

06  
Т 78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

---

Т Р У Д Ы  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ  
ОБСЕРВАТОРИИ  
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 162

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ КЛИМАТОЛОГИИ

Под редакцией  
канд. геогр. наук  
В. В. ОРЛОВОЙ

БИБЛИОТЕКА  
ЛЕНИНГРАДСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

---

ЛЕНИНГРАД • 1964

182439

## АННОТАЦИЯ

Сборник содержит статьи, освещающие методику разработки вопросов обобщения материалов для второго издания справочника по климату СССР.

Расчитан на научных работников и специалистов климатологов.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
О. А. Дроздов. О свойствах интегрально-разностных кривых . . . . .	3
Л. П. Кузнецова. Применение кривых суммарной вероятности (обеспеченности) к обработке суточного максимума осадков . . . . .	7
Ц. А. Швер. Применение метода последовательных изменений и интегрально-разностных кривых для вычисления норм осадков . . . . .	22
Ц. А. Швер, Г. Ф. Ивлева. Число дней с осадками различной величины по дождемеру и осадкомеру . . . . .	37
А. К. Шкадова. К вопросу о методике климатологической обработки наблюдений над температурой поверхности почвы . . . . .	47
Б. А. Яковлев. Уточнение приведения средней температуры воздуха станции к опорной на основе закономерности ее многолетнего изменения . . . . .	64
А. П. Сляднев. Природно-климатическое районирование Западной Сибири	68

Редактор *В. С. Протопопов*

Техн. редактор *Л. Б. Кононова*

Корректоры: *Е. П. Баскакова, В. В. Мамедова*

Сдано в набор 10/IX 1963 г.

Подписано к печати 15/I 1964 г.

Бумага 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Бум. л. 2,63.

Печ. л. 7,24.

Уч.-изд. л. 6,93.

Тираж 500 экз.

М-15033.

Индекс МЛ-122.

Тематический план 1964 г., № 47

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 580.

Цена 49 коп.

Ленинградская типография № 8 «Главполиграфпрома»  
Государственного комитета Совета Министров СССР по печати.  
Ленинград, Прачечный пер., 6

## О СВОЙСТВАХ ИНТЕГРАЛЬНО-РАЗНОСТНЫХ КРИВЫХ

В статье исследуются свойства интегрально-разностных кривых и возможности их использования в климатологической обработке. Показано, что применение этих кривых полезно для учета циклического векового хода метеорологических величин, но предварительно необходимы анализ однородности рядов и оценка целесообразности приведения рядов к одному периоду.

За последнее время среди гидрологов [1] и метеорологов ([2], [3] и др.) вошел в употребление метод рассмотрения структуры ряда, известный под названием метода интегрально-разностных кривых. При этом если о достоинствах метода некоторые авторы кое-что пишут, то о недостатках почти ничего не известно, за исключением того, что многие считают этот метод малоинформативным. Метод заключается в последовательном суммировании отклонений от некоторой нормы за длительный период в пределах всего периода. Таким образом, кривая приобретает характер интеграла отклонений от нормы от начального хода до  $n$ -го года:

$$y(n) = \sum_1^n (x_i - \bar{x}^{(N)}), \quad (1)$$

где  $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n, \dots, x_N$  — значения членов первоначального ряда, составленного из членов, характеризующих одинаковые промежутки времени;  $\bar{x}^{(N)}$  — среднее значение  $x$  за весь период.

В преобразованном ряду роль систематических факторов по сравнению со случайными должна возрастать. Циклические процессы должны сдвинуться на четверть фазы (так как интеграл от  $\cos x$  будет  $\sin x$ ). Амплитуды колебаний, длиннопериодические по сравнению с короткопериодическими, окажутся увеличенными (поскольку интеграл от  $\cos ax$  будет  $\frac{1}{a} \sin ax$ ), что, в частности, используется для анализа периодичности [4]. Линейная эволюция превращается в параболическую и т. п. Но вместе с тем возрастает и размер случайных ошибок, входящих в суммирование, которые могут создать ложное представление о наличии тех или иных циклов в ряду.

При этом, однако, такое накопление может оказаться существенным только в первой половине периода, так как во второй половине начнет сказываться компенсация отклонений от общей нормы и при  $n = N$  кривая приведет к 0. Отсюда видно, что во избежание констатации ложных циклов периода, равного  $N$ , надо оценивать амплитуду, которая

может возникнуть из-за накопления случайных ошибок. Поэтому целесообразно произвести оценку корреляции, получаемой между ординатами интегральной кривой, и дисперсию значений случайных ошибок при условии, что  $x$  образует случайную бесвязную последовательность.

Вычислим прежде всего дисперсию членов интегрального ряда

$$\begin{aligned} \sigma_{y(n)}^2 &= E \left[ \sum_1^n x_i - \bar{x}^{(N)} \right]^2 = E \left[ \sum_1^n x_i \left( 1 - \frac{n}{N} \right) - \frac{n}{N} \sum_1^N x_i \right]^2 = \\ &= \sigma_x^2 n^2 \left( \frac{1}{n} - \frac{1}{N} \right). \end{aligned} \quad (2)$$

Из формулы (2) видно, что дисперсия членов интегрального ряда будет наибольшей в середине периода  $N$ , и здесь накопление случайных ошибок может существенно увеличить амплитуду случайных колебаний ряда  $x$ .

Впечатление закономерности изменений членов интегральной кривой увеличивается в связи с тем, что соседние члены, особенно в середине периода, характеризуются значительной корреляцией.

В самом деле, вычислим коэффициент корреляции между членами  $m$  и  $n$  интегральной кривой при условии, что  $m < n$ .

Обозначим

$$x_i - Ex = \xi_i.$$

Тогда

$$\begin{aligned} r_{y_m, y_n} &= \frac{E \left[ \sum_1^m (\xi_i - \bar{\xi}^{(N)}) \sum_1^n (\xi_i - \bar{\xi}^{(N)}) \right]}{\sigma_{y_m} \sigma_{y_n}} = \\ &= \frac{\left[ \sum_i^m \xi_i \left( 1 - \frac{m}{N} \right) - \frac{m}{N} \sum_{m+1}^n \xi_i \right] \left[ \sum_1^n \xi_i \left( 1 - \frac{n}{N} \right) - \frac{n}{N} \sum_{n+1}^N \xi_i \right]}{\sigma_{y_m} \sigma_{y_n}} = \\ &= \frac{\left( 1 - \frac{n}{N} \right) \left( 1 - \frac{m}{N} \right) \sum_1^m \xi_i^2 - \sum_{m+1}^n \frac{m}{N} \left( 1 - \frac{n}{N} \right) \xi_i^2 + \sum_{n+1}^N \frac{m}{N} \frac{n}{N} \xi_i^2 +}{\sigma_{y_m} \sigma_{y_n}} \\ &+ \frac{\left( 1 - \frac{m}{N} \right) \left( 1 - \frac{n}{N} \right) \sum_{\substack{1=i \\ k=1 \\ i \neq k}}^{m, n} \xi_i \xi_k - \left( 1 - \frac{n}{N} \right) \frac{n}{N} \sum_{\substack{1=m+1 \\ k=1 \\ i \neq k}}^{i=N, k=n} \xi_i \xi_k -}{\sigma_{y_m} \sigma_{y_n}} + \\ &+ \frac{- \left( 1 - \frac{m}{N} \right) \frac{n}{N} \sum_{\substack{i=n+1 \\ k=1 \\ i \neq k}}^{i=N, k=m} \xi_i \xi_k + \frac{m}{N} \frac{n}{N} \sum_{\substack{i=m+1 \\ k=n+1 \\ i \neq k}}^{i=N, k=N} \xi_i \xi_k}{\sigma_{y_m} \sigma_{y_n}}. \end{aligned}$$

Учитывая, что  $E(\xi_i \xi_k)$  при  $i \neq k$  равно нулю, получаем

$$r_{y_m, y_n} = \frac{\sigma_x^2 \left[ m \left( 1 - \frac{n}{N} \right) \left( 1 - \frac{m}{N} \right) - n \frac{m}{N} \left( 1 - \frac{n}{N} \right) + (N-n) \frac{m}{N} \frac{n}{N} \right]}{\sigma_x^2 mn \sqrt{\left( 1 - \frac{m}{N} \right) \left( 1 - \frac{n}{N} \right)}}$$

$$= \frac{m \left(1 - \frac{n}{N}\right) \left(1 - \frac{m}{N}\right)}{mn \sqrt{\left(1 - \frac{m}{N}\right) \left(1 - \frac{n}{N}\right)}} = \sqrt{\frac{m}{n} \left(1 - \frac{m}{N}\right) \left(1 - \frac{n}{N}\right)}. \quad (3)$$

Наибольшие коэффициенты корреляции получаются где-то в первой части ряда. Решая задачу при условии, что  $n = m + 1$ , получаем для максимума корреляции решение

$$m^2 - m(2N - 1) + \frac{N(N-1)}{2} = 0,$$

после чего, например, для  $N = 100$  находим  $m_{Nx} = 29$ .

Действительно, для данного примера значение  $r$  равно 0,70, что достаточно для создания впечатления довольно плавных колебаний интегральной кривой при случайности ее производной. Следовательно, о неслучайности поведения  $x$  можно говорить лишь в том случае, когда отклонения от 0 существенно больше величин, даваемых формулой (2).

В гидрологии интегрально-разностные кривые используются, в частности, для установления конкретных периодов наблюдений, дающих в среднем величины, близкие к норме, т. е. как своеобразная форма приведения рядов к одному периоду. Следует, однако, указать, что сравнение данных опорной станции и близлежащих короткорядных станций сильно затрудняется при пропуске отдельных лет в наблюдениях той или иной станции. Но если сами опорные станции не имеют пропусков в наблюдениях, то по интегральным кривым элементов (температура, давление воздуха, облачность), характеризующихся пространственными связями на больших расстояниях, удобно судить об однотипности или различиях в вековом ходе каждого элемента, что существенно для оценки правильности приведения к длительному периоду связанных рядов с переменным уровнем. В то же время вся подготовительная работа по анализу однородности как самих опорных, так и короткорядных станций должна проводиться заранее с помощью методов, принятых в климатологии, тем более что влияние нарушения однородности ряда, вызывающее в интегральной кривой линейную эволюцию (разного знака до и после скачка), сказывается на интегральной кривой в большей мере, чем на членах исходного ряда. Для таких элементов, как, например, осадки, связи которых в пространстве невелики и распространяются на незначительные расстояния, возникает дополнительная необходимость в проверке целесообразности приведения принятым в климатологии путем, чтобы оценить влияние на точность приведения рядов к одному периоду случайных факторов.

Таким образом, в практике климатологической обработки было бы очень полезно составить интегрально-разностные кривые для характеристики векового хода элементов на опорных станциях в тех случаях, когда они работали без пропуска. Подобные кривые имеют определенные преимущества перед учетом векового хода методом скользящих средних (особенно обратимость результатов преобразования, которой нет у скользящего ряда), поэтому их и следует рекомендовать для подобных целей, несмотря на их меньшую наглядность. Однако использование интегральных кривых не только не отменяет обычных способов анализа однородности и приведения рядов к одному периоду, а, наоборот, предполагает его проведение заранее (особенно первого) и является лишь дополнительным приемом, хотя и для учета влияния многолетних циклов на средние величины. Наличие же пропусков в рядах опорных станций настолько обесценивает использование интегральных кривых, что

целесообразно, если возможно, восполнить эти пробелы по данным других станций плоскостной интерполяцией. В противном случае уровень всей последующей части интегральной кривой изменится на сумму отклонений от нормы, которую дали бы пропущенные годы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. Г. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций. Гидрометеиздат, Л., 1957.
2. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеиздат, Л., 1960.
3. Батталов Ф. З. О вычислении норм осадков и районировании территории с учетом циклических колебаний осадков. Труды Всесоюзного научно-метеорологического совещания, т. IV. Гидрометеиздат, Л., 1962.
4. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. Гидрометеиздат, Л., 1952.

## ПРИМЕНЕНИЕ КРИВЫХ СУММАРНОЙ ВЕРОЯТНОСТИ (ОБЕСПЕЧЕННОСТИ) К ОБРАБОТКЕ СУТОЧНОГО МАКСИМУМА ОСАДКОВ

В статье рассматривается возможность применения кривых суммарной вероятности (обеспеченности) к обработке наибольших суточных количеств осадков. Исследуется вопрос о периоде наблюдений, необходимом для построения указанных кривых, о связи величин суточного максимума осадков с вековым ходом среднего количества осадков. Даются рекомендации по применению «годо-станций», или «порайонных станций» при отсутствии достаточно длинных рядов наблюдений.

Наибольшие суточные количества осадков обычно являются результатом выпадения ливней, охватывающих небольшую площадь и имеющих относительно случайное распределение по территории. Это определяет быстрое затухание связей между величинами суточного максимума осадков на соседних станциях с возрастанием расстояния между ними и затрудняет приведение данных по суточному максимуму осадков к показаниям длиннорядных станций. При существующей густоте сети станций такое приведение можно осуществить лишь частично.

Второй особенностью суточного максимума осадков является зависимость его величины от абсолютной продолжительности периода наблюдений, к которому он относится: чем больше период наблюдений, тем больше суточный максимум осадков. Зависимость от длины периода сказывается на величине суточного максимума осадков в значительно большей мере, чем зависимость от общей увлажненности периода (хотя последняя тоже существенна, что будет показано ниже). Поэтому суточный максимум осадков представляют в величинах определенной повторяемости или обеспеченности.

Существуют два метода климатологической обработки данных по суточному максимуму осадков. Один из них основан на применении скользящих выборок, другой — на применении кривых суммарной вероятности, которые в гидрологии носят название кривых обеспеченности.

Метод скользящих выборок разработан в Главной геофизической обсерватории О. А. Дроздовым [1] и применен при подготовке первого издания «Климатологического справочника СССР». Он состоит в определении среднего суточного максимума осадков, наблюдающегося один раз в  $N$  лет, с помощью скользящих выборок из  $N$ -леть и последующего осреднения полученных суточных максимумов осадков. Помимо скользящего, которое выполнялось циклически, ряды удлинялись путем создания так называемых порайонных станций, представляющих собой совокупность временных рядов нескольких близлежащих станций.

(Такое объединение рядов возможно благодаря быстрым затуханиям связей по суточному максимуму осадков на соседних станциях.) Кроме того, для расчета суточного максимума осадков определенной повторяемости на станциях, имеющих короткие ряды наблюдений (и, в частности, в горных районах), использовались дополнительно два вида зависимостей:

1) отношение среднего суточного максимума осадков, наблюдающегося один раз в год ( $\bar{H}_1$ ), к среднему количеству осадков за теплый период (IV—X) в зависимости от последнего;

2) зависимость величины суточного максимума осадков от длины периода.

Эти два вида зависимостей получены по данным длиннорядных станций и представлены в виде типовых кривых для крупных физико-географических районов СССР. Они позволяют по среднему ежегодному суточному максимуму осадков или по среднему количеству осадков определить величину суточного максимума осадков редкой повторяемости.

При использовании скользящих выборок учитываются возможные закономерные группировки суточного максимума осадков в пределах периода наблюдений и в то же время сглаживаются случайные колебания величин суточного максимума осадков. Однако для крайних градаций, например для суточных максимумов осадков, повторяющихся один раз в 50, 100 лет, применение скользящего не помогает получить надежные величины, так как одна какая-либо крупная случайная величина сказывается на большей части ряда и в значительной мере определяет среднюю величину суточного максимума осадков заданной обеспеченности. В целом результаты, полученные путем скользящих выборок, целиком определяются особенностями периода и отдельными величинами и не могут дать средние величины, превышающие наблюдаемые за рассматриваемый период. Экстраполяцию за пределы периода наблюдений возможно осуществлять по указанным выше типовым кривым зависимости величины суточного максимума осадков от длины периода. Однако эти кривые недостаточно детализированы.

Кривые обеспеченности применяются для расчета суточных количеств осадков гидрологами как советскими, так и зарубежными [2], [3]. Этот метод подробно изложен в «Методических рекомендациях», составленных в Государственном гидрологическом институте Г. А. Алексеевым и Е. А. Смирновой [2]. Ежегодные значения суточного максимума осадков располагаются в статистический ряд в убывающем порядке, и рассчитывается обеспеченность каждого члена ряда по формуле  $P = \frac{m-0,3}{n+0,4}$ , где  $m$  — порядковый номер члена ряда,  $n$  — общая длина ряда (число лет наблюдений). По этим данным на специальной клетчатке строится сглаженная эмпирическая кривая, с которой снимаются величины суточного максимума осадков определенной обеспеченности. Величины малой обеспеченности получают или экстраполяцией верхнего конца эмпирической кривой, или по аналитическим формулам двух типов теоретических кривых распределения — логарифмически нормальной (для распределения со значительной асимметрией) и биномиальной (для распределения с меньшей асимметрией). Имеются вспомогательные таблицы для построения теоретических кривых обеспеченности и таблицы обеспеченностей каждого члена ряда в зависимости от длины последнего. В целом техника построения кривых обеспеченности проста и нетрудоемка, однако требует определенных навыков и некоторого анализа данных при сглаживании кривых.

В результате обработки данных двумя изложенными выше методами получаются величины, имеющие разный физический смысл. Первый метод дает средние величины суточного максимума осадков  $H_N$ , наблюдающиеся один раз за период  $N$  лет. Кривые обеспеченности дают величины суточного максимума осадков  $H_N$ , превышаемые в среднем один раз за  $N$  лет. Последние меньше зависят от величины отдельных случайных максимумов, чем средние величины  $H_N$ . В связи со сказанным сравнение результатов, полученных разными методами, есть сравнение величин, имеющих несколько различный смысл. В табл. 1 приводятся результаты расчетов двумя методами по шести станциям СССР. Из данных табл. 1 следует, что для периодов небольшой длительности ( $N$  равно 1, 10 годам) скользящие выборки дают большие величины, чем кривые обеспеченности, а для периодов в 50, 100 лет средние величины и величины, превышающие один раз за указанный период, мало различаются.

В настоящей статье приводятся результаты опытного применения кривых обеспеченности к обработке суточного максимума осадков и рассматривается вопрос о необходимом периоде наблюдений для построения кривых обеспеченности. Для сравнения кривых, полученных по данным за различные периоды, а также для исследования зависимости величины суточного максимума осадков от векового хода среднего количества осадков мы сочли возможным использовать весь период наблюдений, считая неоднородность ряда, связанную с изменениями в дождемерных установках, несущественной по сравнению с колебаниями самих величин.

В работе применялась клетчатка вероятностей для кривых со значительной асимметричностью, рекомендуемая Государственным гидрологическим институтом для построения кривых обеспеченности суточного максимума осадков. Она имеет горизонтальную шкалу нормального распределения (шкала вероятностей) и логарифмическую вертикальную

Таблица 1

Наибольшее суточное количество осадков (мм), наблюдающееся (или превышаемое) один раз в 1 год, 10, 50, 100 лет ( $M_1, M_{10}, M_{50}, M_{100}$ )

Станция, число лет наблюдений ( $n$ )	$M_1$	$M_{10}$	$M_{50}$	$M_{100}$	
Ленинград, $n = 124$	1	31	55	69	76
	2	25	46	68	80
Луганск, $n = 121$	1	34	57	75	80
	2	28	52	70	77
Оренбург, $n = 108$	1	25	41	52	60
	2	22	39	50	56
Свердловск, $n = 124$	1	34	65	94	94
	2	26	56	86	102
Нерчинский Завод, $n=106$	1	44	83	123	151
	2	36	68	98	120
Владивосток, $n = 74$	1	80	143	171	
	2	63	130	170	190

Примечание. 1 — выборка из  $n$ -летий скользящим, 2 — кривая обеспеченности.

шкалу и предназначается для спрямления кривых, соответствующих логарифмически нормальному распределению. Кривые обеспеченности суточного максимума осадков, полученные по наблюдениям за длительный период (порядка 100 лет), для большинства районов СССР являются практически прямыми линиями, что указывает на соответствие распределения величин суточного максимума осадков логарифмически нормальной кривой. Они хорошо проводятся по эмпирическим точкам без существенного сглаживания. Среднее наибольшее отклонение точек

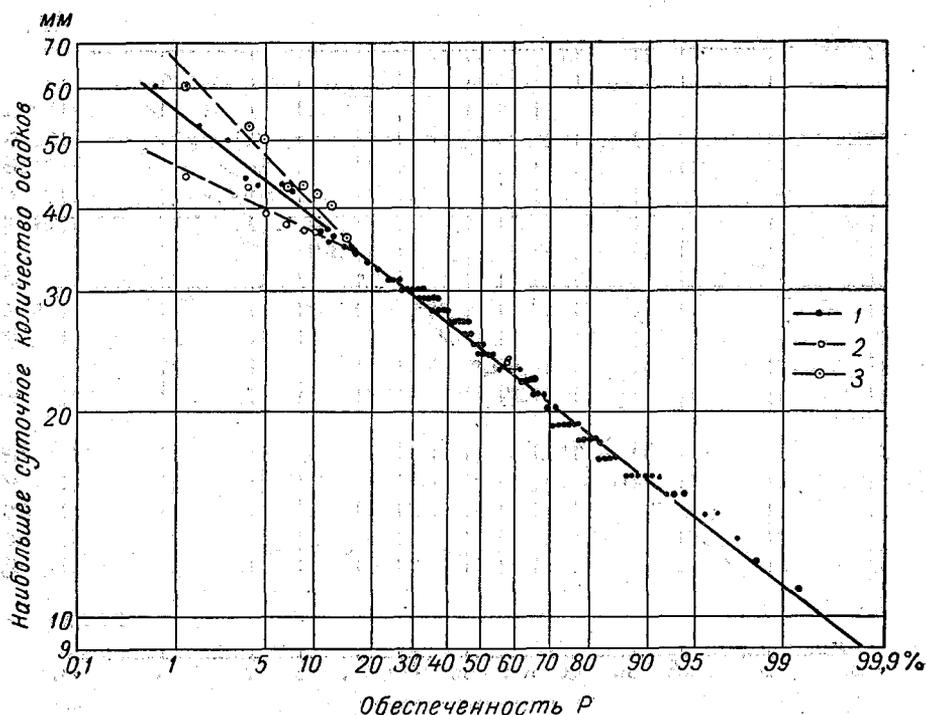


Рис. 1. Кривые обеспеченности суточного максимума осадков. Оренбург.

1 — 1844—1960 гг. ( $n=108$ ), 2 — 1844—1906 гг. ( $n=54$ ), 3 — 1907—1960 гг. ( $n=54$ ).

от сглаженной кривой составляет 10% и лишь в редких случаях достигает 20%. Кривые обеспеченности, полученные из более коротких рядов, часто бывают вогнутыми, что указывает на большую асимметрию распределения. При удлинении ряда они, как правило, спрямляются. Наглядным примером могут служить кривые обеспеченности, полученные для Оренбурга (рис. 1). Они показывают, что даже кривые из 54-летнего ряда имеют кривизну, которая при дальнейшем удлинении ряда (точнее, при удвоении его длины) исчезает.

Иногда на верхнем конце кривой, полученной по данным даже относительно длинного ряда наблюдений, имеет место группировка наибольших членов ряда на одном уровне, который можно принять за верхний предел величин суточного максимума осадков в данном районе. Однако при удлинении ряда или привлечении данных соседних станций этот предел, как правило, оказывается превышенным. Такой «потолок» намечался, например, на кривых для Ленинграда и Павловска за 1837—1934 гг. За этот период величины наибольших суточных количеств осадков располагались на уровне 60 мм. Однако этот уровень был превышен

примерно на 15 мм в 1935 и 1947 гг., что привело к окончательному спрямлению кривых.

Сказанное может служить основанием для сглаживания и спрямления кривых обеспеченности, полученных из коротких рядов.

Однако некоторые районы представляют исключение из этого правила. Так, в сухих районах (Турткуль, Ереван), где недостаток насыщения ограничивает верхний предел суточного максимума осадков, часто имеет место биномиальный тип кривой распределения. Здесь «потолок» является, по-видимому, реальной особенностью распределения, которую нельзя игнорировать при проведении кривых обеспеченности и их экстраполяции. Аналогичное распределение суточного максимума осадков возможно и на Крайнем Севере СССР, где термические условия также ограничивают возможные величины суточных количеств осадков. Наконец, иногда биномиальный тип кривой определяется местоположением станции, неблагоприятным для конвекции. Пример — район Риги, где подветренное низменное положение и близость водной поверхности, а также наличие на западе возвышенностей, способствующих конденсации влаги, определяют низкий уровень суточных количеств осадков.

С другой стороны, в ряде районов физико-географические и климатические условия определяют большую асимметрию распределения по сравнению с логарифмически нормальной кривой. Это, например, острова и западное побережье Прибалтики, где близость моря и возвышенностей, а также положение района на одном из основных путей циклонов создают особо благоприятные условия для выпадения осадков. Отдельные выдающиеся ливни определяют хорошо выраженный вогнутый тип кривой, который подтверждается многими длиннорядными станциями.

Эмпирические кривые обычно хорошо согласуются с аналитическими кривыми, которые можно использовать для экстраполяции с целью определения величин суточного максимума осадков редкой повторяемости. Однако практически для определения суточного максимума с обеспеченностью 0,5, 1% и более (т. е. величин, превышаемых один раз в 100, 200 лет) без большой погрешности можно экстраполировать эмпирическую кривую, не прибегая к теоретической кривой.

Кривые обеспеченности суточного максимума осадков для отдельных месяцев имеют тот же характер и величину отклонения отдельных точек от сглаженных кривых, что и для годовых величин.

Весьма важным является вопрос о периоде наблюдений, необходимом для построения надежной кривой обеспеченности. В работе [2] предлагается обрабатывать материалы всех станций, имеющих по крайней мере 25-летний ряд наблюдений. Однако указанный период далеко не всегда является достаточным. Это можно видеть из сравнения кривых, полученных по данным за различные  $n$ -летия. Оно позволяет оценить устойчивость результатов, полученных из периода определенной длительности (25, 50 лет). Анализ материала большого числа длиннорядных станций, расположенных в различных районах СССР, показал, что длина ряда, необходимого для построения кривой обеспеченности суточного максимума осадков, существенно зависит от общего увлажнения района и его физико-географических условий, определяющих изменчивость суточных количеств осадков (табл. 2).

В равнинных районах с избыточным увлажнением (север СССР) кривые обеспеченности за различные периоды (разные как по длительности, так и по конкретным годам, в них входящим) мало отличаются друг от друга. Величины суточного максимума осадков, полученные по

данным отдельных 25-летий, различаются на 13—15% (Ленинград, Салехард). Если задаваться точностью результатов в 15%, то можно ограничиться 25—30-летним рядом наблюдений для построения кривой обеспеченности.

В средней полосе СССР отдельные 25-летия различаются на 25—30% (Киев, Сургут) и более; а в южных районах страны — в полтора-два

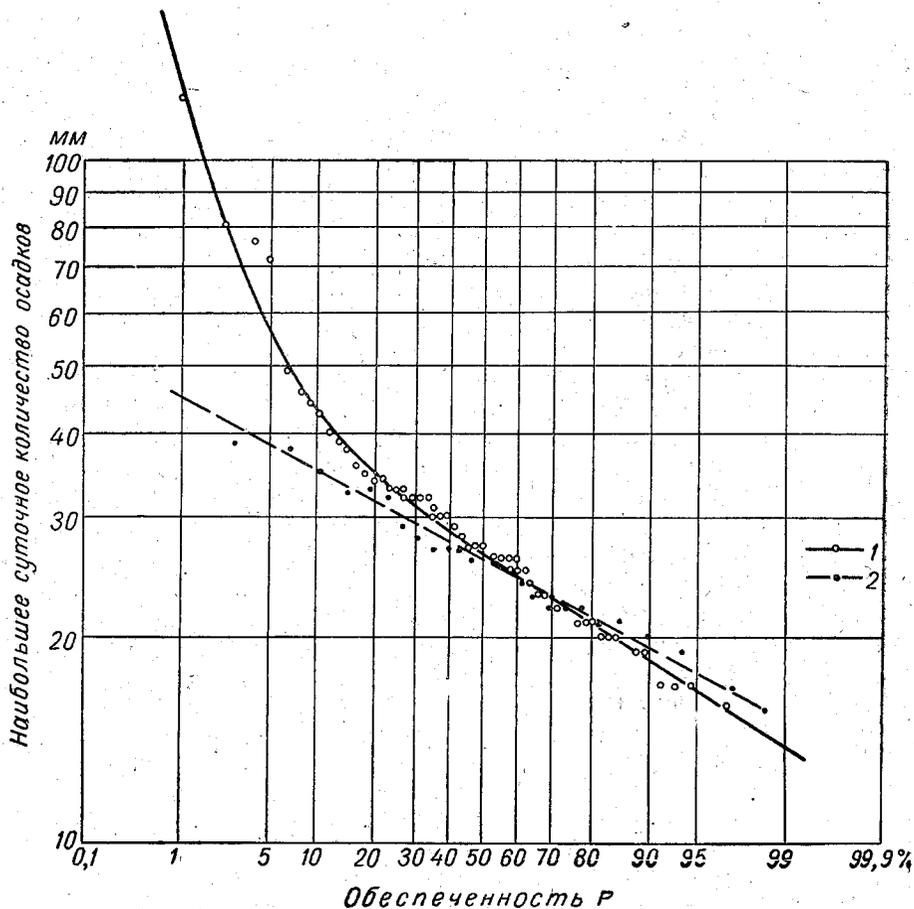


Рис. 2. Кривые обеспеченности суточного максимума осадков. Лиепая.

1 — 1861—1960 гг. (n=74), 2 — 1934—1960 гг. (n=25).

раза. К тому же здесь увеличивается разброс точек по отношению к сглаженной кривой обеспеченности.

Следовательно, для большей части территории СССР 25-летний ряд наблюдений следует считать недостаточным для построения кривых обеспеченности суточного максимума осадков. Исключение представляет лишь север СССР. Однако и здесь для ряда районов со сложными физико-географическими условиями этот период оказывается недостаточным. Примером может служить западное побережье Прибалтики, о котором уже говорилось выше. На рис. 2 представлены кривые обеспеченности для ст. Лиепая за весь период наблюдений (74 года) и за 25-летие, относящееся к периоду 1934—1960 гг. Эти кривые, а также данные ст. Лиепая, приведенные в табл. 2, наглядно иллюстрируют изменчивость величин суточного максимума осадков.

Таблица 2

Сравнение величин суточного максимума осадков, полученных по данным за различные периоды

Период наблюдений		Суточный максимум (мм)					Наибольшая разность (%)				Наблюденный максимум (мм)
годы	n	M <sub>1</sub>	M <sub>10</sub>	M <sub>20</sub>	M <sub>50</sub>	M <sub>100</sub>	M <sub>10</sub>	M <sub>20</sub>	M <sub>50</sub>	M <sub>100</sub>	
<b>Ленинград</b>											
1837—1960	124	25	46	55	68	80					76
1837—1861	25	23	46	54	64	72					
1862—1886	25	25	49	59	70	82	6	9	12	13	
1936—1960	25	26	48	58	72	82					
<b>Кострома</b>											
1857—1960	80	25	43	49	57	64					62
1857—1909	25	24	41	46	54	60					
1910—1935	25	28	46	52	58	64	11	12	7	6	
1936—1960	25	27	45	50	58	64					
<b>Лицапя</b>											
1861—1960	74	24	43	53	71	87					119
1861—1900	25	24	50	62	82	100					
1900—1933	25	24	50	70	110	140	36	59	90	103	
1934—1960	25	24	35	38	42	45					
<b>Горки</b>											
1841—1960	102	27	52	62	77	90					79
1841—1902	51	26	46	54	62	70					
1903—1960	51	30	58	70	86	98	23	26	32	33	
1841—1876	25	25	50	61	78	92					
1877—1901	25	26	44	50	57	62	34	41	55	65	
1904—1931	25	31	62	76	100	122					
1932—1960	25	28	55	66	84	98					
<b>Пенза</b>											
1885—1960	72	30	51	59	73	90					100
1885—1916	31	28	51	58	67	74					
1917—1950	31	31	56	70	94	115	9	19	33	43	
1885—1910	25	26	47	52	60	66					
1911—1938	25	33	52	57	64	69	25	38	57	71	
1936—1960	25	28	60	77	108	138					
<b>Киев</b>											
1857—1960	101	33	68	84	110	131					104
1858—1907	50	33	69	88	125	155					
1908—1960	50	33	66	82	110	130	4	7	13	18	
1875—1899	25	34	60	68	79	88					
1936—1960	25	35	70	84	102	116	16	21	25	27	

Период наблюдений		Суточный максимум (мм)					Наибольшая разность (%)				Наблюденный максимум (мм)
годы	n	M <sub>1</sub>	M <sub>10</sub>	M <sub>20</sub>	M <sub>50</sub>	M <sub>100</sub>	M <sub>10</sub>	M <sub>20</sub>	M <sub>50</sub>	M <sub>100</sub>	

Луганск

1837—1960	121	28	52	60	70	77					80
1837—1896	60	25	49	57	67	75	13	12	10	10	
1897—1959	60	31	56	64	74	83					
1846—1870	25	23	38	43	49	54					
1886—1910	25	33	62	71	83	92	48	49	52	52	
1934—1960	25	26	54	64	76	86					

Оренбург

1844—1960	108	22	39	44	50	56					60
1844—1906	54	22	37	40	43	46	8	16	26	33	
1907—1960	54	22	40	47	56	64					
1844—1868	25	22	40	44	47	50					
1869—1902	25	22	35	38	40	42	22	33	49	58	
1903—1927	25	23	39	44	51	56					
1928—1952	25	20	44	53	66	77					

Астрахань

1847—1960	102	19	42	50	62	70					73
1847—1902	50	19	38	45	54	62	17	18	22	23	
1903—1959	50	19	45	54	67	78					
1847—1872	25	16	34	40	48	54					
1909—1937	25	21	50	60	76	88	38	40	45	48	
1936—1960	25	18	46	56	70	82					

Салехард

1883—1960	69	21	42	48	55	60					53
1883—1909	25	18	42	50	62	72					
1902—1935	25	22	43	50	60	68	2	2	10	15	
1936—1960	25	24	43	48	56	62					

Сургут

1844—1960	71	21	46	55	70	80					87
1844—1908	25	27	51	63	82	100	22	25	28	27	
1935—1960	25	25	41	49	62	76					

Карпинск

1839—1960	104	26	54	61	71	78					77
1839—1890	52	22	46	54	66	75	25	24	24	25	
1891—1960	52	28	59	69	84	96					
1843—1867	25	21	43	52	64	75					
1868—1892	25	24	51	61	76	88	44	39	34	29	
1893—1921	25	33	67	77	90	100					
1925—1960	25	28	51	58	68	75					

Период наблюдений		Суточный максимум (мм)					Наибольшая разность (%)				Наблюденный максимум (мм)
годы	n	M <sub>1</sub>	M <sub>10</sub>	M <sub>20</sub>	M <sub>50</sub>	M <sub>100</sub>	M <sub>10</sub>	M <sub>20</sub>	M <sub>50</sub>	M <sub>100</sub>	
<b>Свердловск</b>											
1836—1960	124	26	56	68	86	102					94
1836—1898	63	25	50	64	84	104					
1897—1960	63	27	66	84	114	135	28	27	31	26	
1836—1860	25	23	54	71	102	132					
1861—1885	25	24	44	52	65	77					
1886—1910	25	24	60	79	110	132	48	51	53	52	
1911—1935	25	27	60	74	94	112					
1935—1960	25	30	72	88	112	128					
<b>Кзыл-Орда</b>											
1881—1960	57	12	27	32	39	45					41
1881—1913	25	14	33	40	49	56					
1933—1960	25	11	22	26	31	36	41	42	45	43	
<b>Турханск</b>											
1878—1960	68	20	39	46	56	66					61
1878—1905	25	18	34	39	45	50					
1906—1942	25	20	41	47	55	62	26	31	41	51	
1936—1960	25	23	44	53	68	84					
<b>Барнаул</b>											
1838—1960	121	20	41	48	58	66					61
1891—1960	70	22	45	64	74	80					
1851—1900	50	16	32	38	52	58					
1901—1950	50	22	48	60	82	90	40	45	45	43	
1846—1870	25	10	26	32	44	49					
1881—1905	25	21	37	42	50	54	73	69	58	60	
1911—1935	25	22	40	47	55	62					
1936—1960	25	26	56	66	80	91					
<b>Якутск</b>											
1888—1950	52	16	36	42	50	66					49
1888—1924	26	18	38	43	51	57					
1925—1950	26	15	36	43	50	56	5	0	2	2	
<b>Нерчинский Завод</b>											
1839—1960	106	36	68	82	105	125					154
1839—1897	54	36	76	98	130	150					
1896—1960	54	36	64	73	84	94	17	29	44	46	
1839—1867	25	30	63	100	168	240					
1868—1893	25	41	85	100	120	137	36	36	67	85	
1894—1918	25	38	59	69	84	97					
1925—1954	25	31	59	69	84	97					
<b>Владивосток</b>											
1881—1960	74	63	130	150	170	190					178
1881—1906	25	54	112	130	157	178					
1906—1931	25	67	143	167	190	200	29	28	24	21	
1932—1960	25	69	150	173	200	220					

Примечание. Наибольшая разность рассчитывалась в процентах от суммы значений, из которых вычислялась разность.

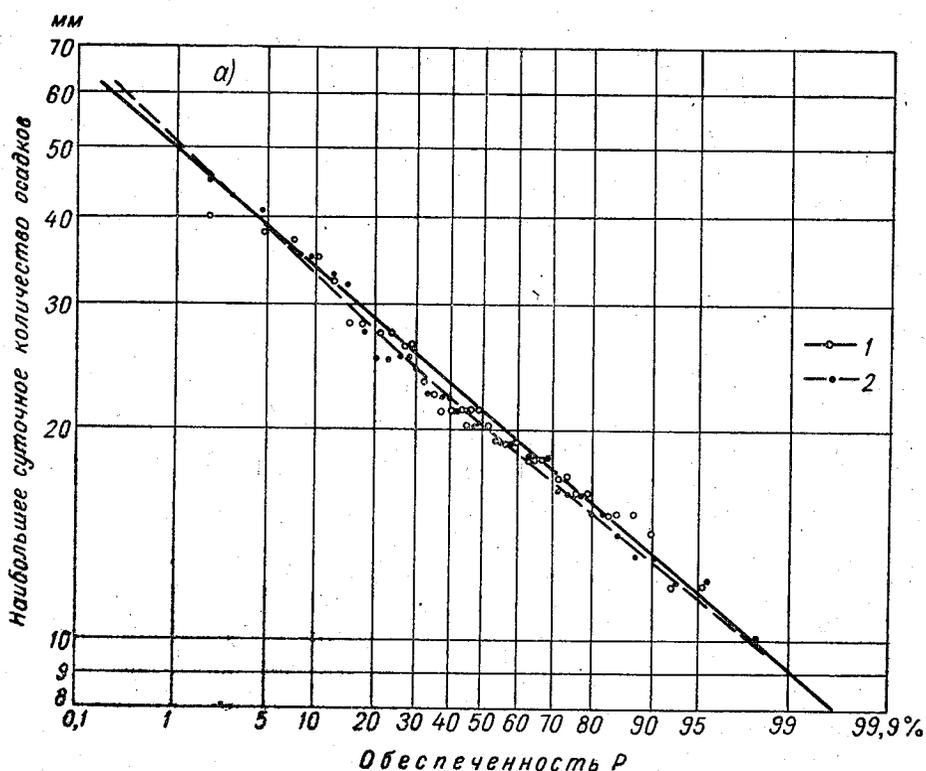


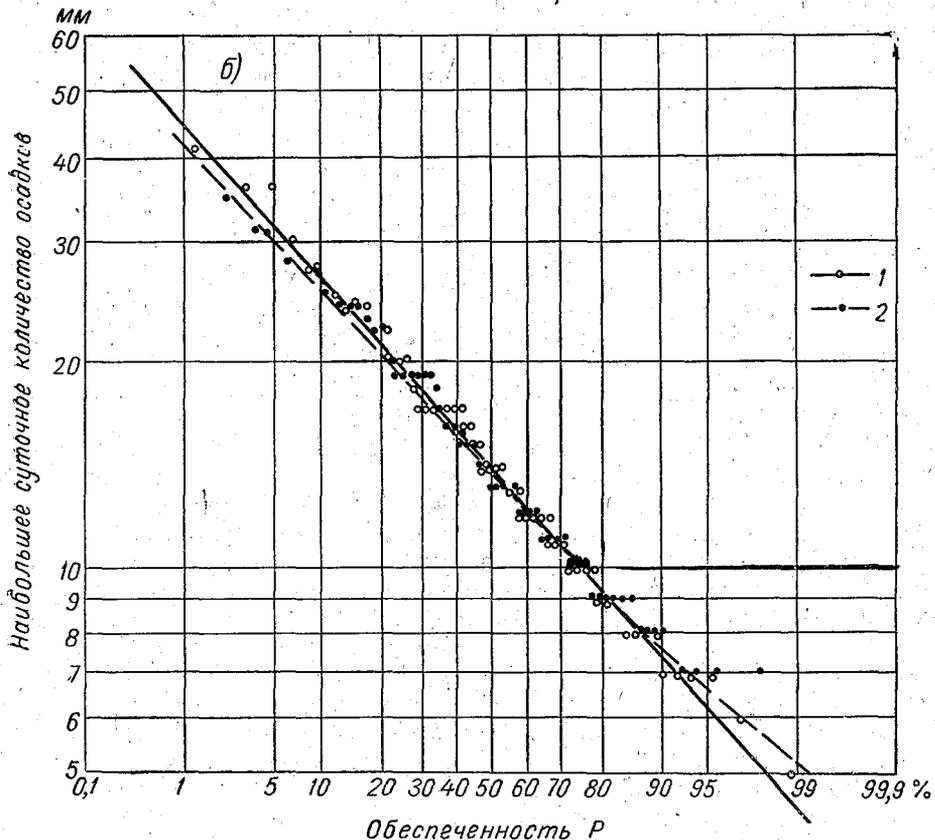
Рис. 3. Кривые обеспеченности суточного максимума осадков, а — район Обской губы (1 — Яр-Сале, 1937—1960 гг.,  $n=24$ ; Ныда, 1948—1960 гг.,  $n=13$ ;  $n=57$ ; 2 — Джусалы, 1920—1960 гг.,  $n=33$ ; Чирик-Рабат, 1941—1960 гг.,  $n=17$ ; Карак, 1950—  
ству осадков

Из данных табл. 2 можно видеть, что для центральных и тем более для южных районов СССР даже 50-летний ряд наблюдений не везде можно принять достаточным. В районах особенно резких вековых колебаний осадков (Барнаул, Нерчинский Завод) отдельные 50-летия дают расхождения до 40—45%.

Как известно, на Европейской территории СССР и в Западной Сибири особенно засушливыми были 40—50-е годы XIX в. Этому же периоду соответствуют и наименьшие величины суточного максимума осадков. В хорошо увлажненных районах различия между сухими и влажными периодами незначительны, а в засушливых районах они достигают 30—50%. Последнее 25-летие (1936—1960 гг.) на Европейской территории СССР было влажным и кривые обеспеченности, построенные по данным наблюдений за последние годы, дают суточные максимумы осадков с некоторым запасом по сравнению с величинами, полученными из 100—120-летнего ряда.

На востоке СССР наблюдается обратный вековой ход осадков, которому следуют и их суточные количества. Поэтому величины суточных максимумов осадков, снятые с кривых обеспеченности, полученных по данным последних лет, будут занижены. Это обстоятельство необходимо учитывать при проведении и экстраполяции кривых обеспеченности.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что для большей части территории СССР необходимо иметь по крайней мере 40—50-летние



полученные по данным длиннорядной и «порайонной» станций.

2 — Новый Порт, 1925—1960 гг.,  $n=36$ ); б — район Кызыл Орды (1 — Кызыл-Орда, 1881—1950 гг., 1960 гг.,  $n=11$ ). (В данные ст. Ныда введена поправка на приведение к среднему количеству осадков.)

ряды для построения кривых обеспеченности суточного максимума осадков.

В случае отсутствия в данном климатическом районе длительных рядов наблюдений над осадками можно применять метод «годо-станций», или «порайонных станций» [1], [2]. Этот метод заключается в объединении рядов наблюдений нескольких станций в единый ряд, длина которого  $n$  равна сумме всех объединяемых годо-станций. Как уже указывалось, такое объединение возможно благодаря быстрому затуханию связей по суточному максимуму осадков на соседних станциях. В связи с этим можно заменить недостаточные по длительности временные ряды совокупностью значений суточного максимума осадков в некоторой области. Предполагается, что в ней сохраняется одинаковый режим осадков и примерно равное их среднее количество, и есть основание полагать, что для каждой из объединяемых станций существует одна и та же кривая обеспеченности наибольших суточных осадков. Ряды отдельных станций рассматриваются как независимые, что позволяет объединять ряды не только с разными, но и с одинаковыми периодами наблюдений. Правомочность такого объединения подтверждается сравнением кривых обеспеченности, построенных по данным длиннорядной станции и по объединенному ряду близлежащих короткочередных станций (рис. 3).

Пункты, данные которых объединяются, должны находиться в одно-

родном районе по характеру суточных осадков. Косвенным признаком однородности района является однородность общих физико-географических условий, в особенности рельефа и удаленности от морей и океанов, которые существенно влияют на величину как среднего годового количества осадков, так и наибольших суточных осадков. Размер района может быть разным. Чем однороднее подстилающая поверхность, тем больше может быть район. Например, на территории Казахского мелкосопочника районы могут быть очень большими, порядка нескольких десятков тысяч квадратных километров. В горных и приморских условиях, где имеет место сложное сочетание влияния моря и возвышенностей на осадки, районы значительно мельче. Там выделяются наветренные и подветренные побережья, склоны возвышенностей, обращенные к морю, и т. д.

Минимальные размеры района определяются, помимо густоты сети станций, теснотой связи между показаниями станций: чем меньше связь, тем ближе могут быть расположены станции, данные которых объединяются. Наличие связи вынуждает иногда объединять станции не ближайшие, а расположенные на некотором определенном расстоянии. Максимальные размеры района определяются условием сохранения его климатической однородности. Ряды отдельных станций должны содержать по возможности 8—10 лет наблюдений, поскольку по одному-двум годам, одинаковым для нескольких станций, нельзя надежно оценить повторяемость суточных максимумов осадков за продолжительный период, так как любой отдельный год может оказаться аномальным. Если же суммируемые ряды относятся к разным периодам, то можно соединять и более короткие ряды. Возможно также и добавление только части ряда наблюдений станций — за годы, наблюдения за которые отсутствуют на других станциях.

Желательно, чтобы в пределах значительного по площади района объединяемые пункты (станции и посты) располагались равномерно (во избежание возможных искажений, связанных с концентрацией пунктов в отдельных частях района).

Для определения взаимозависимости объединяемых рядов следует построить графики связи суточных максимумов осадков объединяемых станций. Начать нужно с ближайших пар станций. Если между ними связь будет отсутствовать или окажется небольшой (коэффициент корреляции  $r=0,3 \div 0,4$ ), то для станций на большем удалении графики можно не строить и считать показания станций независимыми. Такие станции можно объединять. Выбирают столько станций, сколько необходимо для получения надежной кривой обеспеченности суточного максимума осадков. Необходимое число лет наблюдений будет зависеть от района: во влажных районах и в районах с относительно небольшой изменчивостью осадков оно меньше (примерно 25—30 лет), в засушливых — больше (примерно 40—50 лет), и лишь в крайних случаях можно ограничиться 25 годами.

Нередки случаи, когда при отсутствии систематической связи между станциями абсолютный суточный максимум осадков наблюдается одновременно на нескольких станциях района объединения. Поэтому рекомендуется по каждой станции выписывать в таблицу величины и даты выпадения двух-трех наибольших суточных количеств осадков, определяющих верхний конец кривой обеспеченности. Это позволяет выяснить, не являются ли экстремальные суточные осадки результатом одного ливня, охватившего большую территорию. Если суточный максимум осадков действительно является результатом одного процесса (ливня) на нескольких станциях, в объединенном ряду его следует брать од-

нажды (наибольшую из величин). В противном случае при объединении станций мы завысили бы повторяемость (обеспеченность) экстремальных суточных количеств осадков. Синхронное выпадение на нескольких станциях суточных количеств осадков меньшей величины, не крайних, на кривой обеспеченности заметно не сказывается. Если годы абсолютных суточных максимумов осадков совпадают на двух или нескольких станциях, а даты не совпадают (и не являются соседними), то в объединенный ряд следует включать данные всех станций.

Как уже указывалось, величина суточного максимума осадков находится в зависимости от среднего количества осадков данного пункта. Поэтому район для объединения следует выбирать так, чтобы различия в количестве осадков в его пределах были возможно меньше, а при значительных градиентах осадков район должен быть вытянут вдоль изогнет. В малоосвоенных районах приходится идти на увеличение района, вводя поправки на приведение наибольших суточных осадков объединяемых станций к одному среднему количеству осадков [1]. Поправка вводится по графикам процентного отношения ежегодных суточных максимумов осадков к среднему количеству осадков (за период с температурой воздуха выше 0°) в зависимости от последнего. По исследованиям О. А. Дроздова, эта зависимость может быть различной. При малых количествах осадков по мере их увеличения суточный максимум осадков почти не меняется. Поэтому в наиболее сухих районах какой-либо климатической зоны данные различных пунктов можно объединять без введения поправок. В наиболее увлажненных частях района можно принять суточный максимум пропорциональным среднему количеству осадков. Тогда поправка будет равна отношению среднего количества осадков объединяемых станций. Для средних количеств осадков зависимость имеет криволинейный характер. В этом случае поправку на приведение суточного максимума осадков к одному среднему количеству следует определять по указанным выше графикам, которые строятся для района, или из соотношения величин ежегодного суточного максимума осадков объединяемых станций.

По объединенному ряду строится одна общая для данного района кривая обеспеченности наибольших суточных осадков.

В горах, по-видимому, возможно создание порайонных станций для определенных вертикальных зон с учетом экспозиции склона и закрытости местоположения станций (на больших высотах это обстоятельство обычно не приходится учитывать, так как все станции находятся в долинах). Возможность применения порайонных станций в горах проверена на материалах станций юго-западного склона Кавказа (УГМС Грузинской ССР). Там выделилось три зоны: I—1000—1300 м, II—1500—1700 м, III—2000 м. Станции зоны III (наиболее высокие и расположенные в закрытых долинах) дали резко отличную кривую обеспеченности суточного максимума осадков, тогда как кривые зон I и II по крайним значениям (суточные максимумы осадков малой обеспеченности) находятся примерно на одном уровне. К зоне I можно отнести и станции на меньших высотах, даже на высоте 500—600 м, но расположенные в закрытых долинах. В закрытых долинах распределение суточного максимума осадков более симметрично, чем на открытых склонах, и мало зависит от высоты. В целом этот предварительный опыт дал обнадеживающие результаты в отношении создания зональных порайонных станций в горах.

В районах с относительно густой сетью станций кривые обеспеченности возможно использовать для характеристики величин суточного максимума осадков не только в точке, но и на определенной террито-

рии. Такие кривые строятся по данным статистического ряда, составленного по ежегодным выборкам одного наибольшего значения суточного максимума осадков из рядов нескольких станций района. Однако величины суточных максимумов осадков, полученные таким образом, зависят от числа станций, из которых они выбраны. Этот вопрос требует специального исследования. Кривые, построенные по данным о наибольших суточных осадках на 4—8 станциях, дают величины, превышающие суточные максимумы осадков в точке примерно на 30%.

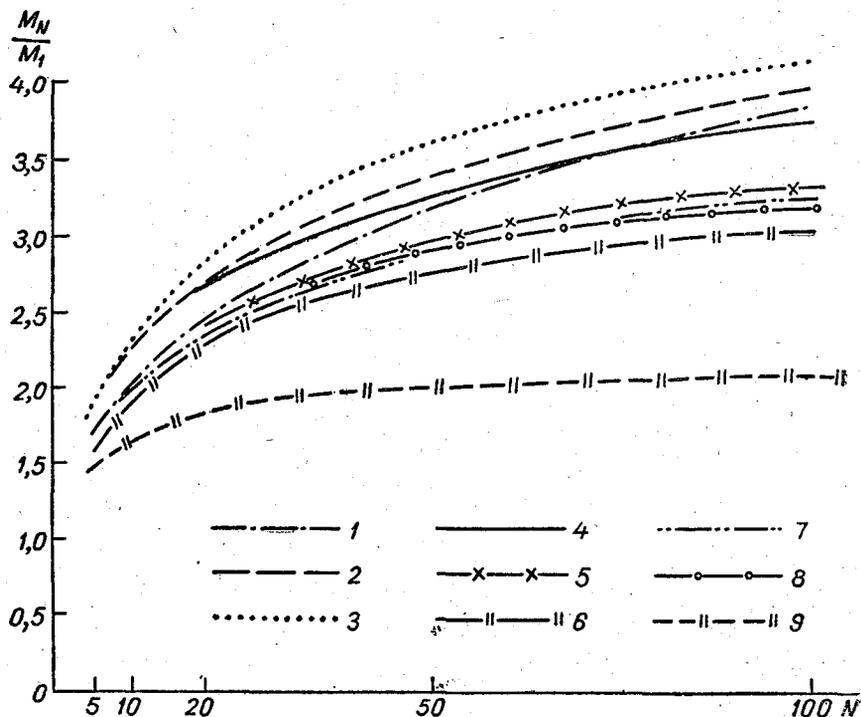


Рис. 4. Зависимость суточного максимума осадков от длины периода, к которому он относится.

1 — Целиноград, 2 — Караганда, 3 — Казалинск, 4 — Қзыл-Орда, 5 — Қзыл-Тау+Четск, 6 — Моинты+Бектау-Ата, 7 — о. Алгазы (оз. Балхаш), 8 — Куйган+южный берег Балхаша, 9 — Баканас+Матай.

Наконец, для отдельных однородных районов возможно строить типовые кривые обеспеченности суточного максимума осадков, с которых по ежегодным суточным максимумам осадков короткорядной станции можно снять величину суточного максимума осадков редкой повторяемости (малой обеспеченности). Вместо кривых обеспеченности по данным, снятым с последних, можно построить графики зависимости величины суточного максимума осадков от длины периода, к которому он относится (рис. 4).

### Заключение

1. Учитывая возможность построения сглаженных эмпирических кривых обеспеченности суточного максимума осадков без искажения реальных временных группировок его величин, возможность относительно надежной экстраполяции кривых за пределы периода наблюдений, меньшую зависимость результатов от случайных наблюдаемых

величин и меньшую трудоемкость метода по сравнению с методом скользящих выборок, кривые обеспеченности можно рекомендовать в качестве основного метода обработки суточного максимума осадков.

2. В районах с малой изменчивостью сумм осадков для построения кривых обеспеченности суточного максимума осадков можно использовать 25—30-летние ряды наблюдений. Для большей части СССР наименьшим возможным периодом наблюдений следует считать 40—50 лет, а в некоторых районах и этот период является недостаточным.

3. При отсутствии станций с длинными рядами наблюдений рекомендуется применять порайонные станции и зависимость величины суточного максимума осадков от длины периода и среднего количества осадков.

#### *ЛИТЕРАТУРА*

1. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеиздат, Л., 1957.
2. Методические рекомендации к составлению справочника по водным ресурсам СССР, вып. 7, ч. III. Изд. ГГИ, 1962.
3. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Гидрометеиздат, Л., 1962.

## ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ИНТЕГРАЛЬНО-РАЗНОСТНЫХ КРИВЫХ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ НОРМ ОСАДКОВ

В статье рассматривается применение метода последовательного анализа для определения необходимого числа членов ряда при вычислении среднего многолетнего количества осадков с заданной точностью. По специально рассчитанным асимптотическим кривым выделены три зоны зависимости нормы от длительности рядов осреднения. Выявлены некоторые преимущества и недостатки интегрально-разностных кривых для вычисления норм осадков.

Длительность наблюдений над метеорологическими элементами определяет точность вычисления средних значений из этих рядов.

В работе С. И. Костина и Т. В. Покровской [12] указано, что «абсолютно точной многолетней средней можно считать среднюю за очень длинный период наблюдений, такой, что от добавления новых лет средняя уже практически не меняется». Известно, что для вычисления средних необходимым условием является соблюдение однородности статистического ряда. Однако в силу многих причин однородные ряды наблюдений метеорологических элементов имеют ограниченный период. Поэтому весьма существенно определить минимальную длину периода, достаточную для вычисления средних с определенной точностью и с учетом закономерностей изменения климата. Число членов ряда для вычисления средней определяется характером рассматриваемого элемента и степенью достоверности имеющегося ряда наблюдений. Не всегда оправдан принцип: чем больше ряд, тем точнее среднее многолетнее значение.

В работах А. В. Агупова [3], В. Г. Андреянова [1], [2] и Ф. З. Баталова [4] приведены доводы в пользу вычисления средних из короткого ряда лет, внутри которого средняя величина равна средней многолетней. В этом случае проводится осреднение за ряд лет, характеризующий законченный цикл колебаний метеорологических элементов. Однако для целого ряда метеорологических элементов трудно выделить законченные циклы колебаний элементов во времени. Имеет место непрерывное изменение климата, поэтому все метеорологические элементы, в том числе и атмосферные осадки, подвергаются систематическим изменениям.

Методы анализа вековых колебаний с помощью скользящего осреднения за  $n$  лет или применение интегральных кривых позволяют с определенной точностью решать вопрос о выборе определенного периода для вычисления среднего многолетнего значения.

В работе О. А. Дроздова, В. Я. Шаровой и Ц. А. Швер [10], где приведены результаты анализа скользящих десятилетних средних по станциям, имеющим более чем столетние ряды наблюдений, указано, что не удается обнаружить законченный цикл колебаний осадков как за год, так и по сезонам и месяцам. Таким образом, в настоящее время не представляется возможным указать естественный период колебаний осадков. Сделан вывод о том, что для лучшей сравнимости по территории средних значений осадков большее значение имеет длина периода наблюдений, а не его календарное единство. В. Г. Андреянов [1] наряду с предложением об использовании коротких рядов наблюдений с учетом цикличности указывает, что ни в коем случае нельзя пренебрегать требованием возможно большей продолжительности расчетного периода при вычислении средних значений. Выбор основного периода для вычисления средних многолетних значений по опорным станциям зависит:

- 1) от выбора определенного года начала и конца периода;
- 2) от необходимого минимального числа членов ряда для вычисления средних значений с достаточной точностью и учетом колебаний осадков во времени.

Выбор начального года определяется условием соблюдения однородности статистического ряда. Известно, что к 1891 г. в большинстве метеорологических пунктов России была проведена установка дождемеров с защитой Нифера; это и определило одинаковую степень точности измерения твердых осадков. Поэтому за начало периода при обработке рядов наблюдений над осадками и рекомендуется 1891 г., тем более что с этого времени стала значительно гуще сеть метеорологических пунктов. Следует отметить, что имеются предложения о выборе другого начального года с целью сокращения до 25—30 лет периода для вычисления средних многолетних сумм. Все эти предложения подробно рассматриваются в работе [10]. Количество наблюдений, необходимое для вычисления средней величины с заданной степенью точности, можно определить по законам вариационной статистики [14].

Для достаточно больших совокупностей из формулы ошибки вычисления средней можно определить искомую величину, но только для бесвязных рядов.

В формуле

$$\bar{\sigma}_n = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1)$$

$\bar{\sigma}_n$  — средняя ошибка вычисления средней,  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение,  $n$  — минимальное число членов ряда для вычисления средней с заданной степенью точности. Из формулы (1) определяем

$$n = \frac{\sigma^2}{\bar{\sigma}_n^2} \quad (2)$$

Чаще всего используют формулу (2) для определения числа членов температурного ряда [5], [16] или рядов наблюдений среднего месячного давления [13]. В работе А. И. Дуванина [11] приведен расчет продолжительности ряда наблюдений в зависимости от степени заданной точности и от величины наибольшего отклонения крайних значений от его истинного среднего. Так,

$$n = \frac{|\Delta n|}{\Pi} \quad (3)$$

где  $\Delta n$  — абсолютная величина максимального отклонения от среднего арифметического,  $\Pi$  — заданная точность среднего значения.

Формулы (2) и (3) следует применять, когда распределение гидрометеорологических характеристик близко к нормальному. Для элементов, имеющих один или два физических предела, применение этих формул ограничено. Количество осадков имеет нижний физический предел, равный нулю. По мере удаления от этого предела распределение приближается к нормальному. Так, распределение месячных и особенно суточных сумм асимметрично, но уже распределение годовых сумм приближается к нормальному.

Принимая за начало календарного периода 1891 г. и имея наблюдения над осадками до 1960—1961 гг., мы располагаем для вычисления

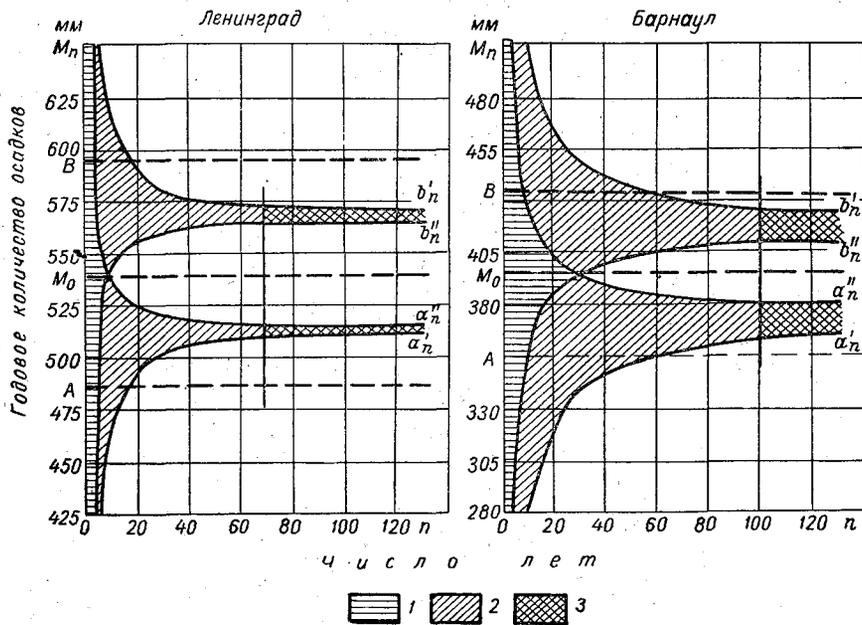


Рис. 1. Схема последовательного анализа годовых сумм осадков.

1 — зона неопределенности; 2 — зона, когда однозначно определяется, стал ли климат более сухим или более влажным по сравнению с  $M_0$ ; 3 — зона, когда климат остается постоянным.

средних многолетних рядами наблюдений с числом членов, равным 70—71.

Достаточен ли ряд с таким числом членов? Следует ли его сократить или, наоборот, удлинить? Для ответа на поставленные вопросы нами использованы выводы из теории последовательного анализа [6], [17]. При подобном анализе исследуются не совокупности, а ненарушенный ряд наблюдений, что дает возможность учесть вековые колебания климата [15]. Обозначим  $n$  — число лет наблюдений или число членов ряда;  $M_0$  — год средней водности или «норму»;  $M_i$  — год, отклоняющийся от среднего многолетнего количества осадков (нормы);  $\alpha$  и  $\beta$  — пределы заданной относительной ошибки вычисления  $M_0$ . Допустим, что норма (в предположении постоянства климата) колеблется в сторону избытка или недостатка осадков не более чем на 10% от  $M_0$ . Тогда засушливый год  $A$  будет составлять 90% от  $M_0$ , или  $0,9 M_0$ , а влажный год  $B$  — 110% от  $M_0$ , или  $1,1 M_0$  (рис. 1).

Для четырех станций с рядами наблюдений над осадками более 100 лет были вычислены значения  $A$ ,  $M_0$  и  $B$  из годовых сумм осадков. На рис. 1, где нанесены значения  $A$ ,  $M_0$ ,  $B$ , видна лимитированная зона

в предположении постоянства климата. Для определения минимального числа членов ряда предлагается система уравнений, полученная после преобразования основы секвенциального критерия.

Это пары асимптотических кривых. В уравнениях асимптот  $n$  является функцией среднего многолетнего количества осадков  $M_0$  принятой амплитуды колебаний в предположении постоянства климата, изменчивости осадков, а также заданных пределов относительной ошибки.

$\alpha$  и  $\beta$ , пределы погрешностей вычисленного значения  $M_0$ , задаются в зависимости от цели исследования. Уравнения

$$a'_n = \frac{A + M_0}{2} + \frac{\sigma^2}{n(A - M_0)} \ln \frac{1 - \beta}{\alpha} \quad (4)$$

и

$$a''_n = \frac{A + M_0}{2} + \frac{\sigma^2}{n(A - M_0)} \ln \frac{\beta}{1 - \alpha}$$

определяют степень отклонения  $M_n$  от  $M_0$  в годы с дефицитом осадков;

$$b'_n = \frac{B + M_0}{2} + \frac{\sigma^2}{n(B - M_0)} \ln \frac{1 - \beta}{\alpha},$$

и

$$b''_n = \frac{B + M_0}{2} + \frac{\sigma^2}{n(B - M_0)} \ln \frac{\beta}{1 - \alpha} \quad (5)$$

определяют степень отклонения  $M_n$  от  $M_0$  в годы с избытком осадков.

Первый член уравнений (4) и (5) является постоянным и определяет сдвиг кривых по отношению к оси абсцисс. Величина сдвига равна полусумме принятого предела колебаний нормы в предположении постоянства климата. В сумме для уравнений (4) и (5) эти члены равны принятым пределам колебания нормы.

Числитель второго члена, как и в формуле (2), равен квадратичской ошибке, а знаменатель — произведению искомого числа членов ряда и разности между заданным пределом колебаний средней и самой средней. Пределы относительной ошибки вычисления средней включены под знаком логарифма. Пределы относительной ошибки вычисления были приняты от 5 до 10%, или  $\alpha = 0,05$  и  $\beta = 0,1$ . При этих значениях вычислены  $a'_n$ ,  $b'_n$ ,  $a''_n$  и  $b''_n$  для последовательных значений  $n$  с интервалом в десять лет (табл. 1).

Таблица 1

Количество осадков, характеризующее лимитированную зону, и квадратическая ошибка

Станция	Период (годы)	Число лет	$M_0$ мм	$A$ мм	$B$ мм	$\sigma$ мм	$\sigma$ %
Барнаул	1838—1960	121	394	355	433	140	36
	Киев	1856—1940, 1942, 1944—1960	103	602	542	662	124
Ленинград	1836—1960	125	540	486	594	103	20
	Нерчинский Завод	1839—1844, 1848—1882, 1887—1918, 1925—1926, 1928—1930, 1934, 1936—1943, 1946—1960	101	393	354	432	99
Рим	1782—1957	175	814	733	895	179	22

На рис. 1 по оси абсцисс откладывалось число лет, определяющее число членов ряда, принятое для осреднения, а по ординате — значения  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$  и  $b_n''$  в миллиметрах. Система асимптотических кривых из уравнений (4) и (5) образует несколько зон.

1. Зона неопределенности, когда климат еще не стал суше нормы  $M_0$ , но не ясно, стал ли он более влажным, или, наоборот, климат не стал более влажным, но не известно, стал ли он более сухим. Граница зоны неопределенности аналитически соответствует такому значению  $n$ , когда имеет место равенство функций  $a_n''$  и  $b_n''$ . Графически зона неопределенности ограничивается отрезками кривых  $a_n''$  и  $b_n''$ . Начало зоны соответствует значениям  $a_n''$  и  $b_n''$  при  $n = 1$ . Конец зоны определяется абсциссой точки пересечения кривых  $a_n''$  и  $b_n''$ . По табл. 2, где приведены значения  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$  и  $b_n''$  для значений  $n$  через 10 лет, можно выделить интервал, в котором лежит граница зоны неопределенности. По графику определяется конкретное значение  $n$ , при котором кончается зона неопределенности. Обозначим найденное число членов ряда через  $n'$ : Осреднение за число лет  $\leq n'$  приводит к зоне неопределенности,  $n'$  равно 11 годам в Киеве и Ленинграде, 13 — в Нерчинском Заводе, 28 — в Барнауле и 17 — в Риме. Отсюда следует, что в отдельных климатических районах осреднение за число лет, предложенное Всемирной Метеорологической организацией (30 лет), приводит к неопределенности в суждении о характере изменения климата по отношению к норме. Так, например, по наблюдениям в Барнауле, средняя, вычисленная из 28—30 лет, приводит к зоне неопределенности.

2. Зона, когда можно однозначно определить, стал ли климат более сухим или более влажным по сравнению с нормой. Эта зона соответствует осреднению за число членов ряда, превышающее  $n'$ . На рис. 1 вторая зона заштрихована.

3. Зона, когда увеличение  $n$  не изменяет величины средней  $M_0$ .

Возможные колебания климата за промежуток времени в  $n$  лет выражаются графически в кривизне асимптот  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$ ,  $b_n''$  или аналитически в изменении значений этих функций при росте  $n$ . С некоторого значения  $n = n''$  исчезает кривизна асимптот, и они, спрямляясь, идут параллельно оси абсцисс. Таким образом, начиная с  $n''$ , функции  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$  и  $b_n''$  становятся постоянными, не зависящими от увеличения числа членов ряда. Значение  $n''$ , когда разности  $a_n'' - a_n' = b_n' - b_n''$  становятся почти постоянными, и есть то минимальное число членов ряда, которое обеспечивает вычисление средней многолетней суммы осадков с учетом колебаний климата при заданных пределах относительной ошибки.

Дальнейшее добавление новых лет уже не вызывает изменения средних величин, что соответствует определению многолетней средней величины  $n$ .

Из табл. 2 и рис. 1 видно, что  $n''$  по Барнаулу равно 100 годам, по Киеву и Ленинграду — 70 и по Нерчинскому Заводу — 90. В Риме [17]  $n''$  равно 110 годам.

Следует отметить, что в Барнауле до восьмидесятых годов XIX в. отмечалась значительная засушливость климата. Нередко наблюдались годы, когда осадков выпадало в два раза меньше, чем  $M_0 = 394$  мм, а в отдельные годы — в три раза меньше (109 мм в 1864 г. и 134 мм в 1866 и 1867 гг.), поэтому и  $n''$  имеет самое большое значение из четырех исследованных станций.

В соответствии с указанными значениями  $n''$  в табл. 3 приведены средние многолетние суммы осадков за несколько периодов длительностью  $n''$  лет. К сожалению, общая длина ряда не позволяет



выбрать независимые периоды в  $n''$  лет. Из табл. 3 видно, что отклонения вычисленных сумм от  $M_0$  в предположении  $n''$  членов ряда в среднем составляют 2—4%. Крайние отклонения по станциям Ленинград и Барнаул не превышают 6—7%. Значит, средние многолетние годовые суммы не выходят за пределы заданной ошибки  $\beta = 10\%$ . Сравнивая значения  $A$  и  $B$  (табл. 3), можно видеть, что  $A_1$  и  $B_1$  также не выходят за пределы лимитированной зоны. Однако в отдельные периоды  $B_1$  несколько превышает значение  $B$ , но не более чем на 5%. Такое превышение можно объяснить слабой положительной асимметрией кривой распределения годовых сумм осадков. Если нижний предел распределения имеет физическую границу, равную нулю, то верхний предел количества осадков может принимать любые значения, ограниченные лишь особенностями климата данного места. Наличие даже слабой асимметрии кривой распределения годовых сумм осадков ( $S < 0,25$ ) ограничивает применение формулы (2).

Таблица 3

Средние величины осадков и отклонения их от нормы за периоды с числом членов ряда, равным  $n$

Станция	Период (годы)	Число лет	Сумма осадков (мм)	Отклонения от $M_0$ (%)	$A_1$	$B_1$
Барнаул	1838—1940	100	384	98	346	422
	1859—1960	100	418	106	376	460
	Среднее		401	102	361	441
Киев	1856—1925	70	573	96	516	630
	1889—1960	70	610	101	549	671
	1879—1950	70	609	101	548	670
	1869—1940	70	605	100	545	665
	1859—1930	70	582	97	524	640
	Среднее		596	99	556	655
Ленинград	1836—1906	70	505	96	455	555
	1891—1960	70	552	102	497	607
	1881—1950	70	548	103	493	603
	1871—1940	70	540	100	486	594
	1861—1930	70	537	100	483	591
	1851—1920	70	499	93	449	549
	1841—1910	70	500	93	450	550
	Среднее		526	98	473	578
Нерчинский Завод	1839—1950	100	395	100	355	435
	1852—1960	100	396	100	356	436
	Среднее		396	100	356	436

Для проверки изменчивости средних были вычислены средние из последовательных десятилетий (табл. 4). Из табл. 4 видно, что для Барнаула средние из десяти лет могут колебаться от 163 до 523 мм, т. е. от  $-57$  до  $+44\%$  по сравнению со средней  $M_0$ . В Ленинграде, где также рассмотрено двенадцать последовательных десятилетий, отмечены крайние отклонения от средней в пределах  $-35$  и  $+16\%$ .

Интересно отметить, что если в Барнауле принять значение  $n'' = 70$  (1891—1960 гг.), то колебания средних значительные. Так, за период

1841—1910 гг. среднее годовое количество осадков равно 342 мм, или 83% от  $M_0$  (среднего за весь период), а за 1881—1950 или 1891—1960 гг. — 463 мм, или 112%.

Выполняется условие невыхода значений ежегодных сумм осадков за пределы  $\pm 3 \sigma$  (табл. 5). Значит,  $M_0$  вычисляется с вероятностью от 95 до 99%. Наблюденные абсолютные максимальные и минимальные величины годовых сумм осадков также лежат в пределах  $\pm 3 \sigma$ .

Таблица 4

Средние величины и отклонения от нормы за периоды с числом членов ряда, равным десяти

Барнаул			Киев		
период	осадки (мм)	отклонения	период	осадки (мм)	отклонения
1841—1850	289	0,77	1861—1870	525	0,89
1851—1860	212	0,56	1871—1880	546	0,93
1861—1870	163	0,43	1881—1890	576	0,98
1871—1880	304	0,81	1891—1900	584	0,99
1881—1890	444	1,18	1901—1910	580	0,98
1891—1900	462	1,22	1911—1920	642	1,09
1901—1910	523	1,44	1921—1930	634	1,07
1911—1920	471	1,25	1931—1940	676	1,15
1921—1930	431	1,14	1941—1950	551	0,94
1931—1940	436	1,15	1951—1960	587	1,00
1941—1950	473	1,25			
1951—1960	450	1,19			
Среднее . . . . .	388			590	

Ленинград			Нерчинский Завод		
период	осадки (мм)	отклонения	период	осадки (мм)	отклонения
1841—1850	478	0,92	1851—1860	355	0,90
1851—1860	342	0,65	1861—1870	377	0,96
1861—1870	532	1,02	1871—1880	427	1,09
1871—1880	524	1,00	1891—1900	383	0,97
1881—1890	500	0,95	1901—1910	375	0,95
1891—1900	545	1,04	1951—1960	439	1,12
1901—1910	520	1,00			
1911—1920	521	1,00			
1921—1930	604	1,16			
1931—1940	565	1,08			
1941—1950	526	1,01			
1951—1960	590	1,13			
Среднее . . . . .	521			393	

Некоторый интерес представляет значение  $n''$  отдельно для периодов с выпадением твердых и жидких осадков. Такие расчеты были сделаны только по наблюдениям на станциях Барнаул и Нерчинский Завод. В Ленинграде и Киеве период выпадения твердых осадков составляет всего два-три месяца. В Барнауле период с преобладанием твердых осадков в среднем многолетнем длится с ноября по март, т. е.

Таблица 5

Повторяемость осадков по градациям  $\sigma$  и наблюдаемые максимальные и минимальные суммы осадков

Станция	$\pm\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 3\sigma$	Пределы колебаний осадков (мм)						Повторяемость осадков (%)					Наблюдаемые осадки			
				$2\sigma$		$3\sigma$		$-3\sigma$	$-2\sigma$	$-\sigma$	$\pm\sigma$	$\sigma$	$+2\sigma$	$+3\sigma$	МАКСИМУМ (мм)	ГОД	МИНИМУМ (мм)	ГОД
				от	до	от	до											
Барнаул . . . . .	140	280	420	114	674	0	814	1	20	63	16	0	636	1908	109	1864		
Киев . . . . .	124	248	372	336	832	212	956	2	17	68	10	4	925	1933	331	1860, 1861		
Ленинград . . . . .	103	206	309	334	746	231	849	3	16	70	10	1	781	1935	308	1853		
Нерчинский Завод . . . . .	99	198	297	195	591	86	690	1	12	73	10	4	663	1881	181	1860		

Таблица 6

## Количество твердых и жидких осадков, характеризующее лимитированную зону, и квадратическая ошибка (мм)

Станция	Твердые осадки						Жидкие осадки					
	$M_0$	A	B	$\sigma$	$\sigma$	$\sigma$ %	$M_0$	A	B	$\sigma$	$\sigma$ %	
Барнаул . . . . .	115	103	127	65	56	56	282	254	310	100	35	
Нерчинский Завод . . . . .	36	32	40	13	36	36	373	336	410	100	27	

совпадает с условно принятым холодным периодом. На ст. Нерчинский Завод с октября по апрель преобладают твердые осадки.

В табл. 6 приведены значения  $M_0$ ,  $A$ ,  $B$  и  $\sigma$  для указанных периодов. Из таблицы видно, что величина  $\sigma$  в Барнауле различается за периоды с твердыми и жидкими осадками на 21%, а в Нерчинском Заводе — на 10%. Значение  $n$  для периода с твердыми осадками равно в Барнауле 110 годам и с жидкими — 90 годам; в Нерчинском Заводе — соответственно 100 и 80 годам.

Рассмотрим несколько подробнее выбор определенного периода для вычисления средних многолетних сумм осадков. Если для выбора периода использовать прием сглаживания рядов наблюдений путем скользящего осреднения по  $n$ -летиям, то трудно точно определить границы между фазами циклических колебаний. В некоторых случаях может произойти сдвиг на целую фазу, особенно когда в осреднение входит экстремальный год. По интегральной кривой, как указывает В. Г. Андреев [1], [2], можно выбрать сравнительно короткие отрезки из общего периода так, чтобы средняя, вычисленная из них, была близка к средней многолетней, вычисленной из всего ряда. Интегральные кривые широко применяются в гидрологии.

В. Г. Андреев указывает на преимущество разностных интегральных кривых по сравнению с обычными календарными графиками и графиками осреднения по скользящим  $n$ -летиям при исследовании циклических колебаний стока, метеорологических факторов, формирующих сток, типов атмосферной циркуляции и солнечной активности. Преимущества этих кривых сводятся к отсутствию искажений циклических колебаний, возможности точно выбрать начальный и конечный годы коротких периодов, средняя из которых близка к средней из всего ряда, и к хорошей наглядности кривых.

А. В. Агулов [3] для установления связи речного стока с уровнем воды применил сопоставление данных приращений уровней озер в интегрально нарастающей последовательности за 1, 2, 3, ...,  $n$  лет с отклонениями речного стока от нормы за периоды лет в той же последовательности. В работах А. А. Гирса [7], [8] используются интегральные кривые аномалий месячного числа дней с различными формами циркуляции ( $W$ ,  $E$ ,  $C$ ) для изучения преобразования этих форм циркуляции, связи их с солнечной активностью, а также с колебаниями уровня Каспийского моря.

Для построения разностной интегральной кривой вычисляется  $K = \frac{M}{M_0} - 1$ , где  $M_0$  — среднее многолетнее значение суммы осадков, а  $M$  — сумма осадков за каждый год. При последовательном суммировании  $K$  от  $M_1$  до  $M_n$  получают значения членов ряда разностной интегральной кривой. Точки перелома кривой или смены знака  $K$  указывают на начало и конец циклов. Участок кривой с наклоном вверх и с положительными значениями  $K$  соответствует последовательности лет с избытком осадков, а участки с наклоном вниз и с отрицательными значениями  $K$  — периоду с дефицитом осадков.

Для удобства сопоставления циклических колебаний осадков по разным пунктам при различных периодах наблюдений для всех пунктов следует брать один уровень оси абсцисс. Для этого приводятся к условию равенства суммы положительных и отрицательных отклонений от оси абсцисс. Все ординаты кривой срезаются на величину  $a = \frac{\Sigma(k-1)}{n}$ , где  $\Sigma(K-1)$  — алгебраическая сумма всех ординат первоначальной интегральной кривой. При построении разностной интегральной кривой

откладывают по ординате  $\left\| \sum \left( \frac{M}{M_0} - 1 \right) \right\| - a$ , а по оси абсцисс — календарную последовательность лет.

Применив метод построения разностных интегральных кривых к годовым суммам осадков, Ф. З. Батталов [4] сделал ряд практических выводов для вычисления средних многолетних сумм осадков.

Он указывает, что при изменении длительности ряда точки переломов кривой сохраняют свои календарные места, несмотря на изменение начала и конца расчетного периода, а также среднего арифметического значения осадков, относительно которого рассчитываются отклонения за отдельные годы. Границы между фазами циклических колебаний с большими и малыми суммами осадков сохраняют свои места для данного конкретного пункта. На это свойство интегральных разностных кривых указывает и В. Г. Андреев [1], [2]. Нами для станций Ленинград, Одесса, Москва, Малый Узень, Ташкент, Барнаул и Якутск, по наблюдениям над осадками за теплый, холодный периоды и за год, были построены разностные интегральные кривые. При этом средние арифметические суммы осадков вычислялись из последовательных периодов со сдвигом начального года на десять лет. Точки переломов сохраняют свои календарные места только в том случае, если сокращение периода не ведет к существенному изменению среднего значения. Например, в Барнауле за холодный период имеет место сдвиг точек перегиба на пять — десять лет, если изменить на десять — двадцать лет начальный год при вычислении среднего значения. В теплый период также имеется сдвиг, но на три — пять лет.

По семи станциям были определены расчетные периоды для января, апреля, июля, октября теплого (апрель — октябрь) и холодного (ноябрь — март) периодов и года. Различие в расчетных периодах имеет место как по каждой станции, так и между станциями. Последнее объясняется особенностями режима осадков в каждом климатическом районе. Батталовым [4] также указано, что «среднее многолетнее значение (норма) осадков, вычисленное для одного климатического района, не сопоставимо с нормой осадков, вычисленной за этот же период для совершенно другого района». Отсюда можно сделать вывод, что для лучшей сравнимости осадков по территории большее значение имеет длина ряда, а не его календарное единство.

К годовым расчетным периодам по каждой отдельной станции близки календарные расчетные периоды за апрель — октябрь (теплый период). Однако распространение этих периодов на месячные суммы и холодный период приводит к значительным различиям по отношению к средним, вычисленным из всего периода.

Ф. З. Батталов [4] делает вывод о возможности распространения расчетного периода, снятого с типовой кривой с учетом циклических колебаний, на весь район. Однако это можно делать только в случае достаточно высоких коэффициентов корреляции между суммами осадков на соседних станциях. В случае редкой сети метеорологических станций и при условии, что приведение станций с короткими рядами наблюдений к полному периоду нецелесообразно, также нецелесообразно и распространение расчетного периода, если он снят с графика, построенного для всего района. Определить расчетный период с учетом циклических колебаний по станциям с коротким рядом наблюдений не представляется возможным. В этом случае более надежным будет вычисление средней многолетней за весь период наблюдений, поскольку сдвиг начального года при вычислении средних многолетних сумм по сравне-

нию с принятым основным периодом влияет на календарное место точек перегиба.

Для проверки нами были выбраны два района: южная часть Уральских гор и центральный район Европейской территории СССР. Первый район характеризуется распространением связей на незначительные расстояния. На станциях Златоуст (период наблюдений 1837—1960 гг.) и Челябинск (период наблюдений 1894—1960 гг.), расстояние между которыми 110 км, разностные интегральные кривые за теплый период имеют определенное подобие в начале сравниваемых периодов. Выделяются законченные циклы: 1877—1927 гг. в Златоусте и 1899—1927 гг. в Челябинске. После 1927 г. имеет место только параллельность хода кривых. Кривая по наблюдениям на ст. Челябинск колеблется вблизи среднего многолетнего значения, в то время как по наблюдениям на ст. Златоуст интегральная кривая указывает на увеличение осадков по сравнению с нормой. Поэтому для Челябинска можно выделить второй период с законченным циклом (1928—1945 гг.), средняя сумма осадков за который совпадает со средней многолетней. За этот же период по ст. Златоуст средняя на 11%, или на 32 мм, превышает среднюю многолетнюю сумму.

Станции Курган и Звериноголовская расположены на расстоянии 240—250 км от Челябинска и 350—360 км от Златоуста. За период 1895—1936 гг. ход разностных интегральных кривых по этим станциям параллелен, но отличается от кривых по станциям Златоуст и Челябинск. Точки перегиба имеют сдвиг на пять—шесть лет. После 1936 г. все четыре разностные интегральные кривые идут параллельно, но точки перегиба различаются на десять лет, а по ст. Златоуст, как указывалось выше, за этот период нет точки перегиба. Если по станциям Звериноголовская и Челябинск среднее за 1928—1945 гг. совпадает со средней многолетней, то по станциям Курган и Златоуст за этот же период оно отличается от средней многолетней на 10—12%.

Использование графического метода проверки однородности опорных и короткорядных станций дает возможность одновременно осуществить и приведение к многолетним средним. Так, приведение короткорядных станций Куртамыш, Курган, Лопатка, Усть-Усойская к опорной станции Звериноголовская дало суммы осадков, близкие к нормам, которые затем были картированы. В то же время выбор законченного цикла по опорной станции и распространение его на эту группу приводит к искажению в распределении норм. Последнее связано с отсутствием по короткорядным станциям полного периода наблюдений за расчетный цикл (1929—1946 гг.). Кроме того, исключение из короткого ряда наблюдений после 1946 г. нецелесообразно. Закономерности распределения осадков, связанные, в частности, с рельефом района, не выявляются, если вычислять нормы для этой группы станций за 1929—1946 гг.

В центральной части Европейской территории СССР в равнинной местности были выбраны станции Весьегонск (период наблюдений 1890—1960 гг.) и Вышний Волочек (период наблюдений 1886—1960 гг.) на расстоянии 200 км. В теплом периоде точки перегиба на интегрально-разностных кривых по этим станциям совпадают.

Однако  $K$  за 1905—1907 гг. имеют разные знаки, что указывает на дефицит осадков по одной станции и на избыток — по другой. Особенно большое различие наблюдается в кривых за холодный период, что связано и с некоторыми изменениями в степени защищенности прибора, которые происходили не одновременно. Вычисление норм по станциям с короткими рядами наблюдений (Красный Холм и Котлован, рас-

стояние 65—150 км от Вышнего Волочка) за годы, включающие короткие законченные циклы, не представляется возможным в основном из-за больших перерывов в наблюдениях. В то же время по обычным графикам корреляционной связи можно сделать приведение к основному периоду по ст. Вышний Волочек, несмотря на перерывы в наблюдениях в 1918—1924 гг. по ст. Котлован и в 1928—1931, 1944—1946 гг. по ст. Красный Холм. Оставшихся одновременных наблюдений по этим станциям и по опорной (соответственно 32 года и 19 лет) достаточно для построения надежного графика связи ( $r$  равно 0,86 и 0,89).

Еще в большей степени различаются интегрально-разностные кривые по станциям Богородицкое-Фенино, Задонск и Курск (расстояние 100—200 км), что связано с приближением к степному району, где пространственные связи уменьшаются. При климатологическом анализе однородности и приведении рядов к одному периоду пропуски отдельных лет вполне допустимы. Такие пропуски при хороших корреляционных связях короткорядных станций с опорными незначительно изменяют величину коэффициента корреляции. Последний обычно определяется графически, с учетом ошибки графика. Так, корреляционная связь по графику осадков в теплом периоде между станциями Челябинск и Звериноголовская не изменяется из-за пропусков в наблюдениях ст. Звериноголовская (1911—1913, 1919, 1923—1924 гг.). В то же время форма разностной интегральной кривой по этой станции существенно искажена вследствие пропусков. Приходится проводить интерполяцию по соседним станциям для восполнения отсутствующих лет. При этом следует помнить, что интерполированные величины осадков за отдельные годы могут иметь существенные ошибки, особенно в теплом периоде (см. статью О. А. Дроздова в настоящем сборнике).

Учитывая, что количество осадков относится к тому типу элементов, связи которых в пространстве невелики и распространяются на незначительные расстояния, следует ожидать, что выявится большое число районов, по которым необходимо построить интегральные кривые. На территории Советского Союза имеется очень ограниченное количество станций, по которым нет пропусков в наблюдениях. Такие интегрально-разностные кривые по единичным опорным станциям могут служить лишь хорошей дополнительной характеристикой при анализе вековых колебаний осадков.

Как известно, необходима тщательная проверка однородности при использовании рядов для вычисления норм. Нарушение однородности сказывается в большей степени на членах ряда интегрально-разностной кривой, чем на членах исходного ряда, поскольку возрастает роль систематических факторов в преобразованном ряду.

На примере ст. Оренбург, где в холодном периоде нарушена однородность ряда в 1915 г., видно, насколько изменяется интегрально-разностная кривая при условии, когда это нарушение не учтено (рис. 2). Норма за период 1891—1960 гг. без учета нарушения однородности равна 114 мм. Интегрально-разностный ряд, вычисленный от этой нормы, имеет один законченный цикл 1903—1935 гг. После 1935 г. члены ряда интегральной кривой имеют отрицательные значения  $K$ , что указывает на дефицит осадков. Если учтено нарушение однородности и интегрально-разностная кривая вычислена от двух норм (за 1891—1915 гг. 152 мм и за 1916—1960 гг. 81 мм), то смена знака отмечается в 1915, 1933, 1946 гг. После 1946 г. члены ряда интегрально-разностной кривой имеют положительные значения, что указывает на избыток осадков по отношению к норме. Избыток осадков в этом районе после 1946 г. подтверждается и наблюдениями над осадками по другим стан-

циям. Еще более заметно различие в интегрально-разностных кривых по этой же станции за январь (рис. 2). Норма за 1891—1960 гг. без учета нарушения однородности равна 22 мм, за 1891—1915 гг. — 33 мм и за 1916—1960 гг. — 15 мм. Если значения  $K$ , вычисленные от двух норм, имеют смену знака в 1893, 1915, 1934 и 1952 гг., то  $K$  от одной нормы — только в 1906 и 1934 гг. Скачок знака в 1915 г. здесь также

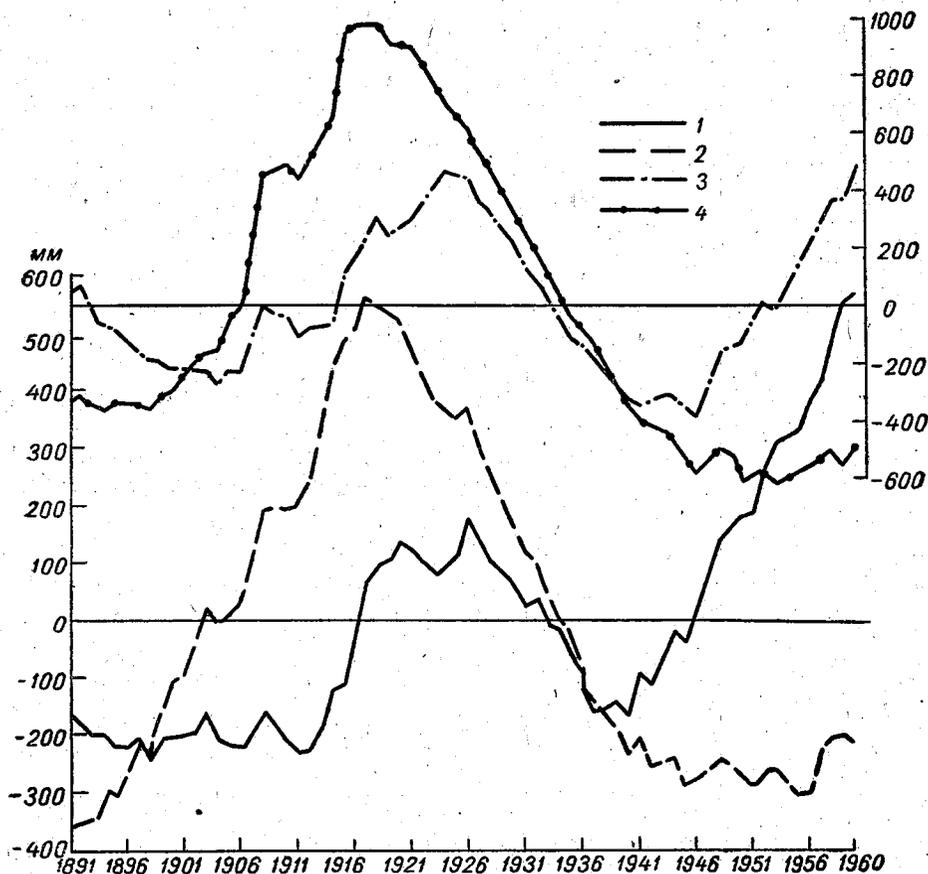


Рис. 2. Разностно-интегральная кривая по ст. Оренбург.

1 — за холодный период с учетом нарушения однородности (две нормы); 2 — за холодный период без учета нарушения однородности (одна норма); 3 — за январь с учетом нарушения однородности (две нормы); 4 — за январь без учета нарушения однородности (одна норма).

отсутствует. После 1934 г. в первом случае, как и в холодном периоде,  $K$  имеет отрицательный знак. Во втором случае после 1952 г. наблюдается избыток осадков.

### Выводы

1. Зависимость нормы от числа членов ряда определяется функциями  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$  и  $b_n''$  с учетом вековых колебаний климата. Графическое изображение функций дает наглядное представление о зонах такой зависимости и определяет минимальное число членов ряда при вычислении нормы с заданной точностью.

2. По станциям, где имеются ряды наблюдений над осадками длительностью более чем 100 лет, показано, что для вычисления средних

многолетних сумм осадков с ошибкой от 5 до 10% необходимы ряды наблюдений более 70 лет.

3. Средние годовые суммы осадков, вычисленные из рядов наблюдений за 10—15 лет, а в отдельных случаях и за 30 лет (Барнаул, Рим), приводят к неопределенности суждения о том, каким стал климат: более сухим или более влажным. Можно указать лишь на его изменение по сравнению с нормой, вычисленной из всего ряда наблюдений.

4. Число членов ряда, когда функции  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$  и  $b_n''$  становятся постоянными, обеспечивает вычисление средних с заданной точностью.

5. Средние значения, вычисленные из ряда меньшей длительности, чем необходимо для постоянства функций  $a_n'$ ,  $a_n''$ ,  $b_n'$  и  $b_n''$ , но большей, чем та, которая приводит к зоне неопределенности, однозначно определяют дефицит или избыток осадков по сравнению с нормой.

6. Применение интегрально-разностных кривых сумм осадков обеспечивает календарный выбор коротких циклов, средние из которых не отличаются от нормы.

7. Интегрально-разностные кривые полезны при характеристике векового хода осадков и сопоставлении его с другими элементами.

8. Нецелесообразно применение интегрально-разностных кривых, когда имеются пропуски в наблюдениях.

9. Нарушение однородности рядов наблюдений приводит к изменению знака членов ряда интегрально-разностной кривой.

10. Календарное место точек перегиба на интегрально-разностной кривой имеет некоторый сдвиг в зависимости от выбора начального года осреднения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. Г. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций. Гидрометеоздат, Л., 1957.
2. Андреев В. Г. Циклические колебания годового стока и их учет при гидрологических расчетах. Тр. ГГИ, вып. 69, 1959.
3. Агупов А. В. К вопросу об оценке колебаний водоносности рек. Метеорол. и гидрол., № 7, 1956.
4. Батталов Ф. З. О вычислении норм осадков и районировании территории с учетом циклических колебаний осадков. Труды Всес. метеорол. совещания, т. IV. Гидрометеоздат, Л., 1962.
5. Беленький Б. М. Опыт применения элементов вариационной статистики в аэроклиматологии. Тр. НИИАК, № 3, 1957.
6. Вальд А. Последовательный анализ. Физматгиз, М., 1960.
7. Гирс А. А. Эпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1957.
8. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. Метеорол. и гидрол., № 10, 1956.
9. Дроздов О. А. Теория приведенных рядов наблюдений к одному периоду. Тр. ГГО, вып. 15, 1937.
10. Дроздов О. А., Шарова В. Я., Швер Ц. А. К вопросу вычисления среднего многолетнего количества осадков. Тр. ГГО, вып. 148, 1963.
11. Дуванин А. И. Уровень моря. Гидрометеоздат, Л., 1956.
12. Костин С. И., Покровская Т. В. Климатология. Гидрометеоздат, Л., 1961.
13. Орлова Р. Т. О достаточности числа наблюдений для получения в аэрологии средней температуры заданной точности. Тр. КазНИГМИ, вып. 2, 1954.
14. Романовский В. И. Применение математической статистики в опытном деле. Гостехиздат, М.—Л., 1947.
15. Хальд А. Математическая статистика. ИЛ, М., 1956.
16. Шехтман А. Н. О достаточности числа наблюдений для получения среднего значения заданной точности. Тр. НИИАК, вып. 8, 1959.
17. Rosini Ezio. Applicazioni dell'analisi sequenziali a problemi di climatologia. Geofis. a meteorol. № 1—2, 5—8, 9, 1961.

## ЧИСЛО ДНЕЙ С ОСАДКАМИ РАЗЛИЧНОЙ ВЕЛИЧИНЫ ПО ДОЖДЕМЕРУ И ОСАДКОМЕРУ

В статье приведены результаты влияния замены дождемера с защитой Нифера осадкомером с планочной защитой на измерение суточных сумм осадков различных градаций. Рассматривается вклад в общее число дней с осадками тех дней, когда отмечаются «следы» осадков (0,0) для некоторых районов СССР.

Для более полной характеристики режима увлажнения данного района, кроме количества осадков, необходимо знать, как часто выпадают осадки и какова их интенсивность, какова повторяемость больших ливней, дождей средней интенсивности и мелких осадков [6]. Особенно важно это знать для решения некоторых задач обслуживания народного хозяйства и при изучении генезиса климата [8]. Чтобы ответить на эти вопросы, необходимо иметь данные по числу дней с осадками определенной градации и их общее число.

В результате замены дождемера с конусной защитой на осадкомер с планочной защитой<sup>1</sup> повысилась точность измерения твердых осадков, особенно на открытых установках, что отмечалось рядом авторов [5, 10, 12].

Следовало установить, как изменилось распределение суточных сумм осадков после замены дождемера осадкомером.

В статьях В. Д. Третьякова [10] и В. Г. Волох [5], где впервые исследованы преимущества осадкомера, почти нет указаний об изменениях в повторяемости суточных сумм осадков различных градаций после замены дождемера.

О. Ф. Брицке [2, 3, 4] уже в 1915 г. отмечал, что плохо обстоит дело с учетом твердых осадков и мелких жидких (менее 1 мм) главным образом за счет их выдувания из дождемера.

В. Я. Шарова указывала, что «наиболее часто различие между показаниями осадкомера и дождемера дают мелкие осадки, особенно до 1 мм, и что по данным осадкомера обычно отмечается больше дней с осадками, чем по дождемеру» [11].

Эти предварительные выводы давали основание предполагать, что с введением осадкомера на сеть метеорологических станций и постов несколько изменилась и повторяемость суточных сумм осадков по сравнению с дождемерными наблюдениями. Следовало установить

<sup>1</sup> Для краткости в дальнейшем изложении дождемер с конусной защитой будем именовать дождемером, а осадкомер с планочной защитой — осадкомером.

величину возможной поправки для каждой из принятых в климатологии градаций повторяемости суточных сумм осадков ( $\geq 0,1$ ,  $\geq 0,5$ ,  $\geq 1,0$ ,  $\geq 5,0$ ,  $\geq 10,0$ ,  $\geq 20,0$  мм). Изменение повторяемости суточных сумм осадков в какой-либо градации, связанное с заменой прибора, должно проявиться и в нарушении однородности ряда.

Методика обработки и картирования числа дней с осадками различной величины по дождемерным наблюдениям подробно изложена в работе [11].

Проверка однородности ряда с помощью построения корреляционных графиков связи числа дней с осадками одной градации по данным исследуемой и опорной станций в этом случае неприменима. Это связано с тем, что замена дождемеров на близких станциях одного района проводилась почти одновременно. По аналогичной причине не представляется возможным применить для анализа разности значений числа дней исследуемой и опорной станций. Поэтому однородность рядов наблюдений по числу дней с осадками каждой градации исследовалась первоначально графическим способом [1], [11]. Этот способ не требует большого ряда наблюдений и, как указывалось при его обосновании, обладает чувствительностью, достаточной для анализа однородности ряда. В основу графического способа положен факт, подмеченный еще О. Ф. Брицке [2], [4], о том, что в районах климатически однородных абсолютная изменчивость разностей числа дней с осадками соседних градаций остается почти постоянной из года в год. Постоянство разностей особенно заметно не для отдельных месяцев, а в целом для теплого (IV—X) и холодного (XI—III) периодов.

Таким образом, графический способ позволяет проводить анализ однородности ряда по числу дней с осадками каждой из принятых градаций для отдельной метеорологической станции или поста. Наиболее четко можно выявить нарушение однородности в числе дней с осадками  $\geq 0,1$ ,  $\geq 0,5$ ,  $\geq 1,0$  мм, так как повторяемость суточных сумм с такими осадками сравнительно велика.

В работах О. Ф. Брицке [2, 3, 4], А. Н. Лебедева [7], В. Н. Соколова [8], З. Л. Туркетти [9] и В. Я. Шаровой [11] есть указания, что на территории СССР наибольшее число дней с осадками, за исключением крайних южных и западных районов, приходится на осенне-зимний период. Однако при большом числе дней с осадками в зимние месяцы выпадает меньшее их количество вследствие наибольшей повторяемости слабого снега и дождя. Так, Туркетти отмечает, что в Москве повторяемость осадков от 0,1 до 2,5 мм в сутки за три зимних месяца составляет около 81,3% и от 2,6 до 7,5 мм — только 17%. На повторяемость же осадков большей интенсивности остаются только десятые доли процента. В более поздней работе Соколова [8] также указано, что для района Москвы число дней с осадками в холодное время больше, чем в теплое. При этом увеличение числа дней с осадками зимой происходит за счет очень небольших осадков (от 0,0 до 0,9 мм), которые в среднем многолетнем составляют в это время года 38 дней, или 62% всех дней с осадками.

Нами были рассмотрены районы, где после замены дождемера осадкомером значительно увеличилось количество измеряемых твердых осадков [12]. Это север Европейской территории СССР, Среднее Поволжье, Северный Казахстан (степная зона) и северо-восток Сибири. В холодный период число дней с осадками  $\geq 0,1$  мм колеблется от 50 дней в Северном Казахстане, 70—80 дней в Среднем Поволжье и на северо-востоке Сибири до 95—100 дней на севере Европейской территории СССР. Кроме того, рассмотрены районы, где дни с мелкими осадками зимой хотя и не превышают 30—40 (Забайкалье и побережье Дальнего

Востока), но составляют более 30% общего числа дней с осадками. Отдельно проведен анализ для метеорологических станций, расположенных в горах Кавказа, Средней Азии и Алтая, абсолютная высота которых превышает 1000 м. Всего на территории указанных районов было выбрано 215 станций, по которым за годы с 1936 по 1960 отдельно для теплого и холодного периодов были построены графики числа дней с осадками  $\geq 0,1$ ,  $\geq 0,5$ ,  $\geq 1,0$ ,  $\geq 5,0$  мм (рис. 1). На рис. 1 также дано количество осадков за теплый и холодный периоды каждого года и вертикальной линией отмечен год замены дождемера. Всего было построено 430 графиков. При анализе графиков не было обнаружено нарушение однородности как следствие замены прибора ни в одном из исследуемых районов. Это относится как к холодному, так и к теплomu периоду. Отсюда следует, что графический способ анализа однородности нечувствителен к нарушению однородности того порядка, который возникает после замены дождемера. По-видимому, нарушение однородности в рядах наблюдений по числу дней с мелкими осадками не превышает 30%. Такое нарушение должно проявляться на рекомендуемых для анализа графиках [1], [11]. Нами анализировались систематические отклонения, связанные с заменой прибора, и применение графического метода анализа однородности по одной станции позволяло ожидать, что нарушение однородности порядка 20—30% будет выявлено. Отсутствие нарушения однородности на графиках дает основание считать, что в повторяемости суточных сумм осадков до 1 мм имеет место нарушение однородности меньшего порядка.

Имея в виду выводы из некоторых работ [2—5, 11], следовало выделить число дней только с мелкими осадками, т. е. вычислить разности  $\geq 0,1$ — $\geq 0,5$  мм,  $\geq 0,5$ — $\geq 1,0$  мм, а не брать полностью число дней с осадками выше определенного предела.

Графический метод анализа однородности нами заменен анализом отношений числа дней с мелкими осадками к числу дней с осадками  $\geq 0,1$  мм  $\left( \frac{\geq 0,1 - \geq 0,5}{\geq 0,1}; \frac{\geq 0,5 - \geq 1,0}{\geq 0,1} \% \right)$ . Такие отношения дают процентный вклад мелких осадков в общее количество осадков за теплый и холодный периоды.

В табл. 1 приведены примеры отношения числа дней с мелкими осадками к общему числу дней с осадками по пяти станциям. Из данных таблицы видно, что ряды отношений неустойчивы. Колебания дней с мелкими осадками из года в год велики, и выявить неоднородность после смены прибора не представляется возможным. Более устойчивыми оказались отношения числа дней выше определенной градации к общему числу дней с осадками  $\geq 0,1$  мм  $\left( \frac{\geq 0,5}{\geq 0,1}; \frac{\geq 1,0}{\geq 0,1}; \frac{\geq 5,0}{\geq 0,1} \% \right)$ , которые помещены в табл. 2.

Кроме того, были вычислены отношения числа дней с осадками  $\geq 1,0$ — $\geq 5,0$  мм к числу дней с осадками  $\geq 1,0$  мм. Эти отношения оказались особенно устойчивы, так как большую достоверность обыкновенно имеют градации  $\geq 1,0$  мм. Пределы колебаний отношений в теплом и холодном периоде были почти одинаковы. Из данных табл. 1 и 2 видно, что, как и в графическом методе, после смены дождемера в величинах отношений нет заметного перелома. Поэтому оказалось необходимым провести сравнение суточных сумм осадков всех выбранных градаций непосредственно по одновременным дождемерным и осадкомерным наблюдениям. Такие разработки были проведены на материалах сравнительных наблюдений открытых установок приборов за 1958—1962 гг., в основном для северного и северо-западного районов. Соотношение по

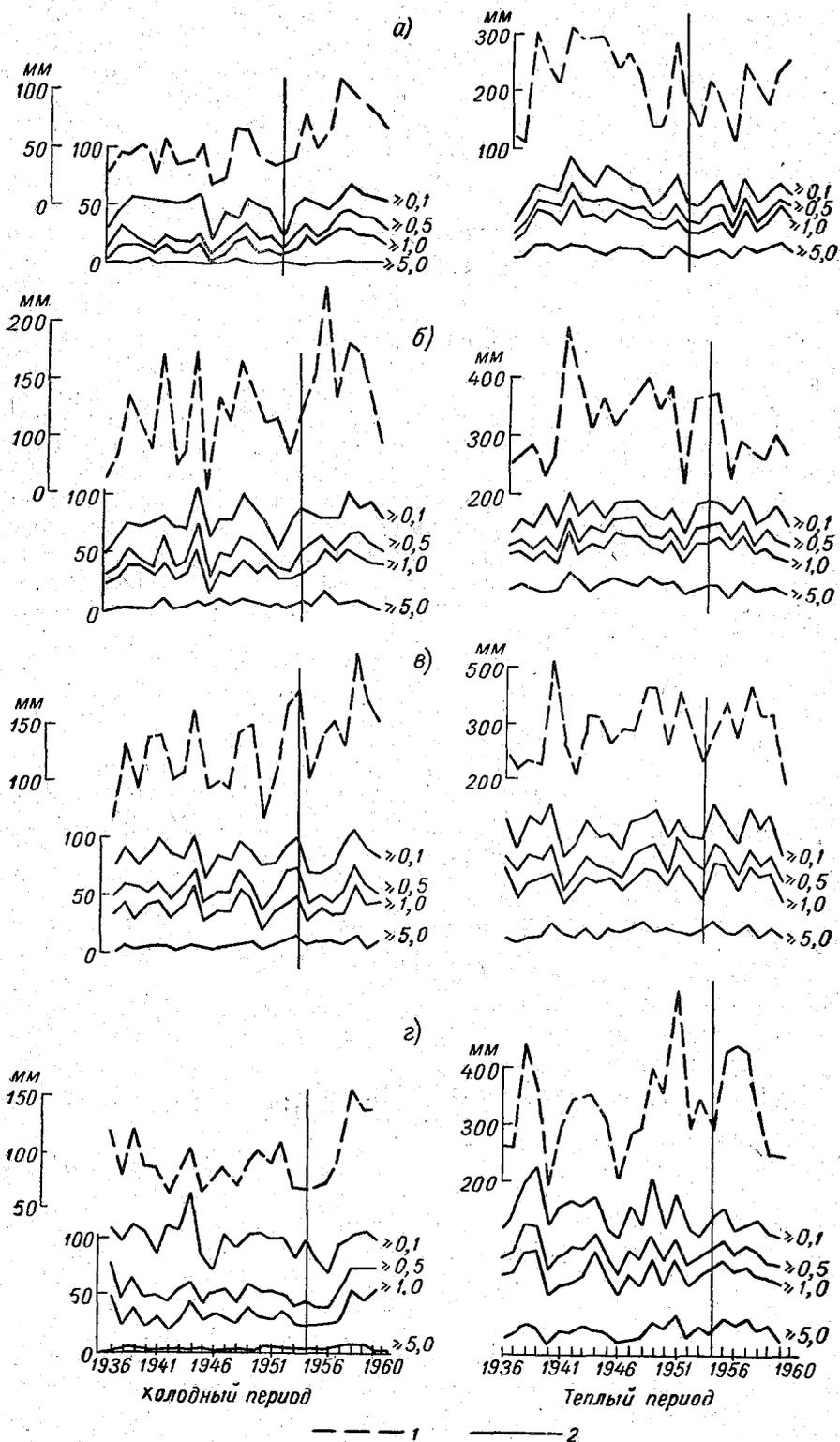


Рис. 1. Число дней с осадками и количество осадков по годам.  
 а — Кустанай, б — Елабуга, в — Кола, г — Адзья-Вом. 1 — количество осадков, 2 — число дней с осадками.

числу дней каждой градации рассматривалось отдельно для дней с выпадением твердых, жидких и смешанных осадков. В дни с выпадением дождя суточные суммы измеренных осадков по осадкомеру и дождемеру почти равны. Однако в сумме за четыре года по осадкомеру отмечено дней с осадками  $\geq 0,1$  мм на 1—2% меньше. В дни, когда выпадали и снег, и дождь, т. е. осадки были смешанными, также нет особенной разницы в суточных суммах по дождемерным и осадкомерным наблюдениям.

После замены прибора произошло некоторое перераспределение между принятыми градациями повторяемости суточных сумм твердых осадков. При дождемерных наблюдениях вследствие выдувания осадков из ведра было завышено число дней с осадками менее 1 мм, тогда как практически их выпадало более 1 мм в сутки. В отдельные дни, когда по дождемеру регистрировалось менее 1 мм осадков, по осадкомеру измерено 2 мм и более. Так, на ст. Адзьва-Вом, когда по дождемеру было зарегистрировано от 0,1 до 0,4 мм, по осадкомеру измерено в среднем 1,0 мм, т. е. на 0,6 мм больше. При подсчете повторяемости суточных сумм осадков осадкомерные наблюдения будут отнесены в следующую градацию ( $\geq 0,5$  мм), в то время как те же дни по дождемеру попадают в градацию  $\geq 0,1$  мм. Если при измерении по дождемеру осадки составляют от 0,5 до 0,9 мм, то по осадкомеру регистрируется в среднем 1,2 мм, т. е. опять имеет место переход в следующую градацию. Можно проследить, за счет какой именно градации увеличилось измеренное количество осадков после замены дождемера. Например, на станциях Адзьва-Вом и Зимнегорский маяк за 1959—1961 гг. по осадкомеру измерено на 65% осадков больше. По градациям числа дней с осадками это выглядит следующим образом.

Число дней с осадками  $\geq 0,1$  мм по осадкомеру больше на 10—20%, чем по дождемеру; с осадками  $\geq 0,5$  мм — больше на 30—50%; а с осадками  $\geq 1,0$  мм — больше уже на 60—65%. На ст. Апатиты за тот же период измерено осадков по осадкомеру на 40% больше по сравнению с дождемерными измерениями. Увеличение измеренных осадков произошло в основном за счет дней с осадками  $\geq 1,0$  мм. Таких дней отмечено по осадкомеру на 50% больше, чем по дождемеру. В то же время дней с осадками  $\geq 0,1$  и  $\geq 0,5$  мм больше лишь на 2—5%.

Таблица 1

Отношение числа дней с мелкими осадками ( $\leq 0,5$  мм) к общему числу дней с осадками для холодного периода (%)

Год	Хибины	Елабуга	Киев	Щучинск	Вилуйск	Год	Хибины	Елабуга	Киев	Щучинск	Вилуйск
1936	24	38		63		1949	36	36	46	65	45
1937	29	42	36	46	64	1950	19	34	37	44	64
1938	19	31		24	45	1951	22	29	33	44	76
1939	29	38	43	51	70	1952	28	55	33	32	48
1940	21	51	31	47	45	1953	23	43	32	46	51
1941	29	23	31	49	60	1954	14	33	49	47	59
1942	26	49		63	68	1955	27	22	23	34	46
1943	17	39	47	72	52	1956	22	33	25	36	46
1944	31	29		67	55	1957	17	37	46	51	56
1945		56	27	75	71	1958	41	24	24	36	49
1946	37	37	39	65	70	1959	32	40	42	38	47
1947	26	38	40	52	56	1960	52	38	25	54	56
1948	14	36	32	66	69						

Таблица 2

## Отношение числа дней с осадками различных градаций (%)

Год	$\geq 0,5$ $\geq 0,1$					$\geq 1,0$ $\geq 0,1$					$\geq 5,0$ $\geq 0,1$				
	Хибины	Елабуга	Киев	Щучинск	Вилуйск	Хибины	Елабуга	Киев	Щучинск	Вилуйск	Хибины	Елабуга	Киев	Щучинск	Вилуйск
Х о л о д н ы й п е р и о д															
1936	51	62		37		32	45		14		5	4		0	
1937	61	58	64	54	37	39	42	41	35	16	8	6	16	0	0
1938	63	69		76	55	39	51		50	24	4	5	0	0	0
1939	55	62	57	49	30	33	52	43	23	8	2	6	12	0	0
1940	49	49	69	53	55	29	39	54	28	25	5	4	19	0	0
1941	53	77	69	51	40	31	47	52	26	11	5	12	15	2	0
1942	42	51		37	32	20	32		20	12	3	0	2	2	0
1943	66	61	53	28	48	37	45	40	8	25	2	3	8	0	0
1944	68	71		34	45	46	50		16	19	7	5	0	0	0
1945	48	44	73	25	29	29	20	66	5	8	6	3	14	0	0
1946	41	63	61	35	30	17	44	45	20	18	4	9	1	0	0
1947	50	62	59	48	44	32	42	44	27	20	3	4	18	0	1
1948	52	64	68	34	31	28	43	56	19	19	1	8	25	0	0
1949	61	64	54	35	55	46	37	36	19	32	8	6	5	0	0
1950	60	66	63	56	31	31	51	41	36	13	2	3	13	4	0
1951	51	71	67	56	24	32	55	45	34	10	0	8	15	5	0
1952	60	45	67	68	52	33	35	45	45	22	7	4	15	2	0
1953	62	57	68	55	49	47	36	58	38	30	7	9	19	0	0
1954	60	67	51	53	41	41	45	36	37	19	3	8	8	1	1
1955	66	78	77	66	54	46	65	59	42	24	2	20	15	3	0
1956	61	67	75	64	54	38	53	62	25	14	4	9	18	0	0
1957	63	63	57	51	44	40	49	50	28	23	2	7	12	3	2
1958	59	76	76	64	51	38	53	68	47	27	7	11	14	4	0
1959	67	60	58	62	53	45	43	38	34	29	5	4	12	6	0
1960	46	63	75	46	44	30	50	60	22	27	5	1	18	1	0
Т е п л ы й п е р и о д															
1936	77	88	74	88	80	62	75	58	65	52	5	30	25	22	16
1937	71	79	79	76	74	65	68	67	61	60	8	31	33	11	12
1938	82	74		79	72	55	63		76	52	4	27	34	16	8
1939	71	70	81	82	65	55	56	62	65	49	2	17	29	25	8
1940	79	74	82	82	75	63	56	73	74	38	4	24	33	16	13
1941	72	80		87	63	51	70		57	48	6	34	13	16	16
1942	74	72	74	63	57	49	59	62	56	49	2	33	25	25	13
1943	83	77		75	69	65	61		56	57	2	18	18	16	16
1944	68	86	72	75	68	55	69	59	62	47	8	31	27	26	13
1945		87	80	75	67		74	66	60	61		30	18	19	21
1946	63	84	76	74	75	52	69	59	64	48	4	24	28	22	9
1947	75	85	90	85	72	60	69	76	69	55	2	23	36	14	8
1948	86	78	80	71	69	67	67	67	60	49	1	34	27	23	7
1949	70	79	74	83	73	57	63	59	68	59	7	29	26	18	23
1950	81	84	80	91	79	56	72	68	76	63	2	28	24	16	12
1951	78	77	78	79	68	67	66	69	59	57	0	21	29	8	15
1952	72	78	76	68	64	60	64	63	54	46	7	18	34	22	16
1953	77	79	65	81	64	64	62	62	62	51	7	23	27	17	18
1954	86	84	96	69	64	68	69	77	63	53	3	24	31	22	17
1955	73	73	80	79	75	58	65	71	55	53	2	13	29	16	12
1956	79	78		85	64	58	66		67	47	4	25	21	12	12
1957	83	78	83	85	79	62	70	74	69	62	2	26	30	19	14
1958	74	85	86	81	61	55	65	78	66	64	7	23	22	15	30
1959	81	68	69	73	69	69	51	55	61	61	5	21	20	26	9
1960	59	80	69	86	68	49	60	61	74	49	7	22	26	26	23

По этим трем северным станциям с открытыми установками прибора дней с осадками  $\geq 0,1$  мм регистрируется по осадкомеру на 10% больше, чем по дождемеру; с осадками  $\geq 0,5$  мм — на 25% и с осадками  $\geq 1,0$  мм — на 50%. Почти такое же соотношение имеет место на открытых станциях Осьмино и Тихвин, расположенных в северо-западном районе. В северных районах после установки осадкомера стали отмечаться дни с большими суточными суммами осадков, какие раньше здесь не наблюдались. Частично это происходит за счет надувания осадков в прибор во время метелей.

Затем сравнивалось число дней с выпадением определенной суммы твердых осадков по осадкомеру и дождемеру (табл. 3).

Таблица 3

Разность числа дней с твердыми осадками, зарегистрированными по дождемеру и осадкомеру

Станция	Осадки (мм)						
	0,0	0,1—0,4	0,5—0,9	1,0—1,4	1,5—1,9	2,0—2,4	2,5—2,9
Адзъва-Вом . . . . .	-10	-10	0	5	2	3	4
Архангельск . . . . .	-5	0	-2	6	-1	-1	1
Осьмино . . . . .	-3	-7	-1	2	0	0	2
Тихвин . . . . .	-4	-7	3	2	0	1	1

Из данных таблицы видно, что по осадкомеру зарегистрировано на 7—10 дней меньше с осадками 0,1—0,4 мм. Начиная с 0,5 мм по осадкомеру отмечается дней с осадками больше, чем по дождемеру. В целом по дождемеру измерялось такое же и даже несколько большее число дней с осадками менее 1 мм в сутки. Увеличение числа дней по осадкомеру особенно заметно, когда выпадает осадков 1,0 мм и более.

Отсюда видно, что улучшение в измерении осадков после смены прибора произошло главным образом за счет более правильного измерения суточных сумм осадков  $\geq 1,0$  мм. По-видимому, некоторое изменение повторяемости в дни с выпадением снега  $\geq 1,0$  мм указывает на нарушение однородности. Дней с такими осадками немного. В целом за холодный период на той части территории СССР, где в это время преобладают твердые осадки, отмечено в среднем многолетнем от 10—15 до 45—55 дней с осадками  $\geq 1,0$  мм и от 1—3 до 10 дней с осадками  $\geq 5,0$  мм.

В частности, и по этой причине графический метод оказался нечувствителен, так как он требует для выявления нарушения однородности достаточно большой повторяемости дней по каждой градации суточных сумм осадков.

Было проведено сравнение общего числа дней с осадками, регистрируемыми дождемером и осадкомером. В это число дней включены дни со «следами» осадков, т. е. с отметкой 0,0.

Ф. Кук указывает, что в высоких широтах Арктики, где суммы осадков невелики, отмечается почти одинаковое число дней с измеримыми осадками и со «следами» осадков [13]. Осадков в виде «следов» в пункте Резольюте (74°43 с. ш., 94°59 з. д.) выпадает 25% их общего годового количества.

Для отдельных пунктов северной части Европейской территории СССР за холодный и теплый периоды нами вычислено число дней со «следами» осадков (среднее за 10 лет). В холодный период дни со «следами» осадков составляют 15% (Кола) и 30% (Апатиты, Адзъва-Вом)

общего числа дней с осадками. За теплый период, который в данном районе выделен условно (твердые осадки не выпадают лишь с конца июня по август), «следы» осадков отмечаются от 10% (Кола) до 30% (Зимнегорский маяк, Апатиты). В целом за год они составляют 25—30%.

Таблица 4  
Отношение числа дней со «следами» осадков к общему числу дней с осадками (%) независимо от вида (1) для твердых (2), жидких (3) и смешанных (4) осадков

Станция		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Кустанай	1	29	24	29	28	21	26	20	23	25	25	26	26	25
	2	29	24	24	12	1					9	21	24	12
	3	●	●	3	13	20	26	20	23	24	14	4	1	12
	4	●	●	2	3	—				1	2	1	1	1
Семипалатинск	1	14	17	18	18	16	18	21	18	18	18	16	15	17
	2	14	16	16	6						6	13	14	8
	3	—	—	2	11	16	18	21	18	18	10	3	—	9
	4	1	1	●	1	—	—	—	—	—	2	●	1	
Целиноград	1	21	24	29	26	21	17	19	17	22	24	25	23	22
	2	21	22	24	13	2	—	—	—	2	12	20	22	13
	3	●	1	2	11	18	17	19	17	20	9	3	●	8
	4	●	●	3	2	●			—	—	3	2	●	1

Примечание. Знак ● означает величину менее 1%.

По трем пунктам Северного Казахстана были вычислены отношения числа дней со «следами» осадков в дни с выпадением твердых, жидких и смешанных осадков (табл. 4) к общему числу дней независимо от их вида, а также отдельно для каждого вида осадков. Рассматривался период с 1891 по 1955 г. За год дни со «следами» осадков составляют от 17% (Семипалатинск) до 25% (Кустанай), при этом число дней со «следами» осадков одинаково при выпадении твердых и жидких осадков. На ст. Целиноград в дни с выпадением твердых осадков «следы» встречаются в 1,5 раза чаще. Внутримесячное соотношение дней со «следами» осадков по видам осадков соответствует распределению в годовом ходе количества твердых и жидких осадков. С ноября по март «следы» осадков регистрируются в дни с выпадением твердых осадков, а с мая по сентябрь — в дни с выпадением жидких осадков. «Следы» осадков в дни с выпадением жидких осадков с ноября по март встречаются редко (1—3%), так же как с мая по сентябрь в дни с выпадением твердых осадков. Сравнительная устойчивость по территории числа дней со «следами» осадков позволяет сделать вывод о том, что в Северном Казахстане пятую часть дней с выпадением осадков составляют дни, когда отмечаются «следы» осадков. В этом районе зимой повторяемость скоростей ветра выше 10 м/сек. составляет 8—9%. Можно ожидать, что в такие дни со скоростями ветра более 10 м/сек., а в некоторых случаях и при меньших скоростях, когда регистрируются «следы», осадков выпало больше чем 0,0. Летом здесь велика повторяемость дней с температурой выше 20°. В такие дни повышается испарение осадков из прибора. Поэтому часть потерь количества осадков можно отнести за счет потерь в дни, когда отмечаются «следы» осадков.

Сравнение параллельных наблюдений по осадкомеру и дождемеру показывает, что дни со «следами» осадков регистрируются одинаково этими приборами, если средние месячные скорости ветра не превышают

4—5 м/сек. При средних месячных скоростях ветра более 5 м/сек., когда повторяемость больших скоростей ветра повышена, а следовательно, усилено выдувание осадков из дождемера, дни со «следами» осадков по дождемеру отмечались чаще, чем по осадкомеру. В такие дни по осадкомеру регистрируется 0,2—0,3 мм осадков, а в отдельные дни даже большее количество.

Если в общее число дней с осадками включены дни со «следами» осадков, то общее число дней с осадками одинаково по дождемерным и осадкомерным наблюдениям.

### Выводы

1. Сравнение параллельных наблюдений по дождемеру и осадкомеру показывает, что только в дни с выпадением твердых осадков отмечается изменение повторяемости суточных сумм осадков принятых градаций. После замены прибора произошло некоторое перераспределение суточных сумм между градациями. При осадкомерных наблюдениях имеет место сдвиг в сторону увеличения повторяемости суточных сумм более крупных градаций.

2. Суточные суммы твердых осадков  $\geq 1,0$  мм осадкомером регистрируются чаще. В некоторых районах, особенно северных, регистрируются осадкомером такие большие суточные суммы, которые по дождемеру не наблюдались. Частично это происходит за счет надувания осадков в осадкомер.

3. По дождемерным и осадкомерным наблюдениям регистрируется почти одинаковое число дней с осадками  $\leq 0,5$  мм.

4. Повторяемость числа дней со «следами» осадков по дождемерным наблюдениям несколько больше, чем по осадкомерным.

5. Общее число дней с осадками по дождемерным и осадкомерным наблюдениям равно, если учитывать и дни со «следами» осадков.

6. Графический способ анализа однородности числа дней с осадками, основанный на постоянстве отношений из года в год между принятыми градациями осадков в каждом пункте и позволяющий обнаружить нарушение однородности внутри каждой станции в холодный и теплый периоды, не чувствителен при исследовании нарушения однородности того порядка, который возникает после замены дождемера осадкомером.

7. Анализ отношений каждой градации к числу дней с осадками  $\geq 0,1$  и  $\geq 1,0$  мм также не позволяет выявить нарушение однородности после замены дождемера осадкомером.

8. В отдельных пунктах севера Европейской части СССР и Северного Казахстана дни со «следами» осадков составляют 25—30% общего числа дней с осадками.

9. На севере Казахстана дни со «следами» осадков отмечаются одинаково часто при выпадении как твердых, так и жидких осадков, но значительно реже при смешанных.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Е. И. О допусках, принятых при обработке наблюдений над осадками, высотой снежного покрова и облачностью. Тр. ГГО, вып. 34 (96), 1952.
2. Брицке О. Ф. О повторяемости дней с осадками для разных пределов на некоторых образцовых станциях. Геофиз. сб., т. II, вып. 1, ч. II, 1915.
3. Брицке О. Ф. Числа дней с осадками для различных пределов, полученных по показаниям неодинаково защищенных дождемеров в Петрограде и Павловске. Геофиз. сб., т. III, вып. 3, 1917.
4. Брицке О. Ф. О влиянии различных факторов на надежность чисел дней с осадками, со снегом и с дождем для пределов  $\geq 0,1$ , 0,3 и 0,5 мм. Геофиз. сб., т. IV, вып. 1, 1919.

5. Волох В. Г. Сравнение результатов показаний дождемера и осадкомера Третьякова по материалам сети станций. Тр. ГГО, вып. 34 (96), 1952.
6. Евсеев П. К. Распределение ливневых и обложных осадков на территории СССР. Метеорол. и гидрол., № 3, 1958.
7. Лебедев А. Н. Некоторые закономерности распределения продолжительности осенних осадков на территории СССР. Тр. ГГО, вып. 132, 1962.
8. Соколов В. Н. Опыт синоптико-климатологической характеристики района Москвы. Тр. НИИАК, вып. 1, 1957.
9. Туркетти З. Л. Осадки в Москве. Метеорол. и гидрол., № 5, 1949.
10. Третьяков В. Д. Измерение атмосферных осадков. Тр. ГГО, вып. 34 (96), 1952.
11. Шарова В. Я. Число дней с осадками различной величины на территории Европейской части СССР и Кавказа. Гидрометеиздат, Л., 1958.
12. Швер Ц. А. Сравнение количества зимних осадков по осадкомерам и дождемерам с максимальными запасами воды по снегосъемкам. Тр. ГГО, вып. 131, 1962.
13. Cook Frank A. Rainfall measurements of Resolute, N.W.T. Rev. Canad. Geogr., No 1—4, 14, 1960.

## К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

В статье рассматривается возможность приведения температуры поверхности почвы по температуре воздуха при климатологической обработке материалов наблюдений для справочника по климату СССР. Исследовались районы запада и северо-запада, центра и юга ЕТС, Кавказа, Казахстана, Западной Сибири и юга Восточной Сибири. Полученные в работе выводы позволяют сделать заключение о возможности приведения температуры поверхности почвы по температуре воздуха. Разработанные методические рекомендации могут быть использованы в практической работе ГМО при составлении справочника.

Исследование по методике климатологической обработки температуры поверхности почвы вызвано необходимостью помещения данных наблюдений над температурой поверхности почвы в подготавливаемом к изданию справочнике по климату СССР.

Изучение температуры поверхности почвы становится все более необходимым в связи с возрастающими потребностями сельского хозяйства, лесоводства, при строительстве различных сооружений, газопроводов, нефтепроводов, дорожном строительстве и т. д.

Знание температуры поверхности почвы необходимо также при решении многих геофизических проблем. Данные о температуре поверхности почвы важны прежде всего при изучении условий формирования режима нижнего слоя атмосферы и верхнего слоя почвы, так как развитие турбулентного обмена между почвой и воздухом, теплообмен в почве, излучение земной поверхности, условия испарения с поверхности земли, конденсация и ряд других процессов, совершающихся в приземном слое, тесно связаны с температурным режимом поверхности почвы.

Несмотря на очень большое значение данных по температуре поверхности почвы, до последнего десятилетия наблюдениям над температурой поверхности почвы не уделялось должного внимания, а климатологическая обработка данных по этому элементу за весь период не производилась.

Первое указание об измерении температуры поверхности почвы относится к 1879 г. В инструкциях 1908, 1912, 1915, 1928 и 1931 гг. наблюдения над температурой поверхности почвы указывались как дополнительные. По инструкции 1939 г. вводится обязательное измерение температуры поверхности почвы только по одному срочному термометру и по выборочной сети станций. При этом следует отметить, что резервуар термометра помещался только наполовину в почву или снег по направлению с севера на юг. Согласно «Руководству метеорологическим станциям

II разряда», изд. 6-е, 1940 г., наблюдения над температурой поверхности почвы были вообще исключены и заменены наблюдениями на высоте 2 см от поверхности почвы, именно в том слое, где летом происходит значительное изменение температуры воздуха и где вертикальные градиенты измеряются сотнями градусов на метр.

По «Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 3, ч. I, 1946 г., на всех станциях принята обязательная установка трех напочвенных термометров (срочного, максимального и минимального), и наблюдения производятся на них в общие для всех метеорологических элементов сроки.

Термометры кладутся летом на оголенной почве, зимой на поверхности снега в направлении с севера на юг, резервуаром термометра на юг (согласно «Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 3, ч. I, 1958 г., — в направлении с запада на восток, резервуаром термометра на восток).

Следовательно, только с 1947 г. на всей сети метеорологических станций имеется сравнительно однородный в методическом отношении ряд наблюдений. Этот ряд с 1947 по 1960 г. включительно и принимается как основной для целей помещения в справочнике по климату СССР. Естественно, что наличие таких коротких рядов по всей территории СССР очень осложняет климатологическую обработку. Средние величины температуры поверхности почвы, взятые в результате подсчета за этот короткий период, могут быть случайными и малодостоверными как из-за возможных аномальных лет, наблюдавшихся в этом коротком периоде, так и вследствие того, что точность наблюдений над температурой поверхности почвы не очень велика.

Изменение температуры поверхности почвы происходит под влиянием многих факторов. Нагревание и охлаждение почвы при одном и том же приходе или расходе тепла зависит от физических свойств почвы (ее состава, плотности, цвета, строения, поглощательной и излучательной способности, теплопроводности и теплоемкости и от целого ряда процессов — физических, химических и биологических, в ней совершающихся). На тепловое состояние почвы влияет также тепловое состояние атмосферы, поскольку между поверхностью почвы и прилегающим слоем воздуха имеет место обмен тепла путем теплопроводности, конвекции, лучистых процессов и т. д. Наконец, внешние факторы (дождь, снег, ветер, облачность, атмосферные явления) еще более осложняют задачу.

Уже при первичной обработке и критическом просмотре наблюдений в ГМО специалист не может правильно оценить, соответствуют ли изменения температуры поверхности почвы изменениям того или иного фактора. Об этом приходится судить косвенно, сравнивая изменения температуры поверхности почвы с изменениями какого-либо другого метеорологического элемента — температуры воздуха или температуры почвы на малых глубинах (5—20 см).

Исследование показало, что применение наблюдений по коленчатым термометрам Савинова для приведения нецелесообразно из-за ряда причин:

- 1) эти термометры устанавливаются только в теплое время года на 4—6 месяцев на большей части территории СССР;
- 2) ряды наблюдений по этим термометрам на многих станциях очень короткие и превышают ряды по температуре поверхности почвы всего на 2—3 года, так как систематические и однородные и массовые наблюдения по термометрам Савинова под оголенной поверхностью начались после 1945 г.; раньше же наблюдения по этим термометрам производились преимущественно под естественным покровом;

3) ряды наблюдений по коленчатым термометрам имеют пропуски в наблюдениях, и для получения многолетних средних сравнимых величин они сами приводились по температуре воздуха, как это было сделано Е. П. Архиповой [4] при построении карт географического распределения температуры под черным паром на глубине 5 см и на глубине 10 см на территории СССР для теплого периода года, с мая по сентябрь.

Е. П. Архипова считала, что оголенная поверхность метеоплощадки, где измеряется температура на глубинах 5—20 см по термометрам Савинова, близка к условиям под поверхностью черного пара. Приведение осуществлялось методом корреляционных графиков, а до построения графиков был произведен анализ всего материала при помощи метода разностей, которые вычислялись для каждой станции между средней месячной температурой почвы на глубинах 5—10 см и средней месячной температурой воздуха. Связь получилась достаточно тесная.

Ввиду сказанного выше для получения средних многолетних величин по температуре поверхности почвы, естественно, возникает необходимость использовать приведение по температуре воздуха. Г. Н. Рубашовой [5] была сделана попытка применить материалы массовых наблюдений (по 91 станции) по температуре поверхности почвы для расчетов вертикального турбулентного теплообмена в приземном слое воздуха. Построенные Рубашовой карты средних сезонных разностей температуры поверхности почвы и воздуха для 13 час. дали возможность судить о наличии вполне закономерного распределения разностей между температурой поверхности почвы и воздуха. В дальнейшем Е. П. Архиповой [3] были использованы корреляционные связи для построения графиков между средней месячной температурой воздуха в 13 час. и средней месячной температурой поверхности почвы в 13 час. для апреля—сентября, отдельно для каждого месяца.

В результате такого построения отклонения от среднего значения, т. е. от линии зависимости, за июль в 70% случаев составляют от 0 до  $\pm 3^\circ$ , а в отдельных случаях превышают  $\pm 5^\circ$ . Использование этого метода дало возможность получить приближенную характеристику средней месячной температуры поверхности почвы в 13 час. по температуре воздуха с точностью в среднем до  $\pm (2-3^\circ)$ .

На основании большого исследования, проведенного Е. И. Абрамовой и Т. С. Трифоновой [1], при анализе с успехом использовались средние месячные и годовые разности между температурами поверхности почвы и воздуха, имеющие определенный устойчивый годовой ход на значительных территориях. Он оказался более устойчивым, чем годовой ход разностей с температурой почвы на глубине 5 см.

В климатологической обработке наблюдений над температурой почвы от 10 до 320 см, как показала М. С. Перунова [6], для приведения коротких рядов к длительному периоду используется метод разностей в двух вариантах: первый — обычный метод разностей, применяемый для приведения коротких рядов температуры почвы одной станции к длительному периоду другой станции, второй — приведение методом разностей короткого ряда одной глубины к длительному периоду соседней (если первая глубина имела более короткий ряд).

В этой работе использованы данные по 33 станциям, расположенным в различных физико-географических районах: на северо-западе, западе, в центре и на юге ЕТС, Кавказе, в Казахстане, Западной Сибири и на юге Восточной Сибири. Краткие сведения о станциях и об использованном периоде помещены в табл. 1.

Задача настоящего исследования — показать возможность использования этого метода для приведения температуры поверхности почвы

Общие сведения об использованных станциях

Станция	Высота (м)	Вид почвы	Период наблюдений
Биржай	56	Дерново-карбонатная, суглинистая	1950—60
Яунгулбене	129	Оподзоленный суглинок	1946—60
Приекули	123	Оподзоленный суглинок	1946—60
Рига	9	Песок с примесью гумуса	1946—60
Вильнюс	126	Дерново-подзолистая, песчаная	1947—60
Николаевское	119	Слабо оподзоленный легкий суглинок	1946—60
Боровичи	82	Тяжелый суглинок	1948—60
Ефимовская	173	Супесь	1947—60
Рошино	98	Супесь	1945—60
Вышний Волочек	161	Песчаная	1951—53, 57—60
Елатьма	132	Суглинистая	1951—60
Чулпаново	78	Чернозем	1954—60
Полоцк	130		1951—60
Волово	273	Чернозем	1951—60
Астрахань	—21,8		1951—60
Анасеули	167	Краснозем	1940—60
Ереван	907	Каменистая	1949—60
Шамхор	411	Суглинистая	1946—60
Тбилиси, обс.	404	Песчано-глинистая	1948—60
Кюрдамир	7	Суглинистая	1946—60
Телави	562	Коричневый лесной суглинок	1946—60
Нуха	636	Суглинок	1944—60
Сакара		Аллювиальная	1940—60
Целиноград	353	Среднесуглинистая	1950—60
Джамбул	642	Суглинистая	1949—60
Чимкент	530	Суглинистая	1948—60
Актюбинск, с.-х. оп. ст.		Светло-каштановая, суглинистая	1945—49, 51—60
Улан-Удэ	542	Суглинистая	1951—54, 56—60
Чита		Супесчаная	1953—60
Сретенск		Супесчаная с примесью глины	1951—60
Сковородино	400		1951—60
Минусинск, оп. ст.	250	Супесчаная	1945—60
Колпашево	76,4	Дерново-подзолистая, супесчаная и суглинистая	1946—56, 58—60
Благовещенск	132	Супесчаная	1950—60
Васюганское	70	Дерново-подзолистая песчаная	1948—60

по температуре воздуха на той же станции. Предположение о возможности использования такой связи указано в работе Е. С. Рубинштейн [7].

Как известно, формула приведения при постоянстве разностей имеет следующий вид:

$$\bar{B}'_N = \bar{A}_N + (\bar{B}_n - \bar{A}_n), \quad (1)$$

где  $\bar{B}'_N$  — средняя температура поверхности почвы, приведенная к данному периоду  $N$  лет по температуре воздуха;  $\bar{A}_N$  — средняя многолетняя температура воздуха за период наблюдений, имеющий  $N$  лет;  $\bar{B}_n$  — средняя температура поверхности почвы за период  $n$  лет;  $\bar{A}_n$  — средняя температура воздуха за  $n$  лет.

Из упомянутых выше работ [1], [4] и [5] следует, что разности между температурой поверхности почвы и температурой воздуха устойчивы по территории. Вычисленные для целей приведения разности показывают, что они довольно устойчивы на одной и той же станции и из года в год.

Таблица 2

Разности между температурой поверхности почвы и температурой воздуха  
в отдельные годы на различных станциях

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
П о л о ц к													
1951	-0,6	-0,6	-0,5	-0,8	1,7	2,5	2,8	2,0	1,1	0,5	0,0	-0,3	0,6
1952	-0,1	-0,4	-1,5	-1,6	1,5	2,5	2,8	1,3	0,3	0,1	-0,2	-0,3	0,4
1953	-0,4	-0,4	-1,9	0,0	1,5	2,9	2,3	2,6	0,2	-0,1	-0,3	1,0	0,4
1954	-0,2	-0,8	-1,2	0,1	1,0	3,4	3,1	1,6	0,5	-0,1	0,2	-0,4	0,6
1955	-0,5	-0,4	-1,1	-0,9	1,0	3,5	4,5	4,6	1,1	-0,3	-0,1	0,4	1,0
1956	-0,3	-0,5	-1,4	-0,5	2,2	3,3	3,1	1,4	0,7	-0,1	-0,2	-0,4	0,6
1957	-0,3	-0,5	-0,5	0,7	2,1	3,4	3,5	1,5	0,5	-0,6	-0,4	-1,1	0,7
1958	-0,3	-0,5	-1,2	-1,3	1,3	2,3	2,8	1,4	0,6	-0,4	-0,4	0,0	0,4
1959	-0,3	-0,6	-2,3	0,2	2,5	4,3	4,4	3,4	0,9	-0,5	0,0	-0,7	0,9
1960	-0,1	-0,6	-2,5	-0,8	2,1	3,4	3,5	2,3	0,7	0,1	-0,1	—	—
Ч у л п а н о в о													
1954	-0,5	-1,0	-1,7	-1,9	4,2	8,6	7,5	3,6	-1,4	-0,6	0,0	0,3	1,4
1955	-0,5	-0,2	-1,5	-2,2	4,2	8,0	6,9	5,8	-0,1	-0,3	-0,2	0,5	1,7
1956	-0,3	-1,4	-2,3	-2,7	5,6	9,2	4,5	3,9	-1,3	-0,2	-0,8	-0,3	1,2
1957	-0,4	-0,3	-1,2	-2,1	4,4	7,4	6,8	4,5	-0,4	0,0	0,5	0,4	1,6
1958	-0,6	-0,4	-2,0	-2,3	5,7	7,7	7,7	4,9	-1,6	-0,2	-0,4	0,5	1,6
1959	-0,6	-0,4	-1,5	-1,5	5,3	8,7	7,2	4,9	-1,3	-0,5	0,1	0,7	1,9
1960	-0,5	-0,1	-1,8	-1,4	4,9	7,7	7,6	4,8	-1,2	-0,4	-1,0	1,0	1,7
С а к а р а													
1951	-2,0	-1,3	0,5	2,2	3,3	5,5	6,3	4,9	1,8	0,6	-2,2	-1,8	1,5
1952	-1,9	-0,5	0,4	2,5	3,7	6,6	6,6	6,0	2,2	0,0	-2,4	-2,5	1,7
1953	-2,0	-1,0	0,2	1,6	3,9	5,2	6,2	4,2	3,1	0,1	-0,8	-2,8	1,5
1954	-2,0	-1,5	0,4	1,6	4,0	5,1	6,6	4,6	2,9	0,6	-2,3	-2,6	1,4
1955	-1,7	-1,1	0,3	1,7	4,3	6,4	5,5	4,7	3,0	0,5	-1,2	-1,8	1,7
1956	-2,0	-1,3	0,8	2,4	3,3	5,4	5,3	5,1	1,9	1,1	-1,7	-2,5	1,5
1957	-2,0	-0,6	0,9	3,6	3,9	6,2	7,0	5,6	3,5	0,0	-1,1	-1,7	2,1
1958	-1,5	-2,5	-0,2	1,3	4,4	4,3	5,1	4,7	2,3	0,5	-1,6	-2,5	1,2
1959	-2,5	-0,4	1,4	2,0	3,6	4,9	6,1	4,9	1,4	0,6	-2,1	-3,2	1,2
1960	-2,4	-1,5	0,9	1,7	3,9	4,4	6,1	4,0	2,5	0,6	-2,0	-2,5	1,2
А к т ю б и н с к													
1954	0,2	-0,2	0,1	0,3	3,0	3,8	5,3	4,3	1,7	-0,2	0,4	-0,1	1,3
1955	-0,7	0,0	-0,2	0,5	4,5	4,8	4,8	4,0	1,4	0,2	0,3	-0,1	1,6
1956	0,1	0,2	0,2	0,2	3,1	3,7	4,3	3,3	1,5	-0,1	0,1	0,0	1,4
1957	-0,2	-0,6	0,2	-0,1	4,0	4,2	4,2	3,0	1,5	0,3	0,8	0,4	1,5
1958	-0,3	0,0	0,9	0,5	4,2	4,7	5,3	3,5	0,8	-0,1	0,4	-0,1	1,6
1959	-0,9	-1,9	-0,5	0,2	4,7	4,7	5,2	3,4	1,5	0,3	0,2	-0,2	1,4
1960	0,0	-0,4	0,6	0,2	2,9	5,0	5,4	3,9	2,1	0,2	0,3	-0,8	1,7

Разности между температурой поверх

Станция	I	II	III	IV	V
Запад и северо-					
Боровичи . . . . .	-0,5	-0,8	-1,7	-0,1	2,8
Николаевское . . . . .	-0,3	-0,2	-1,4	-0,7	1,7
Роцино . . . . .	-0,2	-0,7	-1,4	-1,1	1,8
Рига . . . . .	-0,5	-0,2	-0,2	0,7	2,6
Вильнюс . . . . .	-0,5	-0,4	-1,4	1,0	2,8
Яунгулбене . . . . .	-0,3	-0,5	-1,4	-0,6	1,7
Приекули . . . . .	-0,6	-0,7	-1,3	-0,4	1,6
Центр и					
Елатьма . . . . .	-0,4	-0,4	-0,9	-0,1	1,6
Волово . . . . .	0,0	-0,2	-0,8	-0,6	2,6
Полоцк . . . . .	-0,3	-0,5	-1,5	-0,4	1,7
Астрахань . . . . .	0,5	-0,8	-2,0	2,3	3,7
Чулпаново . . . . .	-0,3	-0,6	-1,7	-2,0	4,9
Кав					
Сакара . . . . .	-1,7	-1,3	0,0	1,0	2,8
Тбилиси, обс. . . . .	-0,9	0,0	1,1	2,9	4,9
Шамхор . . . . .	-0,7	0,2	1,6	3,7	4,3
Телави . . . . .	-0,7	-0,2	0,8	1,9	2,9
Ереван . . . . .	-0,2	1,2	1,1	3,1	5,5
Нуха . . . . .	-0,3	0,3	1,0	2,0	3,8
Анасеули . . . . .	-2,0	-1,6	-0,3	1,9	3,5
К а з а х					
Чимкент . . . . .	-1,3	-0,5	0,9	2,1	4,3
Актюбинск . . . . .	-0,3	-0,4	0,2	0,2	3,8
Целиноград . . . . .	0,1	0,2	0,4	0,8	2,7
Джамбул . . . . .	-0,3	0,4	0,7	1,1	3,0
З а п а д н а я					
Васюганское . . . . .	-2,3	-1,7	-3,1	-2,0	0,4
Колпашево . . . . .	-1,2	-1,3	-1,7	-2,1	1,2
Миусинск . . . . .	-1,2	-1,0	-0,5	1,3	3,4
Ю г В о с т о ч					
Сретенск . . . . .	-2,1	-2,5	-2,1	1,3	2,9
Улан-Удэ . . . . .	-1,6	-1,4	0,5	2,7	4,0
Сковородино . . . . .	-2,2	-3,3	-2,6	0,2	1,7
Чита . . . . .	-1,6	-1,5	-0,7	2,6	4,6
Благовещенск . . . . .	-2,3	-2,2	-0,3	0,9	2,2

Таблица 3

## ности почвы и температурой воздуха

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
запад ЕТС							
4,0	4,0	2,7	0,7	-0,3	-0,6	-0,2	0,8
3,3	3,3	2,2	0,5	-0,1	-0,5	-0,2	0,6
3,2	2,9	1,6	0,3	-0,3	-0,5	-0,2	0,4
4,3	3,4	1,8	0,2	-0,3	-0,4	-0,5	0,9
4,3	3,7	2,9	0,9	-0,2	-0,1	-0,7	0,9
3,1	3,2	2,2	0,8	-0,1	0,0	-0,3	0,7
2,3	2,4	1,2	0,2	-0,3	-0,4	-0,3	0,3
юг ЕТС							
3,1	3,4	2,2	0,6	-0,2	0,0	-0,1	0,7
5,2	3,7	1,7	-1,6	-1,1	0,1	0,0	0,8
3,1	3,2	2,3	0,6	-0,1	-0,1	0,0	0,6
4,8	4,5	3,8	2,5	1,0	0,1	0,3	2,2
8,2	7,0	4,6	-1,1	-0,1	-0,3	0,5	1,6
к а з							
4,0	4,7	3,5	1,6	-0,2	-2,2	-2,3	1,0
5,5	6,8	5,7	3,2	1,3	-0,9	-0,9	2,5
5,3	5,7	4,5	3,0	0,5	-0,6	-0,6	2,4
3,6	4,0	3,8	2,0	0,9	-0,4	-0,8	1,5
6,9	7,3	6,1	4,1	1,5	0,2	-0,5	2,8
4,4	4,9	4,1	2,4	1,0	0,2	-0,6	1,8
4,3	3,5	2,8	1,8	0,0	-1,0	-2,3	0,8
с т а н							
6,3	6,7	5,3	3,1	0,1	-0,4	-1,2	2,1
4,5	4,9	3,6	1,5	0,2	0,0	-0,1	1,5
4,3	4,1	3,2	1,3	0,4	0,6	0,5	1,7
4,9	5,3	4,3	3,0	0,4	0,0	-0,7	1,8
С и б и р ь							
1,7	2,3	1,6	-0,2	-0,5	-0,9	-2,3	-0,6
2,4	3,0	1,9	0,0	-0,3	-0,3	-0,9	0,1
4,6	5,1	3,5	1,6	0,0	-0,8	-1,6	1,2
ной С и б и р и							
4,2	4,2	3,3	1,3	0,0	-1,3	-2,1	0,8
5,0	4,7	3,7	1,8	0,3	-0,4	-0,6	1,8
3,7	3,5	3,1	1,1	-0,3	-2,1	-2,0	0,0
5,4	4,6	2,8	2,3	0,7	-1,0	-1,8	1,6
3,2	2,8	2,5	0,7	-0,7	-1,0	-2,0	0,4

Для примера в табл. 2 приводятся разности между температурой поверхности почвы и температурой воздуха за отдельные годы по станциям Полоцк (северо-запад ЕТС), Чулпаново (юг ЕТС), Сакара (Кавказ), Актюбинск (Казахстан).

Хотя отдельные районы при исследовании освещены больше, а другие меньше, всё же удалось выяснить основные различия в годовом ходе температуры поверхности почвы в соотношении с температурой воздуха. Это достаточно отчетливо видно из данных табл. 3, в которой представлены средние разности между температурой поверхности почвы и воздуха.

В таблице показано, что разности между температурой поверхности почвы и воздуха отличаются общей характерной особенностью годового хода. Летом они везде положительны, зимой — отрицательны. Годовые средние разности обычно положительны. Данные этой таблицы подтверждают результаты исследований, проведенных Е. И. Абрамовой и Т. С. Трифоновой [1] по материалам большого числа станций, с целью установления качества наблюдений над температурой поверхности почвы при критическом просмотре.

Периоды с положительными разностями в различных физико-географических районах не одинаковы и продолжаются на ЕТС и в Западной Сибири с мая по сентябрь. По направлению к югу эти периоды удлиняются (Кавказ, Казахстан), а в суровом климате Забайкалья, наоборот, сокращаются. Здесь разности положительны только с апреля по сентябрь. Летние разности возрастают с севера на юг, но в пределах однородных климатических районов они меняются в зависимости от характера и влажности почв, форм рельефа, высоты места над уровнем моря, степени открытости станции и т. д.

Наибольшие отрицательные разности в западном, северо-западном и центральном районах ЕТС наблюдаются в период таяния снежного покрова весной и в период его установления осенью, но осенний минимум разностей проявляется значительно слабее и только на отдельных станциях, как, например, ст. Волово или ст. Чулпаново, он выражен отчетливо в сентябре—октябре. На станциях Восточной Сибири и Северного Казахстана, т. е. в условиях континентального климата с холодной и мало-снежной зимой, самые большие отрицательные разности наблюдаются зимой, с ноября по март.

Чтобы проанализировать возможность применения формулы (1) для приведения, подсчитывались значения изменчивости температуры поверхности почвы  $v_b$  и температуры воздуха  $v_a$ , а также отношения  $\frac{v_a}{v_b} = c$ . Результаты подсчета помещены в табл. 4.

В годовом ходе изменчивость температуры поверхности почвы в основном следует годовому ходу изменчивости температуры воздуха. Наибольшие величины изменчивости наблюдаются повсеместно зимой, с максимумом на ЕТС и Кавказе в феврале, в Западной и Восточной Сибири в декабре. По мере увеличения континентальности годовой ход изменчивости становится более резким, что можно видеть при сравнении  $v_a$  и  $v_b$  для станций, расположенных на ЕТС, в Западной Сибири, Целинном крае и Забайкалье. Изменчивость температуры поверхности почвы большую часть года несколько превышает изменчивость температуры воздуха, а с ноября по март она немного меньше последней. При этом важно отметить, что в общем годовом ходе для разных физико-географических районов эти величины очень немного различаются между собой. Несколько более отчетливый годовой ход отношения  $\frac{v_a}{v_b}$

Таблица 4

Изменчивость температуры поверхности почвы  $v_b$ , температуры воздуха  $v_a$ и отношения  $\frac{v_a}{v_b} = c$ 

Станция	Изменчивость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Запад и северо-запад ЕТС													
Боровичи	$\pm v_a$	3,5	3,5	2,2	1,9	1,5	1,5	1,3	1,0	1,3	1,3	1,4	3,2
	$\pm v_b$	3,5	3,7	2,2	2,3	1,6	1,8	1,5	1,3	1,4	1,4	1,4	3,2
	$c$	1,0	0,9	1,0	0,8	0,9	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	1,0	1,0
Николаевское	$\pm v_a$	2,8	3,3	2,2	1,6	1,5	1,5	1,2	1,2	1,3	1,4	1,4	2,7
	$\pm v_b$	2,8	3,2	2,7	2,1	1,6	1,8	1,6	1,7	1,3	1,3	1,4	2,9
	$c$	1,0	1,0	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,7	1,0	1,1	1,0	0,9
Рошино	$\pm v_a$	2,4	3,0	2,1	1,5	1,4	1,5	1,0	1,0	1,3	1,2	1,2	2,6
	$\pm v_b$	2,0	3,2	1,9	1,8	1,9	1,6	1,2	1,4	1,4	1,2	1,2	2,7
	$c$	1,2	0,9	1,1	0,8	0,7	0,9	0,8	0,7	0,9	1,0	1,0	1,0
Рига	$\pm v_a$	2,4	2,8	1,9	1,7	1,3	1,0	0,9	1,0	1,2	1,0	1,1	1,7
	$\pm v_b$	2,1	3,3	2,6	1,5	1,3	1,8	1,2	1,4	1,3	1,2	1,1	1,7
	$c$	1,1	0,8	0,7	1,1	1,0	0,6	0,8	0,7	0,9	0,8	1,0	1,0
Вильнюс	$\pm v_a$	2,5	3,4	1,9	1,8	1,5	1,2	0,9	1,0	1,3	1,1	1,1	1,9
	$\pm v_b$	2,3	3,3	2,5	2,3	1,2	1,4	0,9	1,5	1,5	0,9	1,2	2,0
	$c$	1,1	1,0	0,8	0,8	1,2	0,9	1,0	0,7	0,9	1,2	0,9	1,0
Яунгулбене	$\pm v_a$	2,8	3,2	1,9	1,8	1,2	1,0	0,8	0,9	1,2	1,2	1,3	1,9
	$\pm v_b$	2,3	3,1	1,9	2,1	1,3	1,2	1,0	1,4	1,1	1,1	1,0	1,9
	$c$	1,2	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,6	1,1	1,1	1,3	1,0
Приекули	$\pm v_a$	2,5	2,9	1,8	1,8	1,4	1,1	0,9	1,0	1,3	1,1	1,0	1,8
	$\pm v_b$	2,5	3,2	2,0	2,1	1,4	1,2	1,4	1,6	1,2	1,1	1,1	1,7
	$c$	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7	0,6	1,1	1,0	0,9	1,1
Центр и юг ЕТС													
Елатяма	$\pm v_a$	3,0	4,9	1,4	1,6	1,3	1,4	1,4	1,0	1,8	1,4	1,8	2,9
	$\pm v_b$	3,0	5,2	1,2	2,3	1,5	1,7	1,7	1,0	1,8	1,2	1,6	2,9
	$c$	1,0	0,9	1,2	0,7	0,9	0,8	0,8	1,0	1,0	1,2	1,1	1,0
Волово	$\pm v_a$	2,6	4,8	1,5	1,7	1,3	1,7	1,5	0,9	1,8	1,4	1,6	1,4
	$\pm v_b$	2,4	4,9	1,4	1,9	1,6	1,8	1,2	1,6	2,0	1,4	1,9	2,4
	$c$	1,1	1,0	1,1	0,9	0,8	0,9	1,2	0,6	0,9	1,0	0,8	0,6
Полоцк	$\pm v_a$	2,4	3,5	1,9	1,9	1,1	1,3	0,8	1,0	1,2	1,0	1,0	1,8
	$\pm v_b$	2,4	3,5	2,0	2,0	1,2	1,6	1,3	1,6	1,3	0,9	1,0	2,1
	$c$	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,6	0,6	0,9	1,1	1,0	0,9
Астрахань	$\pm v_a$	2,3	4,0	1,6	1,7	1,2	0,6	0,9	0,6	1,5	2,1	1,7	2,0
	$\pm v_b$	2,3	4,6	1,3	2,0	1,5	1,0	1,0	0,6	1,6	1,1	2,0	1,9
	$c$	1,0	0,9	1,2	0,8	0,8	0,6	0,9	1,0	0,9	1,9	0,8	1,0
Чулпаново	$\pm v_a$	3,3	5,4	0,8	1,1	1,4	0,7	1,5	0,8	2,2	1,5	1,8	3,9
	$\pm v_b$	3,4	5,8	0,8	1,3	1,5	0,9	2,0	0,8	2,5	1,2	1,9	3,8
	$c$	1,0	0,9	1,0	0,8	0,9	0,8	0,8	1,0	0,9	1,2	0,9	1,0
Кавказ													
Сакара	$\pm v_a$	1,9	1,9	1,7	1,5	1,0	1,1	0,9	1,1	1,2	1,8	1,5	1,8
	$\pm v_b$	1,9	1,9	1,7	2,0	2,0	1,9	1,8	2,1	2,1	1,7	1,5	1,6
	$c$	1,0	1,0	1,0	0,8	0,5	0,6	0,5	0,5	0,6	1,0	1,0	1,1
Тбилиси, обл.	$\pm v_a$	2,0	1,9	1,4	1,5	0,9	1,0	0,8	1,0	1,3	1,6	1,2	1,1
	$\pm v_b$	1,7	1,6	1,1	1,8	1,5	1,6	1,1	1,6	1,8	2,0	1,5	0,9
	$c$	1,2	1,2	1,3	0,8	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,8	0,8	1,2
Шамхор	$\pm v_a$	1,7	2,3	1,5	1,4	1,0	1,0	0,8	0,9	1,1	1,5	1,3	1,4
	$\pm v_b$	1,7	2,1	1,5	2,1	1,8	1,3	1,6	1,9	1,8	1,9	1,3	1,3
	$c$	1,0	1,1	1,0	0,7	0,6	0,8	0,5	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1

Станция	Изменчивость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Телави	$\pm v_a$	1,6	2,2	1,7	1,3	0,9	0,9	0,9	1,2	1,3	1,4	1,4	1,5
	$\pm v_b$	1,9	2,0	1,7	1,7	1,4	1,6	1,8	2,2	1,8	1,7	1,3	2,0
	$c$	0,8	1,1	1,0	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5	0,7	0,8	1,1	0,8
Ереван	$\pm v_a$	3,7	4,2	1,6	1,5	0,8	0,9	1,0	0,9	1,3	1,5	1,2	2,6
	$\pm v_b$	3,2	4,2	1,9	2,0	1,3	1,8	1,4	0,8	1,5	1,7	1,4	2,6
	$c$	1,2	1,0	0,8	0,8	0,6	0,5	0,7	1,1	0,9	0,9	0,9	1,0
Нуха	$\pm v_a$	2,1	2,7	1,7	1,7	1,0	1,0	0,8	0,9	1,2	1,9	1,2	1,3
	$\pm v_b$	1,7	2,2	1,5	1,8	1,4	1,3	1,1	0,9	1,5	1,9	1,1	1,4
	$c$	1,2	1,2	1,1	0,9	0,7	0,8	0,7	1,0	0,8	1,0	1,1	0,9
Анасеули	$\pm v_a$	1,9	1,9	1,7	1,4	1,0	0,9	0,6	0,7	0,9	1,7	1,5	1,9
	$\pm v_b$	2,0	2,0	2,1	1,6	1,6	1,6	1,3	1,0	1,5	1,4	1,6	1,3
	$c$	1,0	1,0	0,8	0,9	0,6	0,6	0,5	0,7	0,6	1,2	0,9	1,5
Казахстан													
Чимкент	$\pm v_a$	2,3	3,5	1,9	1,3	1,3	1,0	1,0	0,7	0,9	1,1	2,3	2,3
	$\pm v_b$	2,0	3,7	2,4	1,4	1,5	1,3	0,9	0,6	0,8	1,1	2,0	2,7
	$c$	1,2	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	1,1	1,2	1,1	1,0	1,2	0,9
Актюбинск	$\pm v_a$	2,7	4,4	2,0	2,0	2,2	1,5	1,0	0,8	2,3	1,5	1,9	2,5
	$\pm v_b$	2,5	4,2	2,0	1,9	2,7	1,8	1,1	0,9	2,3	1,3	1,5	2,6
	$c$	1,1	1,0	1,0	1,0	0,8	0,8	0,9	0,9	1,0	1,2	1,3	1,0
Целиноград	$\pm v_a$	2,2	3,6	1,8	2,4	2,1	1,3	1,7	1,0	1,5	1,2	3,6	2,6
	$\pm v_b$	2,0	2,8	2,0	1,9	2,4	1,7	2,1	1,4	1,6	1,1	3,4	2,8
	$c$	1,1	1,3	0,9	1,3	0,9	0,8	0,8	0,7	0,9	1,1	1,1	0,9
Джамбул	$\pm v_a$	2,5	3,7	2,4	1,3	1,3	0,9	0,8	0,7	0,8	1,0	2,3	3,0
	$\pm v_b$	3,0	2,8	2,1	1,2	1,4	1,6	1,4	0,7	0,8	0,8	2,5	3,1
	$c$	0,8	1,3	1,1	1,1	0,9	0,6	0,6	1,0	1,0	1,2	0,9	1,0
Западная Сибирь													
Васюганское	$\pm v_a$	2,7	3,4	2,4	2,1	1,6	1,0	1,0	0,8	1,9	1,6	3,8	3,7
	$\pm v_b$	2,9	3,1	2,6	2,2	1,6	1,2	1,1	0,8	1,8	1,4	3,6	3,5
	$c$	0,9	1,1	0,9	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
Колпашево	$\pm v_a$	3,3	3,0	2,0	2,1	1,5	1,2	1,6	1,0	1,7	1,4	3,3	3,8
	$\pm v_b$	2,5	3,4	2,9	1,8	1,4	1,5	1,4	1,0	1,7	1,2	4,0	4,0
	$c$	1,3	0,9	0,7	1,2	1,1	0,8	1,1	1,0	1,0	1,2	0,8	1,0
Минусинск	$\pm v_a$	3,3	4,3	3,2	1,7	1,3	1,2	0,8	0,9	1,0	0,9	3,2	4,5
	$\pm v_b$	3,6	4,8	3,3	2,0	1,3	2,0	1,3	1,6	1,3	1,0	3,0	4,8
	$c$	0,9	0,9	1,0	0,8	1,0	0,6	0,6	0,6	0,8	0,9	1,1	0,9
Юг Восточной Сибири													
Сретенск	$\pm v_a$	2,2	2,8	2,5	1,2	1,1	1,1	1,1	0,9	0,7	0,7	2,7	4,2
	$\pm v_b$	2,1	2,6	3,0	1,5	1,3	1,5	1,3	1,1	0,9	1,0	2,7	3,7
	$c$	1,0	1,1	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	1,2	0,8	0,7	1,0	1,1
Улан-Удэ	$\pm v_a$	2,3	1,7	1,5	0,9	0,8	0,5	1,0	0,9	0,7	0,4	1,2	0,2
	$\pm v_b$	2,0	1,6	1,4	1,0	1,0	0,8	1,4	1,6	0,9	0,4	1,1	1,5
	$c$	1,2	1,1	1,1	0,9	0,8	0,6	0,7	0,6	0,8	1,0	1,1	0,1
Сковородино	$\pm v_a$	1,5	1,1	2,3	1,4	1,3	0,8	0,9	0,8	1,1	0,5	2,0	1,5
	$\pm v_b$	1,9	1,1	2,0	2,1	1,6	1,1	1,0	1,0	1,1	0,8	2,0	1,2
	$c$	0,8	1,0	1,2	0,7	0,8	0,7	0,9	0,8	1,0	0,6	1,0	1,2
Чита	$\pm v_a$	2,2	2,2	2,3	0,9	0,5	0,4	1,1	1,5	1,0	0,6	1,9	2,3
	$\pm v_b$	1,8	2,9	1,8	1,5	0,5	0,7	1,3	2,2	1,1	0,5	1,9	2,7
	$c$	1,2	0,8	1,3	0,6	1,0	0,6	0,8	0,7	0,9	1,2	1,0	0,9
Благовещенск	$\pm v_a$	1,6	2,1	2,3	1,4	1,1	0,8	0,9	0,9	0,6	0,6	1,9	2,6
	$\pm v_b$	1,7	2,4	2,6	1,8	1,2	1,6	1,5	1,8	0,8	0,9	2,1	2,8
	$c$	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,5	0,6	0,5	0,8	0,7	0,9	0,9

наблюдается на некоторых станциях Казахстана, Восточной Сибири и Кавказа (Улан-Удэ, Минусинск, Тбилиси, Телави, Ереван, Сакара и др.), где величины  $\frac{v_a}{v_b}$  летом уменьшаются до 0,5—0,6. По-видимому, это прежде всего связано с местоположением станций.

Вопрос об исследовании отношения  $\frac{v_a}{v_b}$  представляет большой научный интерес. Как известно из работы [2], при методе разностей  $k=1$ , а это предполагает, что и отношение  $\frac{v_a}{v_b} \approx 1$ . Отклонение от этой величины допустимо до  $\pm 20\%$ . Если же величины отношения  $\frac{v_a}{v_b}$  больше этого допуска, т. е.  $\frac{v_a}{v_b} > 1,2$  или  $\frac{v_a}{v_b} < 0,8$ , следует использовать графический метод. В этом случае по каждой станции для тех месяцев года, когда условие не выполняется, т. е.  $\frac{v_a}{v_b}$  меньше 0,8 и больше 1,2, строится общий корреляционный график между температурой поверхности почвы и температурой воздуха, на котором каждый месяц выделяется особыми значками или различными цветными точками. Затем для каждого месяца проводится своя линия корреляции. Желательно, кроме данных по исследуемым месяцам, наносить еще точки для смежных месяцев. Если, например, исследуются июнь—август, наносятся еще май и сентябрь и т. д. Сравнивая наклоны линий корреляции различных месяцев, устанавливают характер связи из месяца в месяц между температурой поверхности почвы и температурой воздуха.

Если же наклон линии корреляции в каком-либо месяце будет сильно отличаться от наклона в других месяцах, необходимо выявить причины этого явления. При этом при анализе следует прежде всего проверить правильность нанесения точек на график. Если ошибок не обнаружено, переходят к тщательному анализу всего комплекса метеорологических явлений, наблюдавшихся за данный месяц (облачности, осадков, атмосферных явлений и т. д.), и только после этого, используя известное из работы [2] соотношение  $\bar{k}_n = \bar{k}_N$  и  $\frac{\bar{B}_n}{\bar{A}_n} = \frac{\bar{B}_N}{\bar{A}_N}$ , возможно снять данные с графика, т. е., имея среднюю многолетнюю температуру воздуха за  $N$  лет, отыскивают на графике за каждый месяц соответствующую ей величину температуры поверхности почвы. Эта величина и будет средней многолетней температурой поверхности почвы за  $N$  лет.

Для примера на рис. 1 приведен график по ст. Минусинск.

Как известно из теории приведения, при использовании метода разностей для оценки целесообразности приведения знать только изменчивость самих величин недостаточно, следует подсчитать также изменчивость разностей между температурой поверхности почвы и температурой воздуха и сравнить эти величины изменчивости разностей с изменчивостью приводимой величины, а именно с температурой поверхности почвы. Выполнение соотношения

$$v_d < v_b \quad (2)$$

является критерием целесообразности приведения.

В табл. 5 даны средние величины изменчивости разностей между температурой поверхности почвы и температурой воздуха ( $v_d$ ), изменчивость величин температуры поверхности почвы ( $v_b$ ) и отношение этих величин  $\frac{v_d}{v_b} = c_1$ .

Из данных табл. 5 видно, что основной критерий целесообразности приведения (2) во всех исследуемых физико-географических районах выполняется, т. е. приведение методом разностей возможно почти для всех месяцев. Как известно, подсчет отношения  $\frac{v_d}{v_b}$  дает возможность

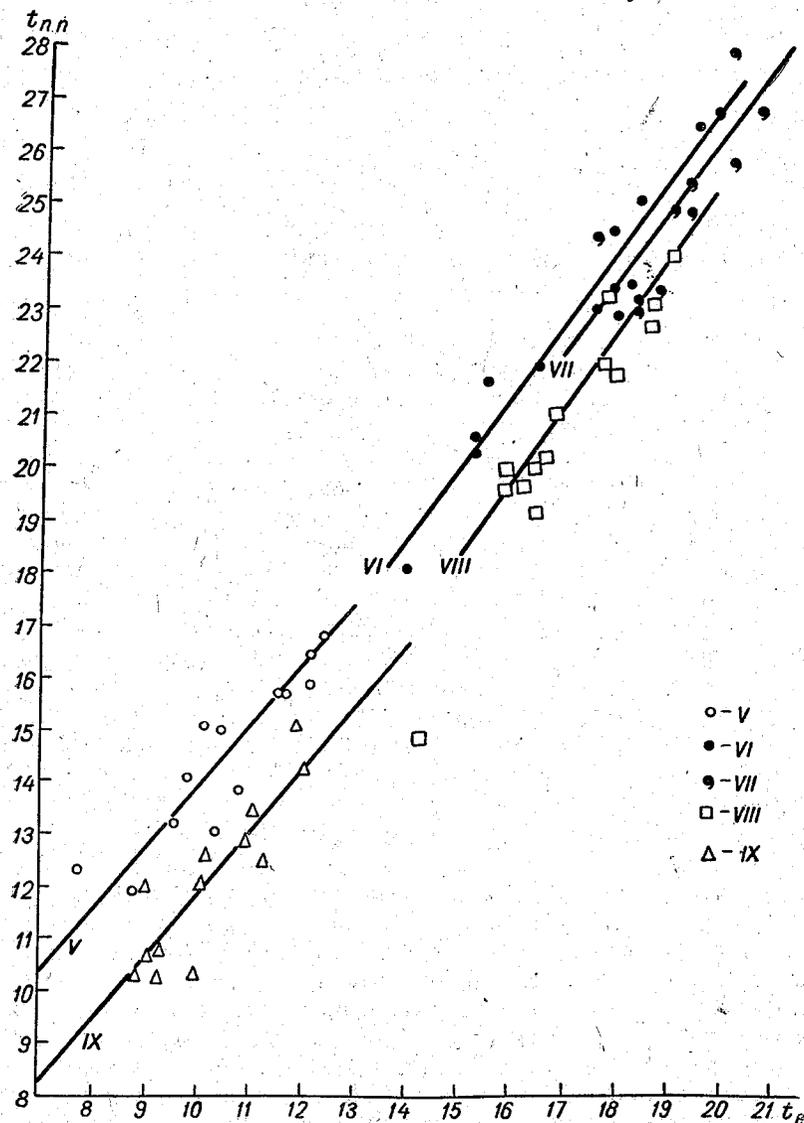


Рис. 1. График корреляционной связи между температурой поверхности почвы  $t_{п.п.}$  и температурой воздуха  $t_{в.}$ . Минусинск, май—сентябрь.

судить о точности приведения: чем меньше отношение, тем больше точность приведения, и наоборот [2]. Годовой ход отношения  $\frac{v_d}{v_b}$  сохраняется во всех физико-географических районах, а именно наблюдается их рост от зимних месяцев к летним; в районах же Западной Сибири и Восточной Сибири наблюдается второй, менее резко выраженный максимум. Очевидно, небольшие значения отношения  $\frac{v_d}{v_b}$  в зимние месяцы

Таблица 5.

Изменчивость температуры поверхности почвы ( $v_b$ ), изменчивость разностей между температурой поверхности почвы и температурой воздуха ( $v_d$ ) и

$$\text{отношение } \frac{v_d}{v_b} = c_1$$

Станция	Изменчивость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Запад и северо-запад ЕТС													
Боровичи	$\pm v_b$	3,5	3,7	2,2	2,3	1,6	1,8	1,5	1,3	1,4	1,1	1,4	3,2
	$\pm v_d$	0,4	0,3	0,4	0,6	0,6	0,3	0,6	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5
	$c_1$	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,2	0,4	0,4	0,2	0,3	0,4	0,2
Николаевское	$\pm v_b$	2,8	3,2	2,7	2,1	1,6	1,8	1,6	1,7	1,3	1,3	1,4	2,9
	$\pm v_d$	0,7	1,1	1,0	1,0	0,6	0,8	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6
	$c_1$	0,2	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2
Рошино	$\pm v_b$	2,0	3,2	1,9	1,8	1,9	1,6	1,2	1,4	1,4	1,2	1,2	2,7
	$\pm v_d$	0,3	0,4	0,4	0,8	0,5	0,6	0,7	0,7	0,3	0,2	0,3	0,3
	$c_1$	0,2	0,1	0,2	0,4	0,3	0,4	0,6	0,5	0,2	0,2	0,2	0,1
Рига	$\pm v_b$	2,1	3,3	2,6	1,5	1,3	1,8	1,2	1,4	1,3	1,2	1,1	1,7
	$\pm v_d$	0,5	1,0	1,1	0,4	0,5	0,8	0,8	1,0	0,8	0,3	0,2	0,3
	$c_1$	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,2	0,2	0,2
Вильнюс	$\pm v_b$	2,3	3,3	2,5	2,3	1,2	1,4	0,9	1,5	1,5	0,9	1,2	2,0
	$\pm v_d$	0,3	0,2	0,6	1,0	0,6	0,5	0,6	1,1	0,3	0,2	0,2	0,5
	$c_1$	0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,4	0,7	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2
Яунгулбене	$\pm v_b$	2,3	3,1	1,9	2,1	1,3	1,2	1,0	1,4	1,1	1,1	1,0	1,9
	$\pm v_d$	0,3	0,3	0,6	0,7	0,6	0,9	0,6	0,6	0,4	0,3	0,6	0,3
	$c_1$	0,1	0,1	0,3	0,3	0,5	0,8	0,6	0,4	0,4	0,3	0,6	0,2
Приекули	$\pm v_b$	2,5	3,2	2,0	2,1	1,4	1,2	1,4	1,6	1,2	1,1	1,1	1,7
	$\pm v_d$	0,6	0,4	0,6	0,7	0,4	0,6	0,5	0,7	0,3	0,2	0,2	0,2
	$c_1$	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1
Центр и юг ЕТС													
Елатяма	$\pm v_b$	3,0	5,2	1,2	2,3	1,5	1,7	1,7	1,0	1,8	1,2	1,6	2,9
	$\pm v_d$	0,3	0,4	0,4	1,1	0,4	0,4	0,6	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4
	$c_1$	0,1	0,1	0,2	0,5	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1
Волово	$\pm v_b$	2,4	4,9	1,4	1,9	1,6	1,8	1,2	1,6	2,0	1,4	1,9	2,4
	$\pm v_d$	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,7	1,2	0,8	0,4	0,2	0,4	0,2
	$c_1$	0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	1,0	0,5	0,2	0,1	0,2	0,1
Полоцк	$\pm v_b$	2,4	3,5	2,0	2,0	1,2	1,6	1,3	1,6	1,3	0,9	1,0	2,1
	$\pm v_d$	0,1	0,1	0,5	0,6	0,4	0,5	0,6	0,8	0,2	0,2	0,1	0,7
	$c_1$	0,0	0,0	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,2	0,2	0,1	0,3
Астрахань	$\pm v_b$	2,3	4,6	1,3	2,0	1,5	1,0	1,0	0,6	1,6	1,1	2,0	1,9
	$\pm v_d$	0,2	0,6	0,2	0,4	0,4	0,5	0,5	0,2	0,6	0,3	0,6	0,3
	$c_1$	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
Чулпаново	$\pm v_b$	3,4	5,8	0,8	1,3	1,5	0,9	2,0	0,8	2,5	1,2	1,9	3,8
	$\pm v_d$	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,7	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3
	$c_1$	0,1	0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,6	0,2	0,2	0,2	0,1
Кавказ													
Сакара	$\pm v_b$	1,9	1,9	1,7	2,0	2,0	1,9	2,4	2,1	2,1	1,7	1,5	1,6
	$\pm v_d$	0,6	0,5	0,8	1,1	1,2	1,9	1,8	1,5	1,2	0,8	0,6	0,5
	$c_1$	0,3	0,3	0,5	0,5	0,6	1,0	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
Анасеули	$\pm v_b$	2,0	2,0	2,1	1,6	1,6	1,6	1,3	1,0	1,5	1,4	1,6	1,3
	$\pm v_d$	0,5	0,8	0,8	0,6	0,8	0,8	0,7	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7
	$c_1$	0,2	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5

Станция	Изменчивость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Шамхор	$\pm v_b$	1,7	2,1	1,5	2,1	1,8	1,3	1,6	1,9	1,8	1,9	1,3	1,3
	$\pm v_d$	0,6	0,6	0,6	0,8	1,1	1,0	1,3	1,5	1,0	0,6	0,5	0,5
	$c_1$	0,4	0,3	0,4	0,4	0,6	0,8	0,8	0,8	0,6	0,3	0,4	0,4
Телави	$\pm v_b$	1,9	2,0	1,7	1,7	1,4	1,6	1,8	2,2	1,8	1,7	1,3	2,0
	$\pm v_d$	0,8	0,6	0,6	0,5	0,8	1,2	1,6	1,3	0,9	0,8	0,7	1,1
	$c_1$	0,4	0,3	0,4	0,3	0,6	0,8	0,9	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5
Ереван	$\pm v_b$	3,2	4,2	1,9	2,0	1,3	1,8	1,4	0,8	1,5	1,7	1,4	2,6
	$\pm v_d$	0,4	0,5	0,4	1,1	0,6	1,0	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,6
	$c_1$	0,1	0,1	0,2	0,5	0,5	0,6	0,4	0,6	0,4	0,3	0,3	0,2
Нуха	$\pm v_b$	1,7	2,2	1,5	1,8	1,4	1,3	1,0	0,9	1,5	1,9	1,1	1,4
	$\pm v_d$	0,5	0,7	0,4	0,5	1,0	1,0	0,8	0,9	0,7	0,5	0,5	0,6
	$c_1$	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	0,8	0,8	1,0	0,5	0,3	0,2	0,4
Тбилиси, обс.	$\pm v_b$	1,7	2,1	1,5	2,1	1,8	1,3	1,6	1,9	1,8	1,9	1,3	1,3
	$\pm v_d$	0,6	0,6	0,6	0,8	1,1	1,0	1,3	1,5	1,0	0,6	0,4	0,5
	$c_1$	1,2	0,2	0,4	0,3	0,5	0,8	0,7	0,6	0,3	0,2	0,2	0,3

### Казахстан

Чимкент	$\pm v_b$	2,0	3,7	2,4	1,4	1,5	1,3	0,9	0,6	0,8	1,1	2,0	2,7
	$\pm v_d$	0,6	0,8	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6
	$c_1$	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,7	0,8	0,5	0,5	0,2	0,2
Актюбинск	$\pm v_b$	2,5	4,2	2,0	1,9	2,7	1,8	1,1	0,9	2,3	1,3	1,5	2,6
	$\pm v_d$	0,3	0,5	0,3	0,2	0,7	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3	0,6	0,2
	$c_1$	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,4	0,4	0,1	0,2	0,4	0,1
Целиноград	$\pm v_b$	2,0	2,8	2,0	1,9	2,4	1,7	2,1	1,4	1,6	1,1	3,4	2,8
	$\pm v_d$	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,2	0,4	0,2
	$c_1$	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1
Джамбул	$\pm v_b$	3,0	2,8	2,1	1,2	1,4	1,6	1,4	0,7	0,8	0,8	2,5	3,1
	$\pm v_d$	0,2	0,5	0,3	0,5	0,7	0,7	0,9	0,7	0,4	0,4	0,4	0,9
	$c_1$	0,1	0,2	0,1	0,4	0,5	0,4	0,6	1,0	0,5	0,5	0,2	0,3

### Западная Сибирь

Васюганское	$\pm v_b$	2,9	3,1	2,6	2,2	1,6	1,2	1,1	0,8	1,8	1,4	4,2	3,5
	$\pm v_d$	0,4	0,6	0,5	0,7	0,5	0,2	0,4	0,4	0,3	0,3	0,7	0,4
	$c_1$	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,4	0,5	0,2	0,2	0,2	0,1
Колпашево	$\pm v_b$	2,5	3,4	2,9	1,8	1,4	1,5	1,4	1,0	1,7	1,2	4,0	4,0
	$\pm v_d$	0,3	1,0	0,5	0,5	0,4	0,7	0,8	0,5	0,5	0,3	1,4	0,4
	$c_1$	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,5	0,6	0,5	0,3	0,2	0,4	0,1
Минусинск	$\pm v_b$	3,6	4,8	3,3	2,0	1,3	2,0	1,3	1,6	1,3	1,0	3,0	4,8
	$\pm v_d$	0,4	0,4	0,6	0,8	0,9	1,3	1,2	1,1	0,8	0,6	0,4	0,3
	$c_1$	0,1	0,1	0,2	0,4	0,7	0,6	0,9	0,7	0,6	0,6	0,1	0,1

### Юг Восточной Сибири

Сретенск	$\pm v_b$	2,1	2,6	3,0	1,5	1,3	1,5	1,3	1,1	0,9	1,0	2,7	3,7
	$\pm v_d$	0,8	0,6	0,9	0,6	1,4	1,8	0,6	0,7	0,7	0,7	0,5	1,3
	$c_1$	0,4	0,2	0,3	0,4	0,9	1,2	0,5	0,6	0,8	0,7	0,2	0,4
Улан-Удэ	$\pm v_b$	2,0	1,6	1,4	1,0	1,0	0,8	1,4	1,6	0,9	0,4	1,1	1,5
	$\pm v_d$	0,4	0,6	0,4	0,4	0,5	1,0	0,6	0,7	0,2	0,3	0,3	0,5
	$c_1$	0,2	0,4	0,3	0,4	0,5	1,2	0,4	0,4	0,2	0,8	0,3	0,3

Станция	Изменчивость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Сковородино	$\pm v_b$	1,9	1,1	2,0	2,1	1,6	1,1	1,0	1,0	1,1	0,8	2,0	1,2
	$\pm v_d$	0,6	0,5	0,5	0,5	0,7	0,8	0,9	0,4	0,5	0,5	0,6	0,4
	$c_1$	0,3	0,5	0,2	0,2	0,4	0,7	0,9	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3
Чита	$\pm v_b$	1,8	2,9	1,8	1,5	0,9	0,7	1,3	2,2	1,1	0,5	1,9	2,7
	$\pm v_d$	1,0	0,9	1,4	0,7	0,5	0,5	0,4	0,6	0,2	0,3	0,7	0,7
	$c_1$	0,6	0,3	0,8	0,5	1,6	0,7	0,3	0,3	0,2	0,6	0,4	0,3
Благовещенск	$\pm v_b$	1,7	2,4	2,6	1,8	1,2	1,6	1,5	1,8	0,8	0,9	2,1	2,8
	$\pm v_d$	1,1	0,5	0,8	0,5	0,8	1,1	0,8	0,8	0,4	0,9	0,4	0,7
	$c_1$	0,6	0,2	0,3	0,3	0,7	0,7	0,5	0,4	0,5	1,0	0,2	0,2

объясняются наличием однородной подстилающей снежной поверхности по всей исследуемой территории, а рост этих значений к летним месяцам наблюдается вместе с появлением различия в видах почв и изменением характера подстилающей поверхности.

Для более глубокого изучения этого вопроса — выяснения причины летнего максимума отношения  $\frac{v_d}{v_b}$  — необходимо провести специальное

исследование, так как оно представляет не только практический, но и теоретический интерес.

Точность приведения, как известно из работ [2] и [6], зависит не только от отношений  $\frac{v_a}{v_b}$  и  $\frac{v_d}{v_b}$ , но и от величины коэффициента корреляции между температурой поверхности почвы и температурой воздуха.

Построение графиков дает возможность судить не только о надежности связи, но имеет значение и для использования в случае приближенной оценки коэффициента корреляции по методу, предложенному О. А. Дроздовым,

$$r = \sqrt{1 - a^2}, \quad (3)$$

где  $a$  — отношение максимального разброса точек около линии корреляции к максимальному разбросу точек по полю графика. Это наглядно показано на рис. 2. Технику расчета производят следующим образом. В первую очередь на графике определяют наибольший разброс от линии корреляции, это будет сумма расстояний  $m+n=l$ , затем определяют разброс точек по полю графика, в нашем примере это будет расстояние  $L$ . Вычисленное отношение  $\frac{l}{L}$  и будет искомой величиной  $a$ .

Подставляя значение  $a$  в формулу (3), находим величину  $r$ . Формула (3) может быть использована в практике работ по климатологии для

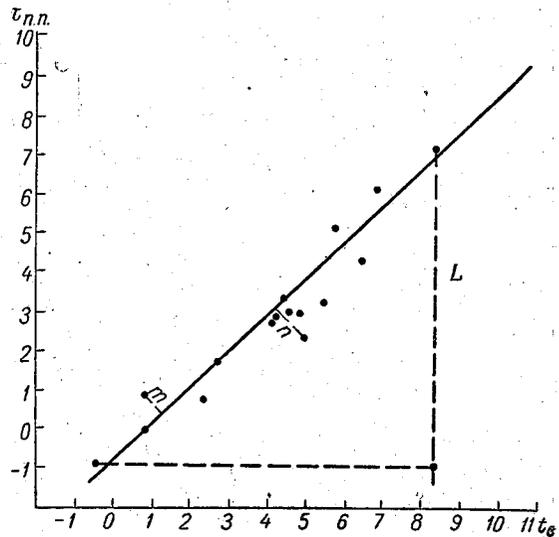


Рис. 2. График корреляционной связи между температурой поверхности почвы  $t_{п.д}$  и температурой воздуха  $t_{в}$  по ст. Сакура за февраль.

приблизительной оценки меры связи каких-либо исследуемых метеорологических элементов.

Для более точной оценки связи между исследуемыми величинами температуры поверхности почвы и температурой воздуха для станций, расположенных в различных физико-географических районах, вычислялись коэффициенты корреляции по принятой в климатологии формуле

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sigma_{xy}}, \quad (4)$$

где  $x$  — температура воздуха,  $y$  — температура почвы,  $n$  — общий период наблюдений.

Результаты подсчета приведены в табл. 6. Из данных приведенной таблицы следует, что основное условие критерия целесообразности при методе разностей  $r > \frac{1}{2}$  выполняется по всем районам и в течение всего года. Известно, что приведение наиболее выгодно при  $r \geq 0,7$ , и обзор таблицы полностью подтверждает наличие такого условия.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции между температурой поверхности почвы и температурой воздуха

Станция	Число лет		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вильнюс	12	$r$	0,99	0,99	0,95	0,93	0,93	0,94	0,92	0,95	0,94	0,99	0,99	0,95
		$r_1$	0,99	1,00	0,97	0,90	0,88	0,94	0,85	0,83	0,98	0,98	0,98	0,97
Сакара	19	$r$	0,98	0,95	0,84	0,83	0,80	0,55	0,76	0,67	0,87	0,91	0,92	0,93
		$r_1$	0,95	0,96	0,89	0,85	0,82	0,50	0,72	0,75	0,84	0,89	0,92	0,95
Целиноград	7	$r$	0,98	0,93	0,96	0,96	0,97	1,00	0,97	0,98	0,97	0,98	0,97	0,99
		$r_1$	0,98	0,99	0,97	0,98	0,98	0,96	0,97	0,96	0,98	0,98	1,00	1,00

Для сравнения в табл. 6 приведены величины  $r_1$ , вычисленные по формуле, предложенной О. А. Дроздовым для приближенной оценки коэффициента корреляции в случае, если  $v_a$  и  $v_b$  различаются между собой не более чем на 10%:

$$r_1 = 1 - \frac{1}{2} \frac{v_d^2}{v_b^2}. \quad (5)$$

Вычисление по этой формуле довольно простое и менее трудоемкое, чем по обычной формуле (4) для определения величины коэффициента корреляции. Малые расхождения между величинами  $r$  и  $r_1$  в первой и второй строках дают возможность считать правильной рекомендацию упомянутого выше метода определения  $r_1$  по более упрощенной формуле (5) по сравнению с формулой (4).

### Выводы

1. При климатологической обработке данных наблюдений по температуре поверхности почвы целесообразно производить приведение температуры поверхности почвы по температуре воздуха.

2. Приведение температуры поверхности почвы по температуре воздуха методом разностей является наиболее выгодным и приемлемым для всех физико-географических районов вариантом приведения, но при этом необходимо проводить тщательный анализ изменчивости температуры поверхности почвы и воздуха за каждый месяц года отдельно. И там, где отношения  $\frac{v_a}{v_b}$  меньше 0,8 и больше 1,2, следует приведение производить графическим методом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Е. И., Трифонова Т. С. К вопросу критического просмотра наблюдений над температурой поверхности почвы. Тр. ГГО, вып. 43, 1954.
2. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I—II. Гидрометеиздат, Л., 1952.
3. Архипова Е. П. Метод косвенного определения температуры поверхности оголенной почвы. Тр. ГГО, вып. 30 (92), 1954.
4. Архипова Е. П. Карты географического распределения температуры почвы под черным паром на территории СССР. Тр. ГГО, вып. 85, 1958.
5. Будыко М. И. Температура деятельной поверхности и ее биоклиматическое значение. Сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха». Гидрометеиздат, Л., 1958.
6. Методы климатологической обработки. Гидрометеиздат, Л., 1957.
7. Рубинштейн Е. С. Некоторые данные о термическом режиме почвы в СССР. Почвоведение, № 10, 1960.

## УТОЧНЕНИЕ ПРИВЕДЕНИЯ СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА СТАНЦИИ К ОПОРНОЙ НА ОСНОВЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕЕ МНОГОЛЕТНЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

В статье предлагается способ приведения данных по температуре воздуха короткорядной станции к опорной с учетом различий циркуляционных условий в отдельные периоды лет наблюдений.

Приведение средней температуры короткорядной станции, имеющей  $n$  наблюдений, к опорной с полным рядом наблюдений  $N$  лет методом разностей делается по формуле

$$\bar{T}_A = \bar{T}_B + \Delta\bar{T}, \quad (1)$$

где  $\bar{T}_A$  — искомая температура короткорядной станции,  $\bar{T}_B$  — средняя температура опорной станции,  $\Delta\bar{T}$  — средняя величина разности температур станций приводимой и опорной за  $n$  общих лет наблюдений, т. е.

$$\Delta\bar{T} = \frac{1}{n} \sum_1^n [(t_A)_i - (t_B)_i].$$

Применение формулы (1) предполагает, что:

- 1) наблюдения на обеих станциях однородны,
- 2) изменения средних месячных температур на обеих станциях от одного года к другому согласованы,
- 3) колебания температур от года к году носят случайный характер и не подчинены никакой закономерности.

Первые два условия всегда выполняются, если обе станции расположены достаточно близко одна к другой и неоднородность, обусловленная факторами, не связанными с атмосферной циркуляцией, устранима. Третье же условие не всегда выполняется, так как, помимо флуктуаций, средняя месячная температура может испытывать и многолетние колебания большого периода, порядка нескольких лет и даже десятилетий.

Многолетние колебания средней месячной температуры проявляются в заметном увеличении в данном периоде числа лет с положительной или отрицательной аномалией температуры по сравнению с предыдущим периодом. Они связаны с изменением повторяемости того или иного типа атмосферных процессов, характерных для данного сезона.

Такое явление наблюдалось в последние годы, с 1929 по 1960. В эти годы намечилось значительное увеличение повторяемости восточного

типа атмосферной циркуляции (по Г. Я. Вангенгейму), которое наиболее резко проявилось в ноябре и декабре, отчасти в июне и августе и в меньшей степени в других месяцах. За счет преобладания восточного типа атмосферной циркуляции в периоде с 1929 по 1960 г. в Мурманской области резко увеличилась повторяемость аномально теплых месяцев по сравнению с предыдущим периодом (с 1881 по 1928 г.). А это в свою очередь обусловило повышение средней многолетней температуры от первого периода (1881—1928 гг.) ко второму (1929—1960 гг.).

В зимние месяцы, в том числе в ноябре и декабре, на Мурманском побережье формируются значительные контрасты температуры, которые увеличиваются в аномально холодные и уменьшаются в аномально теплые месяцы. Поэтому в периодах со значительным преобладанием аномально теплых месяцев средняя абсолютная величина  $\overline{\Delta T}$  понижается, и, наоборот, в периодах с таким же преобладанием аномально холодных месяцев эта величина заметно возрастает. В результате приведенная температура может быть искажена.

Так, например, если приводить температуру ноября или декабря по ст. Терiberка (устьевая), ряд наблюдений которой, равный  $n$  годам, закончился в 1941 г., к температуре по ст. Кола, то в результате увеличения средней разности  $\overline{\Delta T}$  приведенная температура по ст. Терiberка окажется завышенной. Температура же по ст. Терiberка (Жилой Мыс), приведенная к температуре по ст. Кола, по средней разности за 1936—1960 гг. окажется заниженной (табл. 1).

Таблица 1  
Средняя температура, приведенная к периоду 1881—1960 гг. по ст. Кола (град.)

Станция	Годы наблюдений	Месяц	
		XI	XII
Терiberка (устьевая) . . .	1899—1936	—3,3	—6,2
Терiberка (Жилой Мыс) .	1941—1942 1936—1960	—3,4	—6,5

Из данных табл. 1 видно, что средняя температура ст. Терiberка (Жилой Мыс), приведенная по температуре ст. Кола в ноябре и декабре, оказалась ниже температуры на ст. Терiberка (устьевая), приведенной также по ст. Кола. Здесь ошибка, возникшая в результате приведения за разные годы, оказалась настолько значительной, что исказила нормальное распределение температуры вдоль побережья. Для приведения средней температуры к полному периоду наблюдений в данном случае следует внести поправку на многолетний ход температуры.

Многолетние колебания температуры обуславливаются только многолетними колебаниями в повторяемости синоптических процессов, характерных для данного сезона. Следовательно, фазы этих колебаний в пределах такого мелкого района, как Мурманская область, везде совпадают и амплитуды их примерно одинаковы. Это дает основание предполагать, что поправка на многолетний ход температуры для равных промежутков времени (рядов лет) для станций с одинаковыми физико-географическими условиями — величина постоянная.

При внесении поправки на многолетний ход температуры возможны два случая.

1. Наблюдения приводимой станции заканчиваются за  $n$  лет до конца принятого многолетнего периода  $N$ . В этом случае формула для поправки запишется так:

$$\bar{t}_N = \bar{t}_{N-n} + d. \quad (2)^1$$

Здесь  $\bar{t}_N$  — искомая средняя температура,  $\bar{t}_{N-n}$  — средняя температура, полученная за имеющийся ряд наблюдений на станции,  $d$  — поправка, вычисленная для опорной станции за полный ряд наблюдений по формуле (2).

*Пример.* Средняя температура декабря на ст. Кола за период с 1881 по 1935 г.  $\bar{t}_{55} = -9,7^\circ$ , а средняя температура для ст. Кола за период с 1881 по 1960 г.  $\bar{t}_{80} = -9,3^\circ$ , следовательно, поправка  $d = 0,4^\circ$ .

Средняя температура по Териберке за период с 1881 по 1935 г.  $\bar{t}_{55} = -6,7^\circ$ . Предполагая значение  $d = 0,4^\circ$  одинаковым для обеих станций, находим, что средняя многолетняя температура для Териберки (устье-вой) за период с 1881 по 1960 г.

$$\bar{t}_{80} = 6,7 + 0,4 = -6,3.$$

2. Наблюдения приводимой станции имеют неполный ряд ( $n$  лет), т. е.  $n < N$ , и продолжались до конца полного периода ( $N$ ). В этом случае формула (2) требует небольших преобразований: заменяя

$$\bar{t}_N = \frac{1}{N} \sum t_i$$

и

$$\bar{t}_{N-n} = \frac{1}{N-n} \sum_1^{N-n} t_i = \frac{1}{N-n} \left( \sum_1^N t_i - \sum_n t_i \right),$$

получим после элементарных преобразований

$$\frac{1}{N} \sum_1^N t_i = \frac{1}{n} \sum_1^n t_i - \frac{N-n}{n} d. \quad (3)$$

После замены

$$\frac{1}{N} \sum_1^N t_i = \bar{t}_N, \quad \frac{1}{n} \sum_1^n t_i = \bar{t}_n$$

формула (3) примет вид

$$\bar{t}_N = \bar{t}_n - \frac{N-n}{n} d.^2$$

*Пример.* Средняя температура на ст. Териберка (Жилой Мыс) за декабрь 1936—1960 гг.  $\bar{t}_{25} = -5,3^\circ$ ,  $d = 0,4$ . Поправка  $d_1 = \frac{N-n}{n} d = \frac{80-25}{25} \times 0,4 = 0,88^\circ \cong 0,9$ , откуда средняя многолетняя температура декабря для Териберки (Жилой Мыс)  $\bar{t}_{80} = -5,3^\circ - 0,9^\circ = -6,2^\circ$ .

Таким образом, внесение поправки на многолетний ход температуры дает лучший результат, чем непосредственное приведение по ст. Кола методом разностей.

<sup>1</sup> Предполагается, что большая часть ряда наблюдений  $n$  лет лежит за пределами начавшегося потепления.

<sup>2</sup> Предполагается, что ряд наблюдений  $n$  мал и полностью входит в период начавшегося потепления с 1929 г.

Искажения средней температуры за счет многолетнего хода температуры для станции с короткими рядами наблюдений после 1929 г. можно избежать. Для этого необходимо приводить станции с короткими рядами к станциям с длинными рядами наблюдений, включающими оба периода до и после 1929 г. и расположенными в одинаковых физико-географических условиях с приводимыми. Например, станции Мурманского побережья с короткими рядами наблюдений целесообразно приводить не непосредственно по опорной ст. Кола, а через промежуточные станции, например через Святой Нос — восточную часть Мурманского побережья и через Полярный — западную часть побережья.

Аналогичным образом следует построить схему для приведения станций Терского побережья Белого моря к ст. Сосновец и станций, расположенных в центральных районах, к Хибинам. При такой схеме искажение приведенной температуры за счет многолетнего хода можно свести до минимума, и необходимость внесения поправок отпадет.

Несмотря на одинаковые циркуляционные условия формирования климата всей Мурманской области в целом, в отдельных ее районах радиационные и физико-географические условия различны. Поэтому абсолютные величины поправок на каждый конкретный месяц для станций, расположенных в разных физико-географических условиях, естественно, будут несколько различаться. Такие поправки могут быть рассчитаны точно для станций с полным рядом наблюдений при условии однородности последних в пределах всего ряда с 1881 по 1960 г. Для остальных станций с неполными рядами наблюдений, но захватывающими в равной мере периоды до и после 1928 г., при условии опять-таки однородности всего ряда поправки могут быть заранее рассчитаны с известным приближением.

Вопрос о том, как целесообразнее приводить среднюю температуру к одному периоду, требует специального исследования.

А. П. СЛЯДНЕВ

## ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В статье излагается опыт подробного климатического районирования Западной Сибири с целью использования его при хозяйственном освоении этой обширной территории.

Ведущим принципом районирования является принцип комплексной оценки физико-географических условий как основы формирования тех или иных черт климата. При выделении крупных климатических поясов автор использует характеристики, которые были положены в основу классификации климатов СССР А. А. Григорьевым и М. И. Будыко. Дальнейшее деление обосновывается рядом признаков: литологических, морфологических, гидрологических, почвенно-растительных, метеорологических и пр.

В период создания материально-технической базы коммунизма открываются грандиозные перспективы всестороннего использования природных богатств Западной Сибири: полезных ископаемых, климатических и почвенных ресурсов и т. д. В этой связи возникает практическая потребность в теоретических обобщениях всего географического научного материала, который может быть полезен при районировании.

Одним из высших этапов обобщения является природно-климатическое районирование, отражающее итоги многих отраслевых исследований.

К настоящему времени благодаря работам русских и советских ученых создана физическая география Западной Сибири и выявлены закономерности размещения различных компонентов ее природы: тектоники, рельефа, климата, почв, растительности и т. д. На этой основе возникли известные схемы комплексного природного и климатического районирования В. В. Докучаева, Л. С. Берга, Б. П. Алисова, А. И. Кайгородова, В. В. Вознесенского, А. А. Григорьева, М. И. Будыко и др.

Из многих предложений по районированию Западной Сибири в общеклиматическом отношении наиболее жизненной оказалась классическая схема Л. С. Берга, по которой данная территория представлялась в виде системы зональных климатических поясов: климата тундры, климата тайги, климата степи (и лесостепи). Очевидно, тесные связи системы климатической классификации с системой природного ландшафтного районирования обеспечили схеме Л. С. Берга широкое признание. В дальнейшем продолжалось совершенствование принципов районирования в соответствии с идеями В. В. Докучаева о тесной связи климата и географической зональности. Особое место занимают работы Б. П. Алисова [3—5], утвердившие принципы генетической классификации зональных климатов, основанной на географических типах воздушных масс.

К территории Западной Сибири применены различные методы природно-климатического районирования для целей сельскохозяйственного производства. И. П. Выдриным в 1922 г. предложена одна из первых схем почвенно-климатического районирования Алтайской губернии. В. Д. Дудецким в 1926 г. черноземная зона Сибири разделена на климатические районы по ландшафтным признакам. Схемы почвенно-климатического районирования использовались в работах по Омской области В. К. Ивановым [13], по Алтайскому краю А. М. Шульгиным [25]; схемы гидрологического районирования Кулунды предложены Д. И. Абрамовичем [1]. Много и плодотворно работал в направлении систематики почвенно-растительных комплексов Западной Сибири К. П. Горшенин [9]. Под его руководством подготовлена схема природного районирования, принятая в системе Государственной комиссии по сортовому испытанию сельскохозяйственных культур. Вся территория Западно-Сибирской низменности представлена на схемах агроклиматического районирования СССР в работах Г. Т. Селянинова [20—22], С. А. Сапожниковой [18, 19], Д. И. Шашко [24]. Наиболее полно агроклиматические условия по районам характеризуются в сборнике под редакцией Ф. Ф. Давитая [2], где представлено районирование по термическому режиму (В. В. Орловой), по осадкам (О. А. Дроздовым), по условиям вегетационного периода (И. А. Гольцберг) и другим элементам, и агроклиматическое районирование, выполненное С. А. Сапожниковой. В работах В. С. Мезенцева [14], [15] предложена схема гидролого-климатического районирования Западно-Сибирской равнины по условиям теплообеспеченности и увлажнения. Таким образом, зональное районирование Западной Сибири проведено весьма детально, а широтно-зональные границы всесторонне обоснованы.

В опубликованных работах по районированию высказываются различные точки зрения на систему климатической классификации, на простираение тех или иных границ в зависимости от целей районирования, применяемых показателей и т. д. Однако можно считать, что в отношении территории Западной Сибири в схемах климатических классификаций прочно утвердились следующие положения: 1) о климатической обособленности Западной Сибири от Европейской территории СССР, Восточной Сибири и Средней Азии и 2) о возможности деления Западно-Сибирской равнины на крупные таксономические единицы — широтно вытянутые климатические области, соответствующие географическим ландшафтными зонам.

На основе указанных положений нами исследовались пути природно-климатического районирования Западной Сибири в целом и более частные вопросы районирования отдельных территорий Западно-Сибирской низменности. При этом возник ряд параллельных вопросов, суть которых тесно переплетается с содержанием поставленной задачи, в частности со структурой климатической классификации, принципами районирования, географическим положением, например Западно-Сибирского экономического района среди других крупных районов Западной Сибири, и т. д.

В результате рассмотрения многих предложений о системе классификации климата мы остановились на следующей таксономической структуре:

Зональные признаки	Азональные признаки	Зональные признаки	Азональные признаки
Пояс Область Подобласть	Страна Провинция Округ	Ландшафтный тип климата	Район Подрайон

Выделение поясов, областей и подобластей давно принято в климатологии в соответствии с принципами ландшафтного зонального районирования.

В Западной Сибири представлены три тепловых пояса: арктический, субарктический и умеренный. На их территории столь же зонально размещены три основные природно-климатические области: тундра, тайга, лесостепь и степь и обособленно на юго-востоке область горного климата Саян и Алтая. Территории областей в зональном простирании делятся на подобласти: северная тайга, южная тайга, лесостепь, степь.

Из примененных нами принципов районирования ведущим является принцип комплексной оценки физико-географических условий как основы формирования тех или иных черт климата. В этой связи положение климатических границ обосновывается с учетом многих признаков: литологических, морфологических, гидрологических, почвенно-растительных, метеорологических, режима погоды и пр.<sup>1</sup>

Климатическое районирование тесно связывается с природным и физико-географическим районированием. Полученная на такой основе сетка природно-климатического районирования, отражая главные черты живой и мертвой природы, может найти применение в отраслях прикладной климатологии, в сельском хозяйстве, строительстве, для климатолечебных целей и т. д.

Западная Сибирь по условиям климатообразования обособлена как от Европейской территории СССР, так и от Восточной Сибири и Средней Азии; она представляет самостоятельную климатическую страну. Природно-климатические границы проходят на западе по Уральскому хребту, на востоке по правобережью Енисея и на юге равнины около 50-й параллели. Обособленность Западной Сибири от Европейской территории СССР и Восточной Сибири несколько уменьшается в тундре севернее Полярного круга и в степях южнее 55-й параллели. В северных широтах, где развита циклоническая деятельность, обуславливающая устойчивый перенос атлантических воздушных масс на восток, формируются общие черты климата в меридиональном направлении от Белого моря к Таймыру. В южных широтах над Казахстаном в восточном направлении часто проходят антициклонические системы. Под их влиянием юго-запад или юго-восток Западной Сибири периодически оказывается под влиянием циркуляции воздуха, охватывающей одновременно или Поволжье, или Центральную Азию. В результате указанные окраинные части Западной Сибири приобретают черты климата, свойственные соседним территориям.

Внутри климатической страны Западной Сибири с севера на юг изменяются величины отдельных метеорологических элементов, а также значения теплоэнергетического и водного балансов (радиационного баланса, испарения, расхода тепловой энергии на испарение и т. д.). Изолинии отдельных элементов и изолинии комплексных характеристик, проходя почти широтно, делят равнину Западной Сибири на полосы, или зоны. Любая изолиния может быть принята за климатическую границу. Однако одни из них являются только промежуточными внутри природных зон, тогда как другие, отражая сущность глубоких физических процессов, определяющих строение и динамику географической среды, показывают границы между природными зонами и являются климатическими границами первого порядка между областями и подобластями. Следовательно, при климатическом районировании в основу можно по-

<sup>1</sup> Положение некоторых границ, выделенных автором по азональным признакам, является спорным. (Ред.).

ложить определенные значения элементов теплоэнергетического и водного балансов.

Теоретическое обоснование определяющего значения балансов тепла и влаги в формировании физико-географической среды дано в трудах А. А. Григорьева. В работе, опубликованной в 1954 г., им сделаны выводы о закономерных связях между условиями гидротермического режима и положением границ основных природных зон.

«В тех случаях, когда соотношение показателя радиационного баланса земной поверхности и показателя годовых осадков (выраженного в количестве калорий, которое нужно затратить для испарения этих осадков) равно или близко к 1, между теплом и влагой, участвующими в природных процессах географической среды, имеется количественное соответствие, соразмерность. Сущность этой соразмерности состоит в том, что величина радиационного баланса и количество тепловой энергии, потребной для испарения годовых осадков, равновелики — осадков выпадает столько, сколько может испариться с земной поверхности при данных тепловых условиях».

Руководствуясь этими положениями, А. А. Григорьев и М. И. Будыко [11] пришли к выводу о существовании определенных количественных связей между климатическими энергетическими показателями и балансами органического и минерального вещества в почве, выражающихся в формировании различных типов ландшафтов. По заключению А. А. Григорьева [10], постепенное отклонение условий увлажнения от соразмерности вызывает вначале малозаметные изменения физико-географической среды, но когда отклонения между теплом и влагой достигают кратных величин ( $1/3$ ,  $2/3$ , 1, 2, 3 и т. д.), возникают глубокие качественные превращения, приводящие к изменению общего облика и внутреннего строения физико-географической среды. Эти закономерности подтверждены в работе М. И. Будыко [7] примером о согласовании хода изолиний индексов сухости с размещением мировых физико-географических зон.

При исследовании вопроса о факторах образования зональных типов климата (тундры, тайги и т. д.) мы рассматривали в комплексе взаимодействие главных факторов: радиации, циркуляции и подстилающей поверхности. Влияние ведущего фактора — радиационных условий на формирование климата наиболее объективно и показательно обнаруживается на географической зональности, поэтому закономерности, вскрытые А. А. Григорьевым и М. И. Будыко, открывают возможности использования новых методов и приемов для обоснования природно-климатических границ.

В соответствии с указанными положениями произведено сравнение величин ряда климатических показателей на разных широтах Западно-Сибирской равнины. Для этой цели применены пять следующих показателей: радиационный баланс  $R$ , испаряемость  $E_0$ , гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК), представляющий отношение суммы весенне-летних осадков к 0,1 суммы температур выше  $10^\circ$  за тот же период, индекс сухости М. И. Будыко  $\frac{R}{\sum T}$ , являющийся отношением радиационного баланса к количеству тепла, необходимому для испарения годовой суммы осадков, и сумма температур выше  $10^\circ$  ( $\sum t > 10^\circ$ ).

Для получения значений коэффициентов использованы суммы температур выше  $10^\circ$ , представляющие вполне проверенный показатель радиационных энергетических ресурсов. М. И. Будыко [7] указал на пропорциональные связи между величиной суммы температур выше  $10^\circ$  и величинами радиационного баланса и испаряемости в следующих со-

отношениях:  $R=0,01 \sum t_{>10^\circ}$  и  $E_0=0,18 \sum t_{>10^\circ}$ . При проверке указанных выводов оказалось, что в условиях Западной Сибири значения  $R$  и  $E_0$ , наиболее близкие к действительным, получаются при коэффициенте 0,015. В таком случае  $R=0,015 \sum t_{>10^\circ}$  и  $E_0 = \frac{0,015 \sum t_{>10^\circ}}{0,6}$  (0,6 — скрытая теплота испарения).

Соответствующие расчеты произведены по данным почти всех равнинных метеорологических станций (более 400 пунктов). В ходе изолиний перечисленных пяти показателей выявляются некоторые характерные закономерности: 1) изолинии проходят параллельно друг другу; 2) направление изолиний согласуется с простираемостью границ физико-географических зон (тундры, северной тайги, южной тайги, лесостепи, степи, полупустыни); 3) величины климатических показателей на границах зон изменяются пропорционально и кратно (табл. 1); 4) величина градиентов изменяется в зависимости от характера подстилающей поверхности.

Таблица 1

**Значения климатических характеристик на границах природных зон**

	Южная граница				
	степи	лесо- степи	южной тайги	северной тайги	тундры
Радиационный баланс (ккал/см <sup>2</sup> год)	36	30	27	18	9
Индекс сухости (по М. И. Будыко)	3,0	1,50	1,0	0,65	0,35
ГТК (по Г. Т. Селянинову)	0,35	1,0	1,35	1,65	2,0
Испаряемость (мм)	600	500	450	300	200
Сумма температур выше 10°	2400	2000	1800	1200	600

В целом рисунок изолиний повторяет контуры зональных ландшафтов и отражает степень активности воздействия поверхности на тепловой и водный балансы. На картах изолиний представляется возможным снять численные значения в пучке изолиний в переходной полосе между ландшафтами, отражающие наиболее приближенно условия гидротермического режима, в которых происходит смена природных зон. Следует учесть, что при этом изменяются балансы нескольких видов обмена: теплового, водного, минерального и органического вещества и т. д. В частности, граница тайги и лесостепи отмечается пучком изолиний показателей, величина которых близка к следующим значениям:  $R \approx 27$  ккал/см<sup>2</sup>,  $\frac{R}{Lr} \approx 1,0$ , ГТК  $\approx 1,35$ ,  $E_0 \approx 450$  мм и  $\sum t_{>10^\circ} \approx 1800^\circ$ .

Таким образом, ход изолиний количественных характеристик гидротермических условий показывает положение нескольких климатических границ, разделяющих территории с ландшафтами тундры, северной тайги, южной тайги, лесостепи, степи. Каждый из перечисленных ландшафтов отличается особым режимом тепла и увлажнения и может быть обособлен при климатическом районировании на правах климатической области. Однако, имея в виду, что некоторые основные условия климатообразования распространяются на площади и соседних ландшафтов, очевидно, целесообразно объединять такие территории. В частности, это относится ко всей лесной зоне в одном случае и к пространствам лесостепи и степи в другом случае. С учетом факторов циркуляции и трансформации воздушных масс имеется достаточно оснований, чтобы сохранить общепринятую структуру районирования Западной Сибири на

крупные климатические области: тундры, тайги, степи и лесостепи, горных областей (рис. 1).

Традиционная схема Докучаева — Берга сохранена нами только в

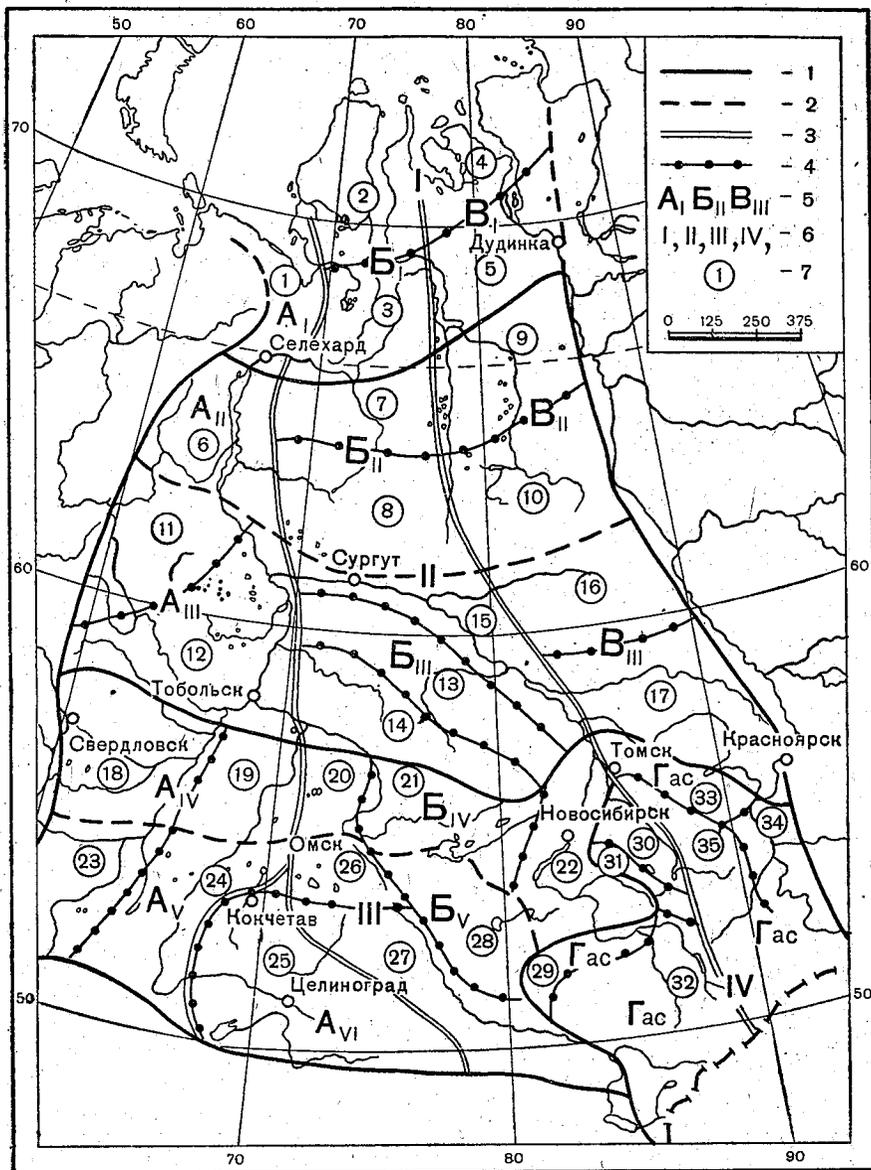


Рис. 1. Схема климатического районирования Западной Сибири.

1 — границы климатической страны Западной Сибири и климатических областей: тундры (I), тайги (II), лесостепи и степи (III), горных климатов (IV); 2 — границы под-областей; 3 — границы полос долготной дифференциации; 4 — границы округов; 5 — индексы провинций; 6 — номера областей; 7 — номера округов.

качестве скелетной основы районирования. В дальнейшей же дифференциации центр тяжести перенесен на генетически более однородные регионы, имеющие глубокие внутренние связи и по динамике воздушных масс, и по балансам тепла и влаги. Эта роль отведена под областям: северной тайги, южной тайги, лесостепи и степи, локальное исследова-

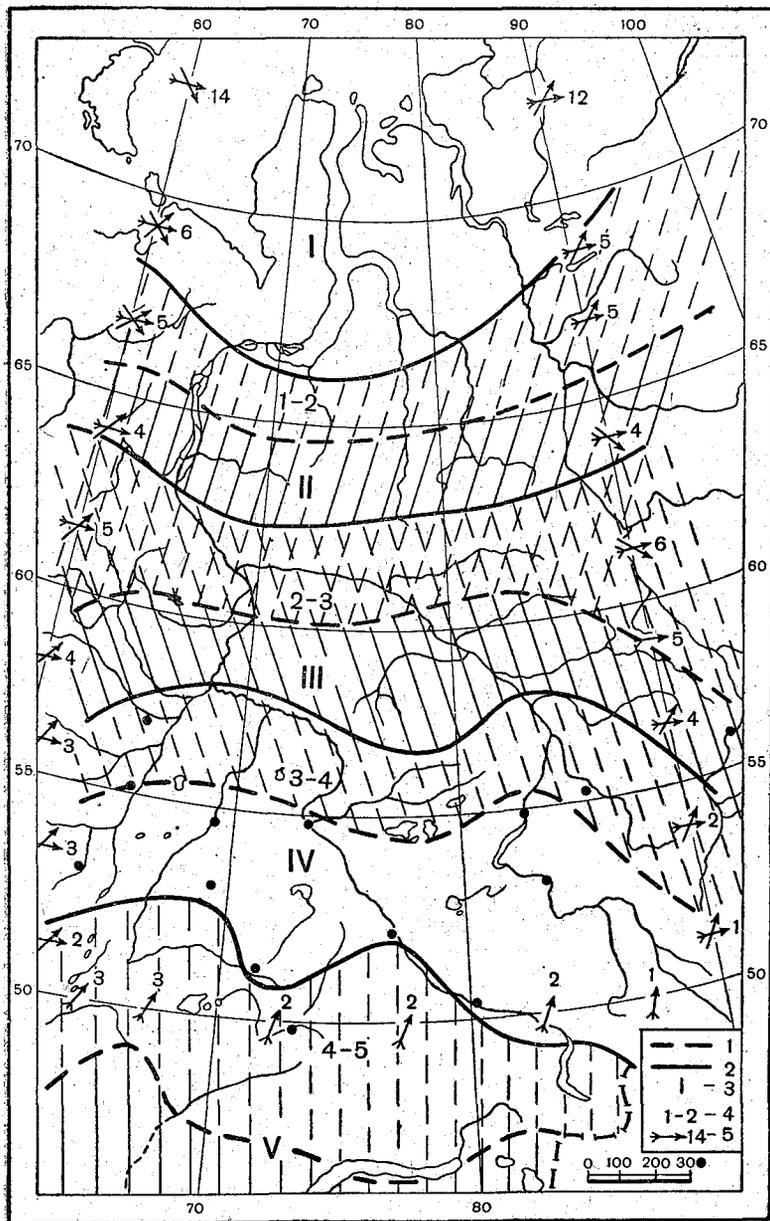


Рис. 2. Пределы распространения типов погодно-метеорологического режима.

*I, II* — северосибирский тип (*I* — субарктический подтип, *II* — северотаежный подтип), *III* — центральносибирский тип, *IV* — южносибирский тип, *V* — среднеазиатский тип; 1 — границы территорий с переходными типами, 2 — границы основных типов, 3 — номера основных типов, 4 — индексы переходных типов, 5 — число циклонов, ежегодно пересекающих данный участок.

ние которых позволяет наметить более глубокие связи внутри широтных зон.

Положение климатических границ на карте, намеченное ходом изолиний показателей тепло- и влагообеспеченности, подтверждается пространственным распространением количественных характеристик погодно-метеорологического режима и пределами распространения основных климатообразующих типов циркуляций атмосферы. На разных широтах рассматриваемой территории вполне отчетливо обнаруживаются признаки изменения погодно-метеорологического режима и его естественные взаимосвязи с изменением зональных типов климата и природных ландшафтов. Причем особенно контрастно эти взаимосвязи выступают в годовом ходе характера и вероятности различного состояния облачного покрова и режима атмосферного увлажнения.

На пространствах от полупустынь Южного Казахстана до северных широт Западной Сибири в годовом ходе облачности и осадков наблюдаются следующие наиболее характерные изменения. К северу увеличивается вероятность пасмурного неба в целом за год с 40 до 70% и за летний период с 20 до 70%. Период с наиболее ясной погодой смещается с августа на юге на зимне-весенние месяцы на севере. Годовой максимум осадков с мая на юге передвигается на август на севере и увеличивается с 20 до 75—100 мм. К северу уменьшается неравномерность выпадения осадков в году.

Годовой ход этих показателей отражает наибольшую повторяемость соответствующих циркуляционных условий и позволяет определить границы пространственного распространения типов погодно-метеорологического режима. По величинам количественных характеристик вероятности разных градаций облачного состояния неба, по годовому ходу среднемесячного максимума осадков, по повторяемости движения циклонов нами составлена схема наиболее вероятного распространения четырех характерных типов погодно-метеорологического режима (рис. 2).

1. Северосибирский тип погодно-метеорологического режима, характерный для тундры и северной тайги (*I* и *II* на рис. 2), распространен севернее 63° с. ш. и разделяется на два подтипа: субарктический (севернее 66° с. ш.) и северотаежный (между 63 и 66° с. ш.).

2. Центральносибирский тип погодно-метеорологического режима, характерный для пространств южной тайги, распространен между 56 и 63-й параллелями (*III* на рис. 2).

3. Южносибирский тип погодно-метеорологического режима, наиболее ярко выраженный на пространствах лесостепи и степи, между 50 и 56-й параллелями (*IV* на рис. 2).

4. Среднеазиатский тип погодно-метеорологического режима, характерный для Средней Азии и Южного Казахстана, проявляется на юге Западной Сибири в ослабленном виде и имеет здесь второстепенное климатическое значение.

Выделенные основные типы погоды, наиболее часто повторяясь в определенных широтах, являются важнейшей причиной иространственного распространения тех или иных соотношений тепла и влаги. Отсюда следует, что пределы распространения типов погодно-метеорологического режима совпадают с границами физико-географических зон. Указанные взаимосвязи позволяют более всесторонне обосновать широтно-зональное расчленение Западно-Сибирской равнины показателями гидротермического режима, циркуляционных процессов и подстилающей поверхности. Положение климатических границ в каждом случае подтверждается сменой основных зональных типов растительного покрова.

Широтно-зональная дифференциация Западно-Сибирской равнины оканчивается разделением ее территории на области и подобласти в соответствии с зональным распределением тепла и влаги. Возникающая при этом стройная система чередования разновидностей климата легко увязывается с зональными типами растительного и почвенного покрова. Однако при этом необходимо иметь в виду, что широтно-зональная дифференциация территории совершенно недостаточно отражает многие особенности метеорологического режима, возникающие под влиянием рельефа, атмосферной циркуляции и других аazonальных причин.

Под влиянием аazonальных факторов гидротермические условия на Западно-Сибирской низменности изменяются не только с севера на юг, но и с запада на восток. Известно, что изолинии климатических характеристик пересекают Западную Сибирь не широтно, а со значительным наклоном, особенно в таежной и степной климатических областях. Например, изолинии индекса сухости Будыко и гидротермического коэффициента Селянинова на южной границе тайги от широты Тюмени в Приуралье опускаются до широты Рубцовска на востоке. Эти закономерности обнаруживаются в ходе многих изолиний, характеризующих увлажнение и теплообеспеченность [2, 12, 14, 16, 17]. Очевидно, в приуральских районах Западной Сибири суммы положительных температур воздуха больше, а увлажнение меньше, чем на тех же широтах, но восточнее. Распределение метеорологических элементов показывает, что в западной части Сибири меньше выпадает осадков, меньше высота снежного покрова, короче период со снежным покровом и меньше летние и годовые суммы испарения.

По температурному режиму отличие между западными и восточными районами особенно заметно в зимние и весенние месяцы. Среднемесячные изотермы с ноября по март изгибами к югу выделяют юго-восток Западно-Сибирской низменности как зону выхолаживания. В ходе изотерм вырисовывается около 70-го меридиана направление меридионально простирающейся температурной границы между западом и востоком. Среднее положение линии границы в холодное время года показывает изолиния  $-1900^{\circ}$  суммы отрицательных температур ниже  $-10^{\circ}$  (показатель морозности), проходящая от Павлодара к Омску и Тобольску.

В теплом периоде года наблюдается более сложная картина распределения температурных условий. В северной половине равнины в восточных приенисейских районах лето теплее, чем в Приуралье. В южной половине Западно-Сибирской равнины, наоборот, приенисейские районы летом получают меньше тепла, чем западные приуральские районы. В теплом периоде усиливаются различия в условиях увлажнения почвы и воздуха. В западных районах южной тайги и степи Западно-Сибирской равнины метеорологические условия с недостаточным увлажнением наблюдаются чаще, чем с избыточным, соответственно по-разному складывается и баланс влаги. Отражая особенности в распределении климатических элементов, растительные зоны Западной Сибири в приуральской части равнины смещаются к северу. По составу растительности они отличаются от восточной части соответствующих зон. А в междуречье Оби и Иртыша далеко к югу распространилась сырая елово-пихтово-кедровая тайга.

Климатические особенности в разных частях Западной Сибири обнаруживаются при сравнении водного и термического режима в нескольких пунктах, расположенных на одной широте, как это показано в табл. 2.

Таблица 2

Пункт	Сумма температур (град.)		Дата перехода средней температуры через 10° весной	Количество осадков в год (мм)	Число дней		
	>10	<-10			с осадками	со снежным покровом	с засухой (IV—IX)
Широта 60°							
Леуши (Тюменской обл.) . . . . .	1600	—2660	24/V	432	150	172	4
Васюганье (Томской обл.) . . . . .	1400	—2200	31/V	490	185	188	0
Сым (Красноярского края) . . . . .	1650	—2670	31/V	507	195	195	2
Широта 53°							
Кустанай . . . . .	2350	—1800	5/V	255	118	150	22
Кокчетав . . . . .	2100	—1600	10/V	300	120	153	17
Барнаул . . . . .	2150	—1820	15/V	470	158	157	8

Таким образом, Западно-Сибирская равнина неоднородна в физико-географическом отношении по долготе, что обнаруживается на многих компонентах, таких, как рельеф, климат, сток, растительность и т. д. Смена природно-климатических условий происходит постепенно, и их изменение наиболее заметно, во-первых, в полосе вдоль Ишима, нижнего течения Иртыша (около 70-го меридиана) и вдоль Нижней Оби и, во-вторых, вдоль Обь-Енисейского водораздела.

В этой связи представляется возможным в целях объединения пространств с более однородным синоптическим и метеорологическим режимом на территории Западно-Сибирской равнины применить принципы не только широтного, но и меридионального расчленения.

В результате обобщения изолиний частных оптимумов отдельных элементов и характеристик погодных и климатических условий нами проведены климатические границы второго порядка, разделившие Западную Сибирь на три полосы в долготном направлении: приуральскую (А), среднюю (Б), приенисейскую (В). Приуральская часть Западной Сибири вытянута вдоль Урала узкой полосой на севере и широкой на юге. Черты климатической однородности определяются не только положением в «теневой» зоне Урала, но и положением в зоне меридиональной циркуляции. На севере и в центре влияние Урала обуславливает большую климатическую однородность. На юге общность уменьшается, особенно в пределах Центрально-Казахской провинции (А<sub>VI</sub> на рис. 1), где возникает азональная обособленность.

Средняя полоса Западной Сибири более однородна в морфологическом отношении как цепь понижений от кулундинского на юге до приморского на севере. Здесь также общие черты метеорологического режима полнее выражены на участках зональной дифференциации. Долготная транссибирская климатическая дифференциация проявляется в переходном характере гидротермических условий между климатами западных и восточных провинций.

Приенисейская полоса Западной Сибири, занимающая водораздельное плато от крайнего юга до севера, также морфологически однородна.

Общие черты климата в меридиональном направлении определяются: однотипным характером подстилающей поверхности, линейным протяжением Средне-Сибирского плоскогорья и соседством с континентальными антициклоническими режимами погоды Восточной Сибири. Провинции крайнего севера и крайнего юга удивительно мало отличаются друг от друга.

Ленты меридиональных полос, пересекая ленты широтных полос (зональное районирование на климатические области и подобласти), образуют сетку азональной дифференциации территории Западной Сибири на климатические провинции. При этом выделяется по три провинции в тундре, северной тайге и южной тайге. В лесостепи и степи образуются только по две провинции, так как участок восточной приенисейской полосы занимают провинции горных климатов Алтая, Салаира и Саян. Провинции обозначены на карте символом в соответствии со следующей схемой:

при-ураль-ская	Полоса		Провинция
	средняя	приени-сейская	
$A_I$	$B_I$	$B_I$	Климата тундры
$A_{II}$	$B_{II}$	$B_{II}$	Климата северной тайги
$A_{III}$	$B_{III}$	$B_{III}$	Климата южной тайги
$A_{IV}$	$B_{IV}$		Климата лесостепи
$A_V - A_{VI}$	$B_V$		Климата степи
	$\Gamma_{CA}$		Горного климата Салаира—Алтая
		$\Gamma_{AC}$	Горного климата Алатау—Саян

В результате применения принципов широтного и меридионального расчленения климатические области и подобласти Западной Сибири на нашей схеме разделены на 14 равнинных и 2 горные провинции (табл. 3), климат которых взаимно обособляется под влиянием в первую очередь своеобразия циркуляционных процессов и форм рельефа. Отсюда, естественно, возникают различия в условиях формирования балансов тепла и влаги. В данной статье представляется возможным кратко остановиться только на причинах возникновения различий между Тоболо-Ишимской и Обь-Иртышской провинциями.

Климатические различия между западной и восточной частями таежной и степной зон возникают прежде всего в результате значительной повторяемости меридиональных перемещений воздушных масс в антициклонических и циклонических барических системах. Первостепенное климатообразующее значение имеет распространение к северу теплого и сухого воздуха среднеазиатского и прикаспийского происхождения на западе, вдоль Урала, и распространение арктического и североатлантического воздуха в южные широты равнины восточнее Иртыша. Условия для меридиональных перемещений с южной составляющей создаются в каждом случае прохождения полярных антициклонов, а поскольку их пути обычно пролегают преимущественно западнее  $70^\circ$  в. д., то, оче-

Таблица 3

Схема климатического районирования Западной Сибири (к рис. 1)

Область	№ области	Подобласть	Провинции	Округ	№ округа	
Тундра	I		A <sub>I</sub> Североуральская	Североуральский	1	
			B <sub>I</sub> Ямальская	Ямальский арктический	2	
				Ямальский субарктич.	3	
			B <sub>I</sub> Гыданская	Гыданский арктический	4	
				Гыданский субарктич.	5	
Тайга	II	Северная тайга	A <sub>II</sub> Сосьвинская	Нижнеобский	6	
			B <sub>II</sub> Надым-Казымская	Надымский	7	
				Казымский	8	
			B <sub>II</sub> Пуро-Тазовская	Нижнепуротазовский	9	
				Верхнепуротазовский	10	
		Южная тайга	A <sub>III</sub> Кондо-Тавдинская	Кондинский	11	
				Тавдинский	12	
			B <sub>III</sub> Васюганская	Северовасюганский	13	
				Южновасюганский	14	
			B <sub>III</sub> Тым-Кетская	Приобский долинный	15	
	Вах-Тымский	16				
		Кеть-Чулымский	17			
Лесостепь и степь	III	Лесостепь	A <sub>IV</sub> Тоболо-Ишимская	Тобольский	18	
				Нижнеишимский	19	
			B <sub>IV</sub> Обь-Иртышская	Омская лесостепь	20	
				Барабинский	21	
				Приобский	22	
		Степь			Кустанайский	23
			A <sub>V</sub> Тоболо-Ишимская	Верхнеишимский	24	
			A <sub>VI</sub> Центральноказакская	Центральноказакский	25	
			B <sub>V</sub> Обь-Иртышская	Омская степь	26	
				Прииртышская равнина	27	
		Кулундинский	28			
Горная			F <sub>CA</sub> Салаиро-Алтайская	Предгорья Алтая	29	
				Кузнецкий	30	
				Горный Салаирский	31	
				Горный Алтайский	32	
			G <sub>AC</sub> Алатау-Саянская	Томь-Чулымский предгорный	33	
				Приенисейский межгорный	34	
				Алатау-Абакинский	35	

видно, восточная часть Западной Сибири чаще, чем западная, будет находиться в системе северных ветров, характерных для восточной периферии антициклона. Аналогичные условия возникают при продвижении азорского антициклона на восток и застывании отдельных центров над Поволжьем, Южным Уралом и Средней Обью. Таким образом, в теплом периоде года часто возникают условия, благоприятные для переноса воздушных масс с южной составляющей, причем в этих процессах в восточные районы Западной Сибири чаще вовлекается более холодный воздух, формирующийся над Арктикой.

Несмотря на постоянную изменчивость синоптических положений, несомненно существует устойчивая повторяемость в распределении барических областей по территории, обуславливающая те особенности распределения климатических показателей, о которых говорилось выше. Как известно, атмосферное давление на уровне моря в теплом периоде года на территории Советского Союза уменьшается к востоку и достигает наименьших значений на юге Восточной Сибири (центральноазиатский минимум). В южной части Западной Сибири между 50 и 60-й параллелями изобары летних месяцев имеют почти меридиональное направление и отделяют западные районы с более высоким давлением (1010,0—1008,0 мб в июле) от восточных — с пониженным давлением (1007,5—1006,5 мб в июле). Такой рисунок хода средних многолетних изобар теплого сезона отражает повторяемость синоптических периодов, при которых территория Западной Сибири находилась между областями высокого атмосферного давления на западе с центрами над Европейской территорией СССР и низкого атмосферного давления на востоке (центральноазиатский минимум с центрами в Восточной Сибири или Центральной Азии). Отсюда можно сделать вывод, что в этих широтах Западной Сибири к востоку изменяются многие элементы метеорологического режима и, следовательно, погода и климат в целом.

В данном случае, очевидно, затруднительно указать на точное положение климатораздельной границы, но переходная пограничная зона около 70-го меридиана обнаруживается как наиболее вероятное положение окраины восточной периферии областей высокого давления. На это указывают изменения величин ряда градиентов: барического, повторяемости типов погоды и др.

Дифференциация климатических условий на Западно-Сибирской равнине происходит также под влиянием характера подстилающей поверхности. На западе, в Приуралье, на метеорологическом режиме в целом сказывается влияние Урала: прогревание воздуха, переваливающего через горы с запада, ориентирование воздушных потоков в меридиональном направлении и т. д. В результате тех и других причин над притобольскими и кустанайскими равнинами жаркая и засушливая погода бывает чаще, чем в ишимских и барабинских степях. На Востоке Западной Сибири на климате южной тайги и степной зоны отражается влияние расчлененного рельефа Приобья и гор Алтая, Салаира—Саян и Средне-Сибирского плоскогорья, что обнаруживается в нарушении широтной зональности термического режима и увлажнения. Южнее 55-й параллели многие изолинии элемента климата при подходе к Оби отклоняются от широтного простирания и поворачивают на юг вдоль предгорий Салаира и Алтая. В степной части равнины заметную роль климатораздела выполняют высоты Казахского низкогорья, обуславливающие различие в синоптическом и метеорологическом режиме к востоку и западу от них.

Таким образом, в южных широтах Западной Сибири на территории Пришимья около 70-го меридиана и в Приобье около 85-го меридиана

и в теплом и в холодном сезонах наблюдается заметное изменение физико-географических условий, отражающееся на многолетнем режиме погоды.

Дальнейшее совершенствование схемы районирования основано на более детальной оценке физико-географической среды как генетической основы метеорологических процессов в приземном слое воздуха. На этом этапе районирования на первое место по значению выдвигаются такие факторы климатообразования, как морфология элементов подстилающей поверхности, экспозиция морфологических элементов, гидрогеологические характеристики, сезонные метеорологические явления и местные процессы циркуляции. В зависимости от дробности таксономических единиц изменяется роль тех или иных факторов климатообразования. Чем мельче расчленение, тем активнее роль местных причин. Подрайон, принятый в нашей схеме за низшую таксономическую единицу, является уже пограничной ступенью между структурами климатического и микроклиматического районирования.

В пределах данной статьи мы ограничимся разделением провинций на округа.

В связи с вышеизложенным климатическая обособленность территории округа определяется физико-географическими условиями и обнаруживается не столько в годовых показателях метеорологического режима, сколько в сезонном ходе метеорологических элементов и в частных явлениях погоды. Объективным показателем климатической обособленности округов являются типологические разновидности почвенного и растительного покрова.

Северные широты Западной Сибири, относящиеся к климатам тундры и северной тайги ( $A_I$ — $A_{II}$ ;  $B_I$ — $B_{II}$  и  $V_I$ — $V_{II}$ ), разделены на 10 округов, являющихся зональными участками провинций. Климатическая обособленность округов возникает под влиянием нескольких причин: радиационных условий, влияния Урала, повторяемости циклонической погоды и вероятности вторжений атлантического воздуха или, наоборот, от степени континентальности климата под влиянием арктического воздуха Восточной Сибири и т. д. Под влиянием этих факторов изолинии термического режима и увлажнения в теплом периоде проходят с западо-юго-запада на востоко-северо-восток, а в холодном периоде температурные градиенты меняют свое направление и ориентированы к северо-востоку. Другие элементы климата также изменяются и в широтном, и в меридиональном направлениях.

По направлению к югу постепенно возрастает климатообразующее значение антициклонических процессов: происходит трансформация воздушных масс и явлений внутримассовой динамики воздуха и соответственно увеличивается значение морфологии в формировании особенностей метеорологического режима. В этой связи в южной тайге, лесостепи и степи климатические границы возникают в зависимости от рельефа (рис. 1). Так, в южной тайге возвышенный Кондинский округ (11) отличается от низменного Тавдинского (12) большим количеством осадков, пониженной температурой лета и т. д., водораздельный Южновасюганский округ (14) соответственно отличается от Северовасюганского (13) и тем более от низкого Придолинного (15).

Особенно велико значение рельефа как климатического фактора в южных районах Западной Сибири. Здесь климатические различия возникают на границе между метеорологической «тенью» Урала и западными склонами Казахского низкогорья (округа 18 и 19, 23 и 24).

Столь же заметно отделяется центральная часть Казахского низкоргорья (округ 25) от подветренной подгорной зоны, расположенной к востоку (округ 27) и северо-востоку (округ 26). Барабинско-Кулундинская впадина благодаря котловинным формам рельефа обособляется по метеорологическому режиму от соседних территорий в связи с особенностями процессов трансформации воздуха.

Влияние рельефа, являясь в каждом случае главной причиной, дополняется гидрогеологическими, турбулентными, радиационными и другими местными условиями, в которых по-разному складываются теплоэнергетический и водный балансы.

Изменение характера подстилающей поверхности в широком смысле этого понятия сопровождается соответствующей сменой климатообразующих факторов, что в конечном счете обуславливает климатическую расчлененность территорий зон на небольшие аazonальные участки. В частности, климаторазделы проходят вдоль склонов Урала, вдоль направления водоразделов рек Тобола, Ишима, Иртыша, Оби и Енисея, вдоль предгорий и главных орографических линий Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау. С учетом разностороннего комплекса аazonальных факторов климатообразования Тоболо-Ишимская провинция разделена на 4 округа, а Обь-Иртышская провинция — на 13 округов (в том числе на 7 горных). Выделенные территории округов отличаются друг от друга структурой водного и теплового балансов, сезонным ходом метеорологических элементов и некоторыми годовыми показателями климата.

Сравнивая соотношение составляющих теплового баланса вдоль одной из зон, можно отметить некоторые закономерные изменения. Уравнение теплового баланса подстилающей поверхности имеет вид

$$R = LE + P,$$

где  $R$  — радиационный баланс,  $LE$  — расход тепла на испарение,  $P$  — турбулентный поток тепла от нагретой земной поверхности.

Как оказалось, на пространстве от Урала до Алтая вдоль южной границы лесостепи приходная часть баланса  $R$  изменяется мало и составляет около 30 ккал/см<sup>2</sup>, обеспечивая в зоне однородность теплоэнергетических ресурсов. Значительно более отзывчивы на изменение физико-географических условий составляющие расходной части теплового баланса ( $LE$  и  $P$ ).

Данные табл. 4 показывают, что в западных округах (Курган — округ 18 и Петропавловск — округ 19) основной статьей расхода тепла является затрата тепла на нагревание почвы и воздуха (турбулентный поток  $P$ ), но чем дальше к востоку, тем больше тепла тратится на испарение. В Новосибирске (округ 22) эта часть составляет около 90% в сравнении с 50% в Кургане.

Западные районы характеризуются избытком теплоэнергетических ресурсов: удельный вес расхода тепла на нагревание почвы и воздуха превышает 40% в Кургане по сравнению с 20% в Новосибирске (табл. 4).

Изменение соотношения составляющих теплового баланса вдоль зоны показывает, что в теплом периоде территория Западно-Сибирской равнины делится на долготные участки, отличающиеся гидротермическим режимом. В холодном периоде долготное расчленение особенно заметно по температурным условиям. Об этом свидетельствуют суммы температур ниже  $-10^{\circ}$ , изменяющиеся от  $-1770^{\circ}$  в Кургане до  $-2200^{\circ}$  в Барабинске (табл. 4).

Особенно разнообразны в Западной Сибири метеорологические условия отдельных лет и сезонов: от дня ко дню, от месяца к месяцу в про-

Таблица 4

Составляющие теплового баланса на границе степной и лесостепной под-  
областей (ккал/см<sup>2</sup> год)

Станция	№ окру- га	$\Sigma t_{>10^\circ}$	$E$	$R$	$LE$	$P$	$\Sigma t_{<-10^\circ}$
Курган . . . . .	18	2050	288	31,0	17,3	13,7	—1770
Петропавловск . . . . .	19	2070	300	31,0	18,0	13,0	—1940
Омск . . . . .	20	1970	316	29,6	19,0	10,6	—2060
Барабинск . . . . .	21	1930	333	29,0	20,3	8,7	—2200
Новосибирск . . . . .	22	1912	386	28,7	23,2	5,5	—2150

винциях и округах возникают какие-либо местные погодные условия. Ежегодные различия в метеорологических условиях сказываются на урожаях сельскохозяйственных культур. Только в редкие годы по всей

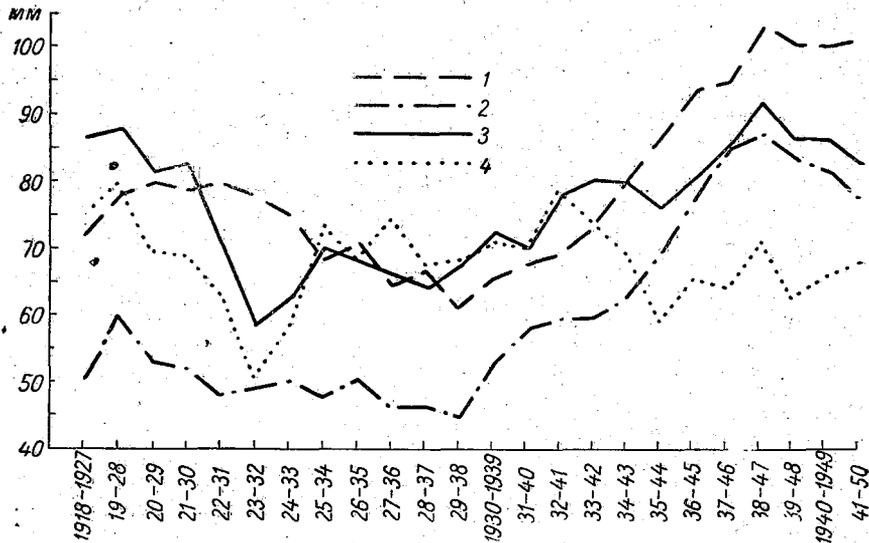


Рис. 3. Скользящие средние суммы осадков по десятилетиям.  
1 — Тюмень, 2 — Курган, 3 — Томск, 4 — Купино Новосибирской области  
(по В. В. Орловой).

степной зоне бывает или высокий, или, наоборот, низкий урожай одновременно, даже в одной провинции. Например, в Обь-Иртышской провинции в периоде 1938—1958 гг. высокие урожаи были в годы: 1938, 1941, 1948, 1956 и 1958. И, наоборот, 1952 и 1955 гг. были повсеместно неурожайными. В другие годы округа провинции значительно различались по урожайности. В среднем в южных (лесостепных и степных) районах Западной Сибири наблюдается чередование лет с благоприятными и неблагоприятными для сельского хозяйства условиями, при этом запад и восток поочередно посещают урожайные или неурожайные годы.

На рис. 3 изображен ход скользящих средних по десятилетиям сумм осадков в июле в пунктах, находящихся на противоположных участках лесостепной и степной зон: Тюмень—Томск, Курган—Купино (Новосибирской области). График показывает тенденции векового хода

увлажнения в июле и колебания осадков по десятилетиям в разных зонах и в разных частях зон. Особенно заметны различия в степной зоне: до 20-х годов степи на западе Сибири получали в июле осадков меньше, чем их восточные аналоги, но в 50-х годах условия увлажнения изменились и лето на востоке стало суше. В лесостепной полосе наблюдается периодическое, через 3—4 года, чередование условий увлажнения: суше на востоке, влажнее на западе и наоборот.

Западная Сибирь — огромная страна с богатой и разнообразной природой, таящей в себе еще много неизвестного. Познание закономерностей метеорологического режима позволит более рационально использовать природные ресурсы в интересах народного хозяйства.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Д. И. Воды Кулундинской степи. СО АН СССР, Новосибирск, 1960.
2. Агрометеорологические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Под ред. Ф. Ф. Давитая. Гидрометеиздат, Л., 1955.
3. Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. Географиз, М., 1947.
4. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеиздат, Л., 1952.
5. Алисов Б. П. Климат СССР. Изд. МГУ, 1956.
6. Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза, т. II. Географиз, М., 1952.
7. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1956.
8. Вопросы агроклиматического районирования СССР. Под ред. Ф. Ф. Давитая и А. А. Шульгина. ВАСХНИЛ, М., 1958.
9. Горшенин К. П. Классификация почв Западной Сибири. Почвоведение, 1936.
10. Григорьев А. А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5 и 6, 1956.
11. Григорьев А. А., Будыко М. И. Классификация климатов СССР. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1959.
12. Дроздов О. А. О связи относительной влажности с количеством и вероятностью осадков. Тр. ГГО, вып. 50 (112), 1955.
13. Иванов В. К. Климат Омской области. Омгиз, 1937.
14. Мезенцев В. С. Метод гидролого-климатических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. Тр. Омского СХИ, т. XXVII, 1957.
15. Мезенцев В. С. Водный баланс степной и лесостепной зон Западно-Сибирской низменности. Изд. Омского СХИ, 1960.
16. Орлова В. В. Влагооборот вегетационного периода засушливого года Западной Сибири в связи с происхождением осадков. Тр. ГГО, вып. 50 (112), 1955.
17. Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4. Западная Сибирь. Гидрометеиздат, Л., 1962.
18. Сапожникова С. А. Агроклиматическое районирование территории освоения целинных и залежных земель. Сб. «Освоение целинных и залежных земель в 1954 году». Изд. АН СССР, М., 1955.
19. Сапожникова С. А. Проблемы агроклиматического районирования территории СССР. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1956.
20. Селянинов Г. Т. Климатическое районирование СССР для сельскохозяйственных целей. Сб. «Памяти академика Л. С. Берга». Изд. АН СССР, М., 1955.
21. Селянинов Г. Т. Принципы агроклиматического районирования СССР. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1957.
22. Селянинов Г. Т. Классификация климатов на производственной основе. Изв. ВГО, № 3, 1957.
23. Сляднев А. П. Очерки климата Алтайского края. Барнаул, 1958.
24. Шашко Д. И. Агроклиматические зоны и районы Западной Сибири и северо-восточных областей Казахстана по увлажнению. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 4, 1948.
25. Шульгин А. М. Почвенно-климатические зоны и районы Алтайского края. Тр. Алтайского СХИ, вып. 1, 1948.

БИБЛИОТЕКА  
ЛЕНИНГРАДСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА