36,0	-38,0	-40,0
1500	-27,7	-29,0	-31,0	-33,0	-35,0	-37,0	-39,0	—
2000	-29,0	-31,0	-33,0	-35,0	-37,0	-39,0	-41,0	—

На основе выполненной работы впервые получено географическое распределение  $T_{\text{мин}}$  на земном шаре, определены величины вертикальных градиентов для основных горных систем и выявлены закономерности изменения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха в зависимости от широты, долготы и высоты места. Результаты работы имеют самостоятельный научный интерес и могут быть использованы не только в практике сельскохозяйственного производства для оценки условий перезимовки плодовых культур и рационального размещения их в разных климатических областях, но и при проектировании и теплотехнических расчетах типовых жилищ и промышленных объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аникиева С. П. Некоторые процессы в виноградной лозе при различных условиях ее перезимовки в Самаркандской области. Труды САНИГМИ, вып. 12, 1962.
2. Гаврилова М. К. Метеорологический режим в горах Сунтар-Хаята. Вопросы географии Якутии, вып. 2. Якутск, 1962.
3. Гольцберг И. А. Очерк климата субтропической зоны СССР. Сб. материалов по агро-климатическому районированию субтропиков СССР. ЦУЕГМС, Л., 1936.
4. Лебедев А. Н. Климат СССР, вып. 1. Европейская территория Союза. Гидрометеоздат, Л., 1958.
5. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеоздат, Л.—М. 1937.
6. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Гидрометеоздат, Л., 1962.
7. Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4. Западная Сибирь. Гидрометеоздат, Л., 1962.
8. Погосян К. С. Поведение виноградной лозы при зимовке в различных условиях. Виноделие и виноградарство СССР, № 8, 1962.
9. Сапожникова С. А. Распределение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры в субтропической зоне СССР. Сб. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР. ЦУЕГМС, Л., 1936.
10. Атлас сельского хозяйства СССР. ГУГК М., 1960.
11. Селянинов Г. Т. Перспективы субтропического хозяйства СССР в связи с природными условиями. Гидрометеоздат, Л., 1961.
12. Селянинов Г. Т. Климатические границы субтропических и южных культур в Западном Закавказье. Труды прикладной ботаники и селекции, т. 21, № 2, 1928.
13. Селянинов Г. Т. К вопросу классификации сельскохозяйственных культур по климатическому признаку. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. 24, Л., 1930.
14. Темникова Н. С. Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Гидрометеоздат, Л., 1959.
15. Челпанова О. М. Климат СССР, вып. 3. Средняя Азия. Гидрометеоздат, Л., 1963.
16. Церцвадзе Ш. И., Канделаки О. М., Нисанян Г. Б. Агроклиматические условия горного плодоводства Армянской ССР. Труды ЗаКНИГМИ, вып. 12, 1963.
17. Climatological atlas of the British isles. London, 1952.
18. Hann J. Handbuch der klimatologie, 1912.
19. Magvorozág Eghajlati Atlasza klimatlas von ungar. Budapest, 1960.
20. Fables of temperature relative humidity and precipitation for the world. Part I—VI. London, 1958.
21. Temperature vetar i oblachost u jugoslaviji (1925—1940) Beograd, 1952.

## К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРИМЕСЯЧНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Предлагается определение структуры месячных сумм осадков и методика ее изучения для зоны неустойчивого увлажнения Европейской территории Союза. Рассмотрен период май—сентябрь 1891—1962 гг. станций Луганск, Ростов-на-Дону. Вклад неблагоприятной структуры месячных сумм в создании режима недостаточного увлажнения составляет около 30% (от общего числа лет с недостаточным увлажнением).

В настоящее время существует целый ряд работ, где проанализированы месячные суммы осадков на территории СССР [11], число дней с осадками [27], обеспеченность месячных сумм [19], продолжительность периодов с осадками внутри месяца [20]. Однако остается нерешенным, прежде всего в методическом отношении, крайне важный вопрос о распределении количества осадков внутри месяца, на необходимость решения которого обращается внимание с давних пор [8] и по настоящее время [21, 22]. Единственная известная нам попытка [14, 15] не получила, к сожалению, должного развития.

Особенно актуален данный вопрос для районов с неустойчивым увлажнением, где летом осадки выпадают не только в небольшом количестве, но и крайне неравномерно как во времени, так и в пространстве, часто имея ливневый характер. Поэтому в отдельные годы месячные суммы градации «норма» или даже «выше нормы» могут быть составлены одним-двумя интенсивными ливнями, эффективность которых в сельскохозяйственном отношении невелика. В результате при общей значительной сумме осадков может иметь место явный недостаток увлажнения. Приведем ряд примеров (табл. 1).

Впервые использовал отношение суточных максимумов осадков к месячным суммам для характеристик внутримесячного распределения И. И. Касаткин [14].

Оценка осадков различной величины и интенсивности по отношению к месячной сумме связана с вопросами общей климатологии, агрометеорологии, а также долгосрочных прогнозов погоды. В самом деле, предположим, что прогноз, данный в период создавшихся условий засухливости в формулировке «осадки около нормы» или даже «выше нормы» при оценке в соответствии с Наставлением по службе прогнозов оправдался, однако месячная сумма осадков была составлена одним ливнем, который не прервал течения засухи. Возможны и обратные случаи, когда оправдавшийся по существу прогноз получил формально оценку «не оправдался». Очевидно, кроме того, что наличие детализированных характеристик осадков будет полезно и для выработки методики их

Таблица 1

Месячные суммы осадков, состоящие (более чем на 75%)  
из одного дождя. Ростов-на-Дону

Месяц	Год	Сумма осадков за месяц $R$		Наибольшее количество осадков за сутки $A$		
		мм	% от нормы $N$	$A$ мм	$\frac{A}{R}$ %	$\frac{A}{N}$ %
V	1911	39	99	34	87	86
V	1899	52	130	49	93	124
VI	1924	53	95	47	90	76
VI	1961	70	113	54	78	88
VII	1954	41	79	34	82	65
VIII	1946	38	104	33	86	90
VIII	1912	46	127	40	86	110
IX	1948	25	74	71	86	62

Примечание.  $R$  — месячная сумма осадков,  $N$  — месячная норма осадков,  $A$  — наибольшее суточное количество осадков за месяц.

прогнозирования, поскольку одни и те же количества осадков, получающиеся при различном распределении внутри месяца, формируются в результате совершенно различных атмосферных процессов.

Ниже приводятся результаты опытных разработок (проведенные с помощью счетно-аналитических машин) по определению структуры месячных сумм осадков за однородный летний период [26] (май — сентябрь 1891—1962 гг. на станциях Ростов-на-Дону и Луганск). Насколько это возможно, на данной стадии работы была учтена и агрометеорологическая сторона вопроса.

Под структурой месячных сумм осадков мы понимаем характеристику, дающую возможность представить, в результате преобладания каких (эффективных или неэффективных) осадков сложилась данная месячная сумма, как (равномерно или неравномерно) распределялись в течение месяца главным образом эффективные осадки и какая в результате этого получается характеристика обеспеченности влагой месяца в целом.

На основании ряда работ, где освещается вопрос об эффективности летних осадков с сельскохозяйственной точки зрения [1, 4, 5, 7, 13], осадки менее 5 мм за сутки следует считать неэффективными. Осадки более 20 мм за сутки относят к ливневым, имеющим недостаточную эффективность вследствие интенсивного испарения и потерь на поверхностный сток [2, 3, 7, 9, 16, 23, 24, 25], которые часто оказываются даже вредными, так как они вызывают полегание растений и поверхностный смыв почвы [17]. Следовательно, эффективными, т. е. наиболее полезными в сельскохозяйственном отношении, в среднем можно считать дожди с суточной величиной от 6 до 20 мм. Более подробно этот вопрос рассмотрен автором раньше [12].

Таким образом, количество осадков  $R$ , выпавшее за месяц, можно представить в виде суммы трех составляющих:  $R=r_1+r_2+r_3$ , где  $r_1$  — месячная сумма неэффективных осадков (0—5 мм за сутки),  $r_2$  — месячная сумма эффективных осадков (6—20 мм за сутки),  $r_3$  — месячная сумма ливневых осадков, лишь частично эффективных, нередко вызывающих вредные последствия (более 20 мм за сутки). Аналогично можно представить месячную норму количества осадков  $N=N_1+N_2+N_3$ ,

число дней с осадками за месяц  $k = k_1 + k_2 + k_3$  и их норму  $K = K_1 + K_2 + K_3$ .

Таблица 2 позволяет судить о структуре средних многолетних сумм осадков  $N$ . Для большинства месяцев около 50% месячной нормы  $N$  приходится на эффективные осадки  $N_2$ , около 20% на неэффективные  $N_1$  и около 30% на ливневые  $N_3$ .

Таблица 2

Месячные нормы сумм осадков

Месяц	Суммы осадков							Число дней с осадками			
	мм				%			$K_1$	$K_2$	$K_3$	$K$
	$N_1$	$N_2$	$N_3$	$N$	$N_1$	$N_2$	$N_3$				
Луганск											
V	11	24	11	46	23	54	23	7	2	1	10
VI	11	29	18	58	19	49	32	7	3	1	11
VII	11	25	14	50	23	50	27	6	2	1	9
VIII	7	19	16	42	17	46	37	5	2	0	7
IX	7	15	12	34	21	44	35	5	2	0	7
Ростов-на-Дону											
V	9	20	11	40	23	50	27	6	2	1	9
VI	10	29	23	62	16	46	38	6	3	1	10
VII	8	23	21	52	15	44	41	6	2	1	9
VIII	7	14	15	36	18	40	42	4	1	1	6
IX	7	16	11	34	21	47	32	4	1	1	6

Примечание.  $N$  — общая норма осадков за месяц,  $N_1$  — месячная норма неэффективных осадков,  $N_2$  — месячная норма эффективных осадков,  $N_3$  — месячная норма ливневых осадков,  $K, K_1, K_2, K_3$  — месячная норма числа дней с осадками соответствующей градации  $N, N_1, N_2, N_3$ .

Таким образом, между составляющими  $N_1, N_2, N_3$  имеется следующее «нормальное» соотношение:  $N_2 > N_3 > N_1$  или в более обобщенном виде:  $N_1 < N_2 > N_3$ , а между составляющими  $K_1, K_2, K_3$  существует соотношение  $K_1 > K_2 > K_3$ .

Анализ структуры месячных сумм за отдельные годы сводится в основном к следующему. Ранжированная в возрастающем порядке статистическая совокупность месячных сумм за весь период лет для каждого месяца отдельно была разделена на три равновероятные градации, или класса (6, 10): ниже нормы, норма, выше нормы, которые соответственно обозначены I, II, III. Затем для осадков классов II и III по специально разработанным критериям устанавливался тип структуры. Структура месячных сумм, отнесенных к классу ниже нормы, не анализировалась.

В первоначальном варианте методики [12] при типизации месячных сумм осадков за каждый год по их структуре принимались во внимание величины  $r_1, r_2, r_3$  и  $K_1, K_2, K_3$ , их отношения к норме, а также характер распределения (равномерный или неравномерный) суточных количеств градаций  $r_1, r_2, r_3$  в течение месяца. В результате каждый месяц был отнесен к типу равномерного (а) или неравномерного распределения (б). Затем при упрощении методики удалось установить, что накопленные за месяц суммы  $r_1, r_2, r_3$  и соотношения между ними, удовлетворяющие или не удовлетворяющие нормальному обобщенному, являются

достаточными характеристиками структуры, так как определение типа на основании одних этих признаков и всего комплекса дало результаты, достаточно близко совпадающие. Поэтому критерии, основанные на величинах  $r_1, r_2, r_3$ , с помощью которых легко производится типизация, ниже приняты в качестве основных. Было выделено два типа структуры месячных сумм осадков и соответственно два типа режима увлажнения.

Тип *a*. Равномерное увлажнение. Состоит из трех подтипов:  $a_{r_1}, a_{r_2}, a_{r_2+r_3}$  (которые получили обозначения в зависимости от того, какая из составляющих аномально развита).

Подтип  $a_{r_1}$ . Месячная сумма составлена в основном неэффективными осадками и поэтому в соответствии с приведенными выше выводами об эффективности осадков соответствует режиму недостаточного увлажнения — класс ниже нормы (I). Является, по-видимому, основным в классе нормы (I). В классах II и III обычно не отмечается. Его вероятность возрастает в нижней половине класса II в мае и особенно в сентябре.

Критерии выделения подтипа: 1) сумма эффективных осадков за месяц меньше своей нормы  $r_2 < N_2$ ; 2) сумма неэффективных осадков за месяц больше своей нормы  $r_1 > N_1$  и больше суммы эффективных осадков  $r_1 > r_2$ . В результате этот подтип характеризуется следующим соотношением:  $N_1 < r_1 > r_2$ .

Подтип  $a_{r_2}$ . Равномерное и достаточное увлажнение является основным для типа «а». Преобладает в классе нормы. Около половины месячной суммы составлено эффективными осадками. Распределяются они в течение месяца равномерно. Обеспеченность влагой месяца в целом достаточная.

Критерии выделения подтипа: 1) накопленная за месяц сумма эффективных осадков не меньше своей нормы  $r_2 \geq N_2$ ; 2) распределение эффективных осадков в течение месяца равномерное, т. е. соотношение между  $r_1, r_2, r_3$  соответствует нормальному  $r_1 < r_2 > r_3$ .

Подтип  $a_{r_2+r_3}$ . Равномерное и достаточное увлажнение при наличии ливневых дождей. Преобладает в классе выше нормы. На фон равномерного распределения эффективных осадков, соответствующий основному подтипу  $a_{r_2}$  типа «а», накладываются еще ливневые дожди, дающие дополнительный увлажнительный эффект (но иногда причиняющие и вредные последствия).

Критерии выделения подтипа: 1) сумма эффективных осадков за месяц больше своей нормы  $r_2 > N_2$ ; 2) сумма ливневых дождей также больше своей нормы  $r_3 > N_3$ . Таким образом, имеется соотношение:  $N < r_2 \leq r_3$ .

Тип *б*. Увлажнение неравномерное и потому недостаточное. Месячная сумма составлена в основном одним, реже двумя ливневыми дождями. Эффективные дожди или вовсе не выпадают, или их сумма значительно меньше своей нормы. Обеспеченность влагой месяца в целом вследствие неравномерного выпадения дождей и образующихся в результате этого длительных периодов бездождья явно недостаточная иногда до засухливости.

Критерии выделения типа: 1) сумма эффективных осадков меньше своей нормы (иногда равна нулю)  $r_2 < N_2$ ; 2) сумма ливневых осадков больше своей нормы и одновременно больше суммы эффективных дождей  $r_2 < r_3 > N_3$ , т. е. нормальное соотношение резко нарушается.

Таким образом, по достаточности месячной суммы каждый месяц каждого года был отнесен к определенному классу (I, II, III) и в зависимости от ее структуры — к тому или иному типу (а или б).

В табл. 3 приводятся повторяемость типов структуры: для краткости суммарная для классов «норма» и «выше нормы» (хотя было бы интересно рассмотреть их порознь).

Таблица 3

Повторяемость (%) типов структуры осадков для классов II и III

Тип структуры и режим увлажнения	V	VI	VII	VIII	IX	В среднем за лето
<b>Луганск</b>						
$a_{r_1}$	7	2	—	2	7	4
$a_{r_2}$	72	60	62	67	48	62
$a_{r_2} \pm r_3$	9	27	14	14	26	18
$\sigma$	12	11	24	17	19	16
Достаточное увлажнение . . . . .	81	87	76	81	74	80
Недостаточное увлажнение . . . . .	19	13	24	19	26	20
<b>Ростов-на-Дону</b>						
$a_{r_1}$	2	—	—	—	9	2
$a_{r_2}$	61	60	54	44	44	53
$a_{r_2} \pm r_3$	20	20	26	24	20	22
$\sigma$	17	20	20	32	27	23
Достаточное увлажнение . . . . .	81	80	80	68	64	75
Недостаточное увлажнение . . . . .	19	20	20	32	36	25

Вероятность лет с достаточным увлажнением для классов «норм» и «выше норм» в Луганске во все месяцы несколько выше, чем в Ростове, составляя в среднем за лето соответственно 80 и 74%.

В табл. 4 дана вероятность лет с достаточным увлажнением для всей совокупности, т. е. за 1891—1962 гг. (сюда входит, кроме показанных в табл. 3 частей классов II и III, также весь класс I). Разумеется, эта вероятность значительно ниже, чем только для классов II и III совокупности, составляя в среднем за лето 53% в Луганске и 50% в Ростове. Приведенные величины хорошо согласуются с известными общеклиматическими данными и результатами исследований засух [3, 18, 25]. Это является хорошим подтверждением реальности выделенных нами типов месячных сумм.

Таблица 4

Повторяемость (%) лет с достаточным и недостаточным увлажнением (1891—1962 гг.)

Характер увлажнения	V	VI	VII	VIII	IX	В среднем за лето
<b>Луганск</b>						
Достаточное . . . . .	55	58	52	54	50	53
Недостаточное:						
всего . . . . .	45	42	48	46	50	47
из них вследствие неблагоприятной структуры . . . . .	28	22	33	28	42	29
<b>Ростов-на-Дону</b>						
Достаточное . . . . .	54	54	54	54	43	50
Недостаточное:						
всего . . . . .	46	46	46	46	57	50
из них вследствие неблагоприятной структуры . . . . .	29	29	29	39	52	34

Хорошо известно, что в районах с засушливым вегетационным периодом, характеризующихся постоянно высокими в летние месяцы значениями радиационного баланса, характер увлажнения определяется главным образом режимом осадков. Количество же осадков, как только что было показано, здесь часто не является показателем обеспеченности влагой месяца в целом (и тем более всего вегетационного периода).

По нашей оценке вклад неблагоприятной структуры месячных сумм в создание режима недостаточного увлажнения [табл. 4] составляет в Ростове 34%, в Луганске 29% от общего числа лет с недостаточным увлажнением. Таким образом, можно полагать, что недостаточность увлажнения степей объясняется не только месячными суммами, но и (в более значительной мере, чем это можно было заранее предполагать) их неблагоприятной структурой.

Приведенная методика может быть положена в основу изучения структуры месячных сумм осадков в зоне неустойчивого увлажнения.

При существующем в настоящее время недостаточно высоком качестве долгосрочных прогнозов осадков (особенно на летние месяцы для южных и юго-восточных районов ЕТС) детализированные характеристики режима осадков с учетом структуры месячных сумм могут быть использованы для обслуживания ряда отраслей народного хозяйства.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова М. М. К вопросу об эффективности летних осадков в условиях засушливого климата. Почвоведение, № 9, 1960.
2. Алпатыев А. М. Влагооборот культурных растений. Гидрометеоздат. Л., 1954.
3. Алпатыев А. М. и Иванова В. И. Характеристика и географическое распространение засух. Сб. «Засухи в СССР. Их происхождение, повторяемость и влияние на урожай». Гидрометеоздат. Л., 1958.
4. Алпатыев А. М. Почвоувлажнительный эффект атмосферных осадков. Почвоведение, № 2, 1959.
5. Алпатыев А. М. Использование атмосферных осадков и проблемы их изучения в сельском хозяйстве. Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания. Том 8. Гидрометеоздат, Л., 1963.
6. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1960.
7. Вериго С. А. и Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеоздат. Л., 1963.
8. Веселовский К. С. О климате России. Спб., 1857.
9. Воскресенский К. П. Сток в Южном Заволжье и Прикаспийской низменности. Гидрометеоздат. Л., 1953.
10. Дмитриев Н. В. Характеристика распределения средних месячных сумм осадков на территории СССР. Труды ЦИП, вып. 108, 1961.
11. Дроздов О. А. Средние месячные и годовые количества осадков в СССР. Автореферат докторской диссертации. Вестник ЛГУ, № 7, Изд. ЛГУ, 1948.
12. Ефремова Н. И. О структуре месячных сумм осадков в степях юго-востока Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 181.
13. Зубарев Н. А. Скорость прорастания семян и сроки появления всходов зерновых культур при различных агрометеорологических условиях. Методич. указ. по анализу и оценке сложившихся и ожидаемых агрометеорологических условий, Гидрометеоздат. Л., 1957.
14. Касаткин И. И. Зависимость между количеством осадков и типом их выпадения. Вестник ЕГМС № 8, 1935.
15. Касаткин И. И. Некоторые новые свойства месячных типов выпадения осадков. Метеорология и гидрология, № 12, 1936.
16. Константинов А. Р. Испарение в природе. Гидрометеоздат. Л., 1963.
17. Кузник И. А. Агролесомелиоративные мероприятия, весенний сток и эрозия почв. Гидрометеоздат. Л., 1962.
18. Кулик М. С. Оценка засушливых явлений. Сборник методических указаний по анализу и оценке сложившихся и ожидаемых агрометеорологических условий. Гидрометеоздат. Л., 1957.

19. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1960.
20. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1964.
21. Лебедев А. Н. О коэффициенте неравномерности водопотребления при орошении в зоне неустойчивого увлажнения. Гидротехника и мелиорация, № 10. 1960.
22. Плешков Я. Ф. О частоте засух и особенностях водохозяйственных расчетов при планировании стока для орошения на Украине. Гидротехника и мелиорация, № 10. 1963.
23. Попов В. П. Баланс влаги в почве и показатели степени сухости климата УССР. Ученые записки Киевского у-та, т. VII, вып. 1, 1948.
24. Процеров А. В. О коэффициенте усвоения почвой осадков, выпадающих в районе орошения Южно-Украинского и Северо-Крымского каналов. Метеорология и гидрология, № 5, 1952.
25. Руденко А. И. Типы засух вегетационного периода и их характеристика. Сб. «Засухи в СССР. Их происхождение, повторяемость и влияние на урожай». Гидрометеиздат, Л., 1958.
26. Темникова Н. С. Климат Кавказа и прилегающих степей. Гидрометеиздат, Л., 1959.
27. Шарова В. Я. Число дней с осадками различной величины на территории Европейской части СССР и Кавказа. Гидрометеиздат, Л., 1958.

## О МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В АТЛАНТИКО-ЕВРАЗИЙСКОМ СЕКТОРЕ И О СВЯЗИ ИХ С КОЛЕБАНИЯМИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Получен и проанализирован ход интенсивности зональной циркуляции в Атлантико-Евразийском секторе для холодного полугодия за период 1891—1960 гг. Рассмотрено влияние изменений интенсивности зональной циркуляции на колебания температуры воздуха в умеренных широтах Евразии.

Термические условия земной поверхности находятся в тесной взаимосвязи с общей циркуляцией атмосферы. Эта взаимосвязь существует в пространстве и во времени. Представляет интерес исследование характера и величины связи между температурой воздуха в умеренных широтах Евразии и интенсивностью зональной циркуляции, которая может оцениваться количественно с помощью индексов зональности. Исследование этих связей целесообразно провести по средним месячным величинам на основании многолетнего ряда наблюдений. Однако индексы зональности, наиболее репрезентативно определяемые по высотным картам, имеются лишь с 1938 г. для Атлантико-Евразийского сектора и с 1949 г. для всего северного полушария. Для характеристики интенсивности западно-восточного переноса за более ранние годы необходимо найти способ расчета индекса на основании приземных данных.

В статье [4] была предложена формула для расчета средних месячных значений междуширотного градиента геопотенциала  $H_{500}$  по приземным данным

$$\Delta\varphi H_{500} = 0,8\Delta\varphi p_0 + 2\Delta\varphi t_0, \quad (1)$$

где  $\Delta\varphi H_{500}$  — среднее месячное значение междуширотного градиента геопотенциала поверхности 500 мб,  $p_0$  — атмосферное давление на уровне моря,  $t_0$  — температура воздуха на станции.

Значение междуширотного градиента геопотенциала  $H_{500}$ , отнесенное к  $1^\circ$  дуги меридиана, дает величину индекса зональности. За период 1939—1963 гг. по формуле (1) были рассчитаны индексы зональности  $J^*$  для Атлантико-Евразийского сектора ( $30^\circ$  з. д. —  $90^\circ$  в. д. и  $35$  —  $70^\circ$  с. ш.). Расчет производился по трем профилям, принятым А. Л. Кацем в его работе [3]: Понта-Дельгадо — Стиккисхольм, Никозия — Мурманск и Ташкент — Салехард.

Коэффициент корреляции между индексами  $J^*$  и индексами зональности А. Л. Каца ( $I_z$ ) для месяцев с октября по апрель оказался до-

статочно высоким ( $r \geq 0,75$ ). Тем самым была доказана возможность расчета интенсивности зональной циркуляции по приземным данным для холодного полугодия. Однако значения индекса, полученные по формуле (1), оказались завышенными в зимние месяцы, поскольку при мощных инверсиях принятое при первоначальном расчете пренебрежение междуширотными различиями вертикального градиента температуры оказывается недопустимым.

Для уточнения величин индексов бралась исходная формула А. А. Бачуриной для расчета геопотенциала  $H_{500}$  по приземным данным:

$$H_{500} = 528 + 0,8(p_0 - 1000) + 2t_0 + 50(0,5 - \gamma), \quad (2)$$

где  $\gamma$  — вертикальный градиент температуры.

В этой формуле третье и четвертое слагаемые, описывающие термический вклад в величину геопотенциала  $H_{500}$ , обозначались за  $t'$  и для тех лет, для которых имелись средние месячные значения  $H_{500}$ , величина  $t'$  определялась как остаточный член

$$t' = H_{500} - 528 - 0,8(p_0 - 1000). \quad (3)$$

Используя полученные значения  $t'$  для Мурманска (ноябрь—март) и Салехарда (октябрь—апрель), были построены графики связи между  $t_0$  и  $t'$ . Пример такого графика представлен на рис. 1. Линия связи между  $t_0$  и  $t'$  использовалась затем для нахождения  $t'$  за годы, когда отсутствовали карты барической топографии.

На названных графиках линия связи заметно отличается от линии  $t' = 2t_0$ , использовавшейся при расчете по формуле (1). Это отличие тем больше, чем ниже температура воздуха  $t_0$ . В связи с этим даже при довольно заметном разбросе точек, которое имеется на некоторых графиках, использование линии связи между  $t_0$  и  $t'$  заметно улучшает соответствие между рассчитанными индексами и индексами по А. Л. Кацу. В этом случае формула (1) принимает более общий вид

$$\Delta\varphi H_{500} = 0,8\Delta\varphi p_0 - \Delta\varphi t'. \quad (4)$$

Вычисленный по этой формуле междуширотный градиент геопотенциала, отнесенный к градусу дуги меридиана, представляет собой индекс зональности  $J$ .

По формуле (4) получены индексы зональности, больше соответствующие значениям индексов зональности А. Л. Каца, нежели индексы, рассчитанные ранее по формуле (1), т. е.  $J^*$ .

Это подтверждается табл. 1, 2 и 3.

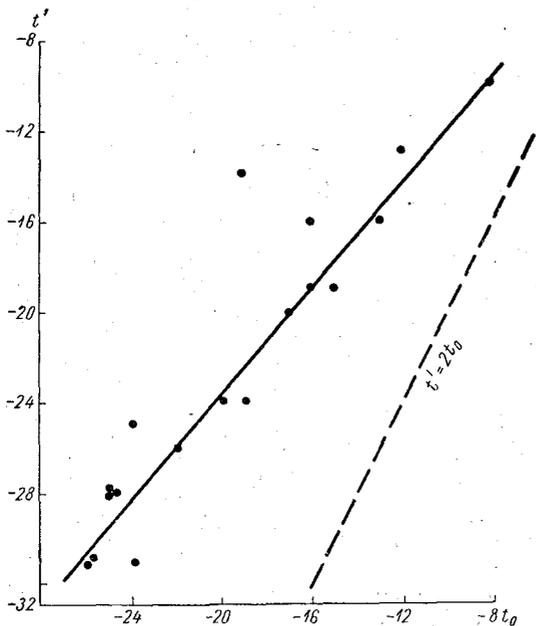


Рис. 1. График связи  $t_0$  и  $t'$  для Салехарда. Март.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между индексами зональности, по А. Л. Кацу  
( $I_3$ ) и индексами  $J^*$  и между  $I_3$  и  $J$

Коэффициенты корреляции между	X	XI	XII	I	II	III	IV
$I_3$ и $J^*$	0,75	0,88	0,76	0,83	0,83	0,75	0,87
$I_3$ и $J$	0,78	0,86	0,81	0,92	0,84	0,81	0,83

Таблица 2

Точность коэффициентов корреляции между индексами зональности  
по А. Л. Кацу ( $I_3$ ) и индексами  $J$ .

Коэффициенты корреляции между $I_3$ и $J$	X	XI	XII	I	II	III	IV	
		0,78	0,86	0,81	0,92	0,84	0,81	0,83
Достоверные пределы по Фишеру с 5%-ным уровнем значимости	нижний	0,56	0,70	0,61	0,83	0,67	0,61	0,65
	верхний	0,90	0,94	0,91	0,96	0,93	0,91	0,92

Таблица 3

Средние многолетние значения индексов зональности по А. Л. Кацу  
( $I_3$ ) и индексов  $J^*$  и  $J$ .

	X	XI	XII	I	II	III	IV
$I_3$	1,32	1,31	1,34	1,28	1,22	1,22	1,21
$J^*$	1,72	1,81	1,97	1,99	1,91	1,82	1,60
$J$	1,43	1,33	1,36	1,33	1,28	1,34	1,30

Пользуясь формулой (4), для зимних месяцев с октября по апрель были рассчитаны средние месячные значения интенсивности зональной циркуляции в Атлантико-Евразийском секторе. Исходным материалом для этого служили средние месячные величины атмосферного давления на уровне моря и средняя месячная температура воздуха на станциях.

В результате был получен семидесятилетний ряд (1891—1960) индекса зональности как средний для этих трех профилей и характеризующий ход интенсивности зональной циркуляции для сектора в целом ( $J$ ). Одновременно были получены «частные» индексы, характеризующие интенсивность над данным меридианом ( $J_1$ ,  $J_2$  и  $J_3$ ).

Анализ изменений в ходе индексов производился методом десятилетних скользящих средних. Графики хода индекса (октябрь—апрель) представлены на рис. 2. Там же жирными линиями показан ход индексов зональности по А. Л. Кацу ( $I_3$ ). Из рис. 2 видно, что для каждого месяца (с ноября по февраль) в течение большей части рассматриваемого семидесятилетнего периода происходит убывание интенсивности зональной циркуляции над Атлантико-Евразийским сектором. Этот вывод совпадает с результатами и других авторов, в частности, Ван-Шоу [7]. Это убывание произошло особенно резко в ноябре и декабре. В эти месяцы в конце двадцатых начале тридцатых годов период высокого

индекса сменился периодом относительно низкого индекса. Кривая изменения интенсивности зональной циркуляции в январе обнаруживает довольно четкое колебание. Время смены периода высокого индекса периодом низкого индекса хорошо соответствует времени смены «эпох» циркуляции, которые указаны в работах А. А. Гирса [1] и Б. Л. Дзердзевского [2]).

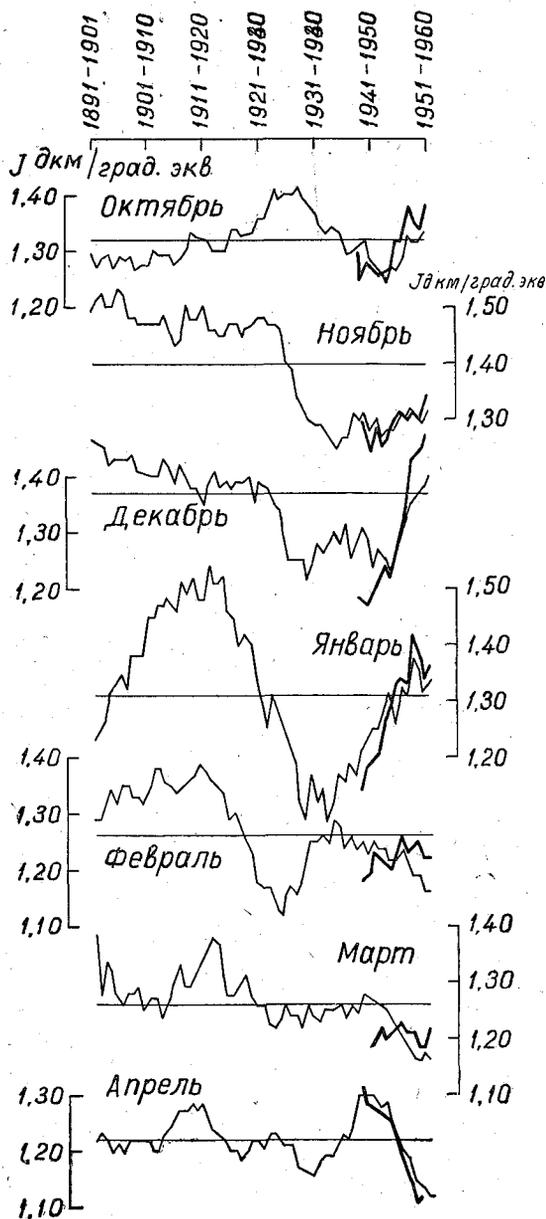


Рис. 2. Десятилетние скользящие средние индексы зональности, рассчитанные по приземным данным.

Рассмотрение многолетнего хода частных индексов для отдельных профилей показало, что общий характер изменений у них одинаков. Над материком (профиль Салехард — Ташкент) падение интенсивности зональной циркуляции в некоторые месяцы начинается несколько раньше, чем над океаном (профиль Исландия — Азоры).

Определение характера и величины связи между изменениями интенсивности зональной циркуляции и температурой воздуха было начато с использования индексов зональности Каца ( $I_3$ ), подсчитанных им за период с 1939 по 1963 г. для широтного пояса 35—70° с. ш.

Качественная корреляция между средними месячными величинами  $I_3$  и средней месячной температурой воздуха в различных пунктах Европейской территории СССР и Западной Сибири за все месяцы года показала наличие в ряде пунктов прямой связи между ними в период с ноября по февраль. Связь эта довольно слабая, но она устойчива во все названные месяцы, при этом в январе она обычно наиболее тесная. Летом и в переходные сезоны устойчивая связь между  $I_3$  и тем-

пературой воздуха практически отсутствует. Область наиболее тесной связи температуры воздуха с интенсивностью зональной циркуляции располагается в основном вдоль оси пояса, для которого производится подсчет индекса. Качественная корреляция, проведенная между индексом

меридиональности по Кацу ( $I_M$ ) и температурой воздуха,\* выявила отсутствие связей между ними. Это не удивительно, поскольку  $I_M$  представляет собой среднюю для сектора сумму абсолютных величин интенсивности северных и южных потоков, т. е. потоков, дающих совершенно противоположные климатические последствия.

Наличие прямой связи между интенсивностью зональной циркуляции и температурой воздуха в зимние месяцы в западных и центральных частях Евразии в умеренных широтах вполне понятно.

Усиление зональной циркуляции свидетельствует в первую очередь об усилении адвекции теплого воздуха с запада. Влияние Атлантического океана на режим температуры рассмотрен в ряде работ [5, 6]. Кроме того, с повышенной интенсивностью зональной циркуляции связано усиление циклоничности, увеличение облачности и ослабление или даже разрушение приземных инверсий, что уменьшает выхолаживание и тем самым способствует повышению зимних температур. В то же время, используя интенсивность западно-восточного переноса для объяснения особенностей многолетнего хода температуры воздуха, надо помнить, что это лишь один из факторов, вызывающих ее изменение. Потепление (похолодание) определяется также и изменением направления и интенсивности меридиональных потоков, и рядом других факторов.

Индекс зональности, рассчитываемый между фиксированными кругами широт, не всегда дает полное представление о величине интенсивности западно-восточного переноса. Индекс дает достаточно надежную количественную оценку интенсивности зональной циркуляции в тех случаях, когда высотная планетарная фронтальная зона располагается в середине этого пояса. Но индекс занижает величину интенсивности в случае высокоширотного расположения планетарной фронтальной зоны.

В то же время основным достоинством индекса зональности является возможность рассмотреть влияние количественных изменений интенсивности западного переноса.

При определении тесноты связи индекса зональности, по Кацу, с температурой воздуха использовались данные за отдельные годы. Увеличение интервала осреднения, по-видимому, может увеличить тесноту связи, снижая действие случайных факторов. С этой целью был использован семидесятилетний ряд индексов зональности, рассчитанных по формуле (4).

Влияние зональной циркуляции на колебание температуры воздуха хорошо видно на карте изокоррелят между индексом  $J$  и температурой воздуха по последовательным пятилетним интервалам (рис. 3а).

Изолинии на карте проведены для коэффициентов корреляции, равных 0,00 и 0,50. Для  $r = 0,55$  нижний достоверный предел, по Фишеру, при 14 коррелируемых парах и 5%-ном уровне значимости выше нуля. Максимального значения коэффициент корреляции достигает в Целинограде ( $r = 0,67$ ). Кроме того, на карте видно, что влияние среднего зонального переноса на температуру воздуха сказывается на восток вплоть до Иркутска.

При анализе связи между интенсивностью зональной циркуляции и температурой воздуха был использован не только средний для сектора индекс  $J$ , но и частные индексы для каждого из трех профилей. Оказалось что связь температуры воздуха в каждом отдельном пункте лучше не со средним индексом, а с индексом, дающим значение интенсивности на профилях, расположенных над данным пунктом и западнее его. Так, температура воздуха центральной части Западной Европы наиболее хорошо связана с индексом  $J$ , характеризующим градиент  $H_{500}$

между Азорами и Исландией, который, кстати, мало отличается от градиента давления между этими островами. Известно, что последний уже давно с успехом использовался в синоптико-климатологических исследованиях для Западной Европы.

Для районов Томска наилучшие связи получаются со средним индексом, характеризующим интенсивность западного переноса на всем пространстве от Атлантики до Западной Сибири.

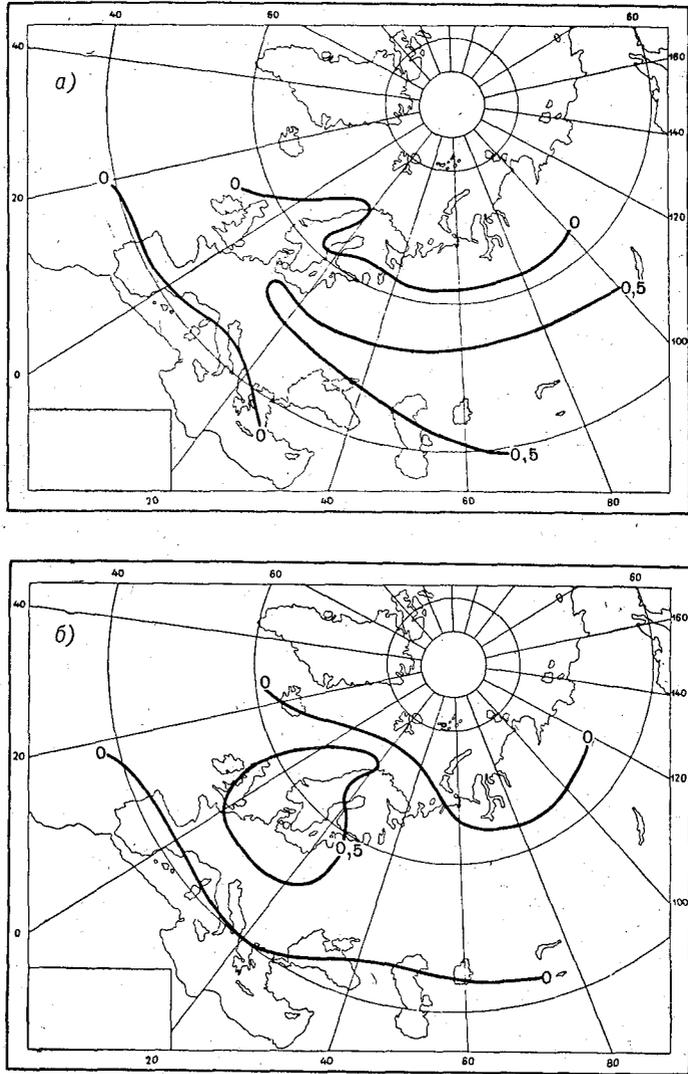


Рис. 3. Карты изокоррелят между температурой воздуха и индексами зональности средним по сектору (а) и рассчитанному по профилю Исландия—Азоры (б). Январь.

Сказанное может быть проиллюстрировано рис. 4. На этом рисунке показано соответствие между ходом десятилетних скользящих средних температуры воздуха в отдельных пунктах и индексами для профилей, расположенных западнее этих пунктов.

На рис. 3 б дана карта изокоррелят между индексом зональности, рассчитанным по первому профилю ( $J_1$ ), и температурой воздуха. Срав-

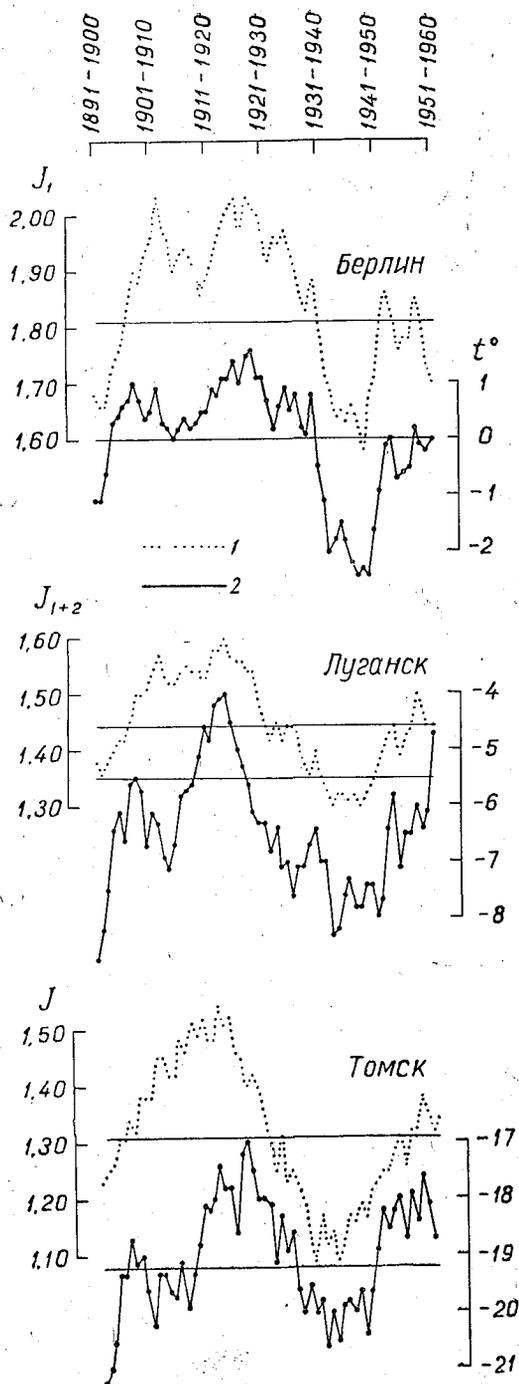


Рис. 4. Ход десятилетних скользящих средних индексов зональности, частных и среднего для сектора (1) и температурой (2) для Берлина, Луганска и Томска. Январь.

нение карт рис. 3а и 3б показывает заметное смещение к западу области наибольших коэффициентов корреляции для индекса  $J_1$  по сравнению с  $J$ . По этим же картам можно определить также и восточные пределы влияния интенсивности западного переноса над умеренными широтами Евразии.

Как уже сказано выше, потепление, в особенности в северной части умеренных широт, вызывается южными воздушными потоками не в меньшей, а даже в большей мере, нежели заданными. Пока нет возможности определять интенсивность южных выносов, поэтому для оценки их влияния на температуру воздуха пришлось воспользоваться данными о повторяемости восточной (Е) формы по Г. Я. Вангенгейму.

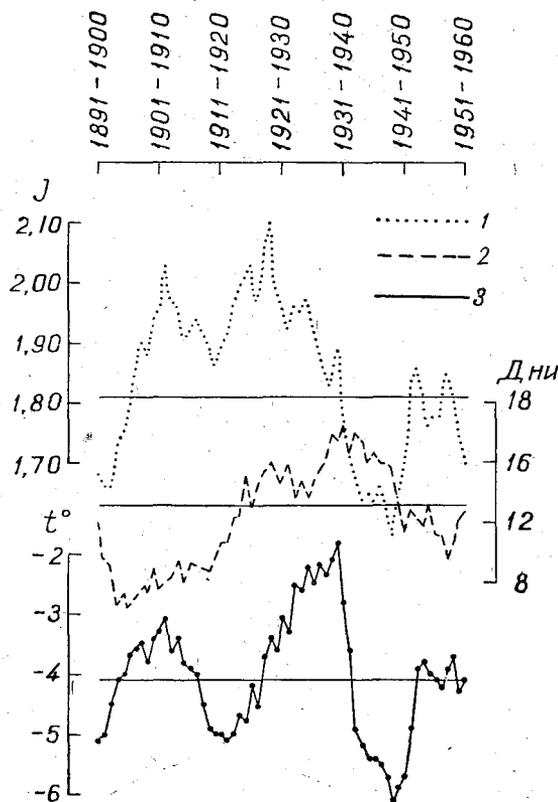


Рис. 5. Ход десятилетних скользящих индексов зональности (1), повторяемости формы Е по Г. Я. Вангенгейму (2) и температуры воздуха в Упсале (3). Январь.

Форма Е характеризуется усилением над Европой выносов с южной составляющей. Совместное рассмотрение десятилетних скользящих индекса зональности и повторяемости формы Е позволяет в ряде случаев объяснить основные особенности в многолетнем ходе температуры воздуха на станциях, расположенных в северной части рассматриваемого пояса (рис. 5).

Этот пример показывает, что совместное рассмотрение качественных и количественных характеристик атмосферных процессов позволяет лучше понять связь между изменениями в режиме общей циркуляции и колебаниями метеорологических элементов.

## Выводы

1. Рассчитаны индексы зональности за 1891—1960 гг. с октября по апрель для Атлантико-Евразийского сектора.

2. Анализ этих рядов показал, что в зимние месяцы (ноябрь — февраль) в течение рассматриваемого периода имеет место убывание интенсивности зональной циркуляции.

3. Определено, что связь между индексом зональности и температурой воздуха наиболее тесна в средней части пояса, для которого производится подсчет индекса, и распространяется на восток вплоть до Иркутска. Дана количественная оценка связи для территории Западной Европы и СССР.

4. Связь между температурой воздуха в каком-либо пункте и индексом зональности оказывается лучше, если пользоваться индексом зональности, рассчитываемым над данным пунктом и к западу от него.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гирс А. А. Некоторые характеристики эпох в развитии форм атмосферной циркуляции. Метеорология и гидрология № 8, 1960.
2. Дзердзеевский Б. Л. Многолетняя изменчивость общей циркуляции атмосферы и климата, как основа климатического прогноза. Труды Первой научной конференции по общей циркуляции атмосферы. Гидрометеиздат Л., 1962.
3. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Гидрометеиздат, Л., 1960.
4. Мандель Д. Г. О возможности расчета средних месячных величин интенсивности зональной циркуляции по приземным данным. Труды ГГО, вып. 198, 1966.
5. Пагава С. П. и др. Влияние Северной Атлантики на развитие синоптических процессов. Гидрометеиздат, Л., 1958.
6. Семенов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1960.
7. Ван-Шо-у. Колебания общей циркуляции атмосферы за последние 90 лет. 1. Цинь сюэбао, Acta meteorol. Sinica. т. 34, № 4, 1964.

## СОДЕРЖАНИЕ

О. Г. Сорочан. Методика расчета расходов атмосферной влаги . . . . .	3
О. Г. Сорочан, Н. Ф. Петрушина. Расход атмосферной влаги над Восточной Азией в переходные сезоны . . . . .	11
А. Ю. Егорова. Об изменчивости относительной влажности воздуха на территории Африки . . . . .	20
И. С. Борущко, Р. М. Топкова. Некоторые особенности распределения ветра над Южной Африкой . . . . .	32
А. Н. Лебедев. Об изменчивости суммарной радиации в Африке . . . . .	44
А. Н. Лебедев. Пространственно-временные закономерности распределения месячных и годовых сумм осадков на территории Африки . . . . .	53
О. Д. Кодрау. Расчет средней месячной температуры воздуха различной обеспеченности в горах . . . . .	72
И. А. Гольцберг. Агроклиматические аналоги районов произрастания пшеницы в пределах ее мирового ареала . . . . .	86
И. А. Гольцберг. Оценка влагообеспеченности сельскохозяйственных культур на земном шаре . . . . .	99
И. А. Береснева. К методике построения карт длительности периодов выше или ниже определенной устойчивой температуры воздуха . . . . .	107
Т. А. Голубова. Длина дня за вегетационный период . . . . .	119
Е. Н. Романова. Основные закономерности географического распределения сумм температур воздуха выше 10° на земном шаре . . . . .	123
З. А. Мищенко. Географическое распределение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха на земном шаре . . . . .	129
Н. И. Ефремова. К вопросу о методике изучения внутримесячного распределения осадков . . . . .	140
Д. Г. Мандель. О многолетних изменениях интенсивности зональной циркуляции в Атлантико-Евразийском секторе и о связи их с колебаниями температуры воздуха . . . . .	147

### Труды ГГО, вып. 192

#### Климаты земного шара

Редактор Е. Г. Роговская

Техн. редактор Г. В. Ивкова

Корректор Т. Н. Черненко

Сдано в набор 6/VI 1966 г.      Подписано к печати 8/X 1966 г.

Бумага 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.      Бум. л. 4,875 + 1 вкл.      Печ. л. 14,35.      Уч.-изд. л. 13,74.

Тираж 860 экз.      М-27835.      Индекс МЛ-113.

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 1081.      Цена 96 коп.

Типография им. Котлякова издательства «Финансы» Комитета по печати при Совете Министров СССР, Ленинград, Садовая, 21.