

06
т 78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ВЫПУСК 122

ВОПРОСЫ КЛИМАТОГРАФИИ

Под редакцией
канд. геогр. наук
А. Н. ЛЕБЕДЕВА

100341

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1961

АННОТАЦИЯ

В статьях, помещенных в сборнике, рассматриваются вопросы методики климатологической обработки и распределения числа дней с туманами в холодный и теплый периоды, повторяемости наибольших за зиму морозных периодов в районах, где устойчивые морозы не ежегодны, продолжительности выпадения осадков.

Сборник рассчитан на научных работников, преподавателей и аспирантов, работающих в области метеорологии и климатологии, а также на специалистов смежных областей.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
О. Г. Сорочан. О влиянии термического фактора на развитие летнего муссона Восточной Азии	3
Б. М. Шапаев. Влияние Карского моря на изменение температуры воздуха в нижней тропосфере	12
А. Ю. Егорова. Некоторые синоптико-статистические характеристики тайфунов, выходящих на Филиппинский архипелаг	19
А. Н. Лебедев. Применение графического метода расчета обеспеченности для горных районов на примере Карпат	27
А. Н. Лебедев и Л. А. Салтыкова. Методика расчета продолжительности выпадения осадков	48
Ц. А. Швер. Сравнение количества осадков, измеренных осадкомером и методом снегомерных съемок	61
А. В. Руднева. К вопросу рационального размещения гололедных станков на территории СССР	68
А. Н. Раевский. Влияние особенностей рельефа на распределение гололедных отложений	75

Редактор *Л. Л. Беленькая*

Техн. редактор *А. Н. Сергеев*

Корректоры: *Ф. И. Межаковская* и *Н. И. Оршер*

Сдано в набор 23/III 1961 г.

Подписано к печати 15/VI 1961 г.

Бумага 70×108¹/₁₆.

Бум. л. 2,5.

Печ. л. 6,85.

Уч.-изд. л. 6,83.

Тираж 1000 экз.

М-61698.

Индекс ГЛ-154

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23

Заказ № 177.

Цена 48 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза.

Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.

О ВЛИЯНИИ ТЕРМИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА РАЗВИТИЕ ЛЕТНЕГО МУССОНА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В статье делается попытка выявить с количественной стороны роль термической неоднородности подстилающих поверхностей типа материк — океан в развитии летнего муссона Восточной Азии. Приводится ряд закономерностей, которые свидетельствуют о том, что наступление летнего муссона и его свойства определяются наличием, масштабом и ростом термического контраста от весны к лету между материком и океаном, различными частями материка и океана, побережьем и окраинными морями.

При рассмотрении вопросов, посвященных исследованию природы муссонов Восточной Азии, обычно говорится о трех основных факторах: циркуляционном, термическом и орографическом.

При этом неоднородность подстилающей поверхности типа материк — океан (или термический фактор) считается фоном, благоприятным для возникновения муссонов. Основными факторами признаются два других: циркуляционный (например, летом в умеренных широтах циклоническая деятельность и западно-восточный перенос) и орографический.

Сказанное следует из работ С. П. Хромова [1, 2] и О. К. Ильинского [3, 4]. Не отрицая важности циркуляционного и орографического факторов, автор считал необходимым выяснить также значение фактора термического, т. е. в какой-то мере количественно определить, насколько это значение существенно в генезисе муссонов Восточной Азии.

В настоящее время нет материалов, которые позволили бы оценить непосредственное изменение термического состояния различных по свойствам подстилающих поверхностей. Наиболее подходящим материалом для исследования является только средняя многолетняя температура воздуха, приведенная к уровню моря. Климатологам известно, как хорошо отражают изотермы особенности перехода от подстилающей поверхности типа «суша» к подстилающей поверхности типа «океан».

От зимы к лету в зависимости от знака процесса (нагревание или охлаждение) меняется характер сгущения изотерм при переходе от одной подстилающей поверхности к другой.

Рабочим материалом для исследования послужили карты средней месячной температуры воздуха для Северного полушария, приведенной к уровню моря [5]. Эти карты были построены сотрудником Главной геофизической обсерватории Р. Ф. Сохриной.

Задача исследования заключалась в следующем. Автор сделал попытку найти связь между изменением разности температур океан — материк и временем наступления летнего муссона. Период летнего муссона

(апрель — сентябрь) был выбран потому, что только для этих месяцев имелись данные по наступлению и отступлению летнего муссона на территории Китая и Кореи.

Для исследования интересно было получить (рис. 1) контрасты температур воздуха между:

- 1) материком и океаном (точки 2—5 на суше и 19—23 на океане);
- 2) побережьем и океаном (точки 6—12 и 13—17);
- 3) центром и периферией материка (точки 1—5 и 6—12);
- 4) центром и периферией океана (точки 19—23 и 13—18);
- 5) центром Охотского моря и северо-западной частью Тихого океана (40° с. ш., 150° в. д.).

Такой набор контрастов имеет определенный смысл. Он позволяет выяснить не только изменение разности температур между океаном и

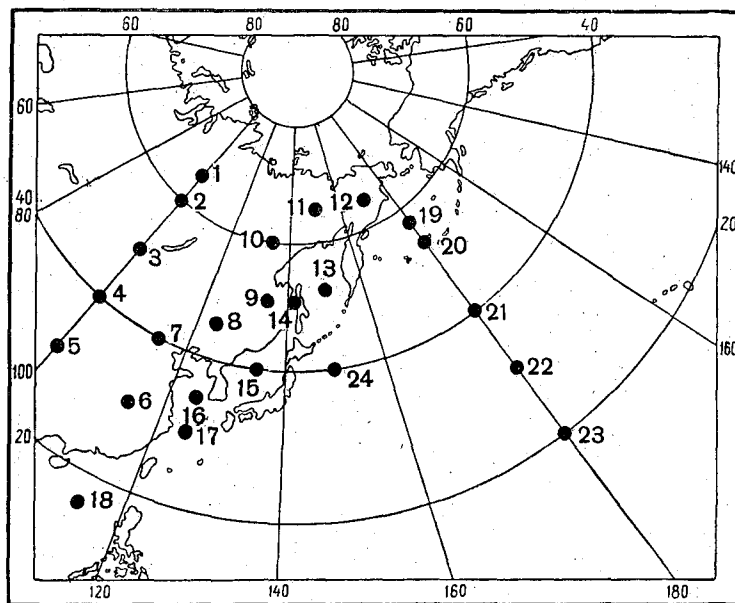


Рис. 1. Расположение точек, между которыми определялся контраст температур.

материком, но и выявить степень равномерности и скорость прогревания однородных, но различных по масштабу подстилающих поверхностей (материк — побережье, океан — окраинные моря). С помощью полученных контрастов температур можно также выяснить возможность возникновения циркуляции меньшего порядка, например, между окраинными морями и побережьем.

Для того чтобы выявить сезонность в ходе контрастов температур между океаном и материком, строился график (рис. 2а), на который наносились значения разностей температур за все месяцы года. На этот же график (рис. 2б) наносились даты наступления и отступления летнего тихоокеанского муссона (или «настоящего муссона»), взятые из работы [6]. Эти данные были получены с помощью эквивалентно-потенциальной температуры, которая является неплохим критерием для определения типа воздушной массы. Не располагая более поздними материалами по срокам распространения летнего муссона, автор использовал эти данные.

Термин «настоящий муссон» относится к мТВ и мЭВ, которые выносятся на Восточный Китай из юго-западной части Тихого океана (Северное полушарие) по западной периферии тихоокеанского гребня и через Южно-Китайское море из экваториальных широт. Этот термин был введен для отличия выносов теплого и влажного морского воздуха южных широт от морских воздушных масс, выносимых из районов Японского моря (мПВ — «ненастоящий муссон») или из соседних морей, но в более ранний период.

Ненастоящий муссон, особенно в мае — июне, по своим свойствам

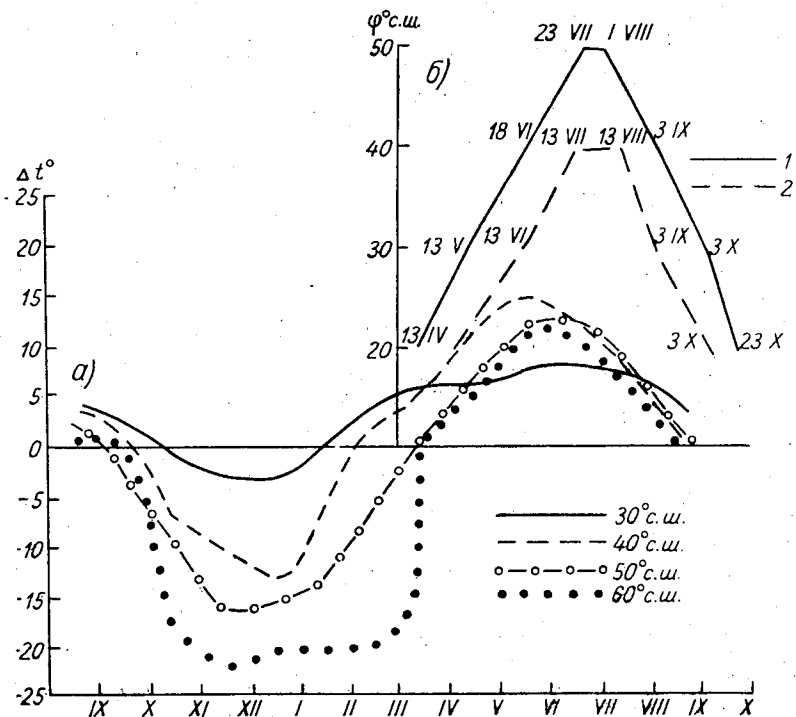


Рис. 2. Результаты сравнения годового хода контрастов температур воздуха между материком и океаном (100—180° в. д.) (а) с датами наступления и отступления летнего муссона (б).
1 — мТВ, 2 — мЭВ.

(относительно сухой и холодный) значительно отличается от настоящего.

Как видно на рис. 2, мТВ и мЭВ на материк распространяются постепенно. До 50° с. ш. мТВ движется в течение 4 месяцев; мЭВ севернее 45° с. ш., по данным [6], не заходит, но 45° с. ш. достигает значительно скорее, чем мТВ.

При этом наступление настоящего муссона на материк начинается тогда, когда на всем побережье контрасты температур воздуха превышают или равны 6—12°. Причем в более северных широтах, как видно на рис. 2, для наступления настоящего муссона нужен больший контраст температур. В общем же согласный ход кривых на графике показывает, что наступление летнего муссона следует за ростом термической неоднородности подстилающих поверхностей типа океан — материк.

При сравнении кривых годового хода контраста температур воздуха (рис. 2) и сезонного изменения разности повторяемостей летнего мор-

ского (Ю+ЮВ+В+ЮЗ) и зимнего континентального (С+СВ+З+СЗ) направлений ветра (рис. 3) выявляется следующее. Оказывается, что так называемое летнее направление муссона (или комплекс ветров Ю+ЮВ+В+ЮЗ) начинает преобладать на всем побережье Восточной Азии уже с марта (районы около 30° с. ш. и южнее). В феврале морские ветры преобладают только в Сянгане (Гонконге) и Шанхае.

Для характеристики смены направлений ветра (рис. 3) взяты многолетние данные по наземным ветрам ряда станций, равномерно расположенных над территорией Восточной Азии от 30 до 65° с. ш.

Как видно на рис. 2 и 3, в более северных широтах преобладание летних ветров над зимними наблюдается позднее. Морские направления ветра в весенние и ранние летние месяцы, хотя они и преобладают над

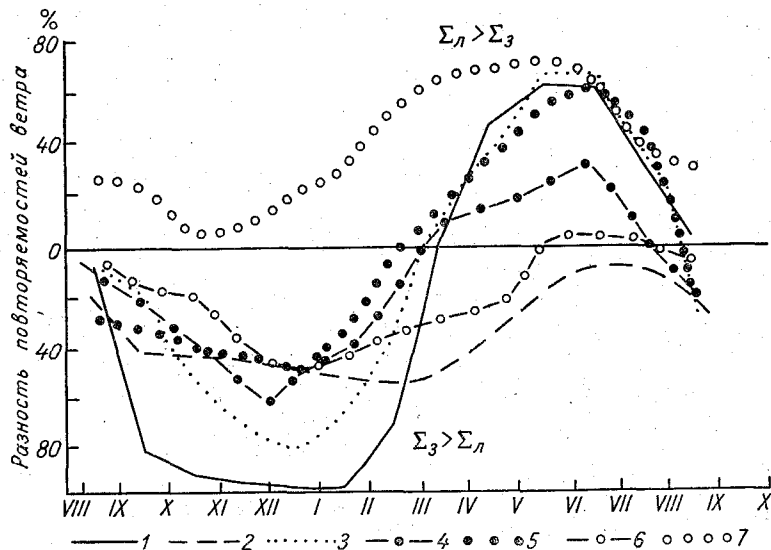


Рис. 3. График хода средних многолетних разностей повторяемости летних (Ю+ЮВ+ЮЗ+В) и зимних (С+СЗ+СВ+З) направлений ветра.

1 — Охотск, 2 — Сквордино, 3 — Владивосток, 4 — Пекин, 5 — Шанхай, 6 — Чунцин, 7 — Сянган (Гонконг).

континентальными, нельзя считать настоящим муссоном, развитие которого сопровождается максимумом осадков. Другими словами, летний муссон развивается раньше того времени, когда контраст температур воздуха достигает 6 — 12°.

Для выяснения причин возникновения такого соотношения разностей преобладающих направлений ветра было решено проанализировать контрасты температур (рис. 1) между:

1) более континентальной частью материка и побережьем (точки 1 — 5, 6 — 12);

2) побережьем и окраинными морями (точки 6 — 12, 13 — 18);

3) окраинными морями и центральной частью Тихого океана.

Результаты сравнения приведены в табл. 1 и 2. Данные табл. 1 позволяют установить, что для материка контраст температур воздуха уменьшается от апреля к июню, т. е. весной центральные районы материка прогреваются скорее и сильнее. Начиная с июля материк, особенно в умеренных широтах, прогревается равномерно. Исключением является район Чукотки. Контраст температуры здесь (65° с. ш., 100 — 170° в. д.) равен 2° и отсутствует только в июне и сентябре.

В Тихом океане (табл. 2) в весенние месяцы окраинные моря оказываются холоднее центральных районов океана начиная с 30° с. ш. В мае — июне на широтах 30—40° происходит выравнивание температур воздуха и уже с июля эти моря оказываются более теплыми. Последнее можно объяснить влиянием нагретого материка на прилегающие к нему моря. В приэкваториальных широтах контрасты температур между различными районами океана отсутствуют (кроме сентября).

Таблица 1

Контраст температур воздуха (град.) между континентальной частью материка и побережьем с апреля по сентябрь

Местоположение	I	V	VI	VII	VIII	IX
30° с. ш., 100—115° в. д.	10	6	4	2	2	5
40 100—115	4	4	4	3	3	2
50 100—135	3	2	0	0	0	0
60 100—135	3	0	0	0	-1	0
65 100—150	2	0	0	0	0	0
65 100—170	5	2	0	2	2	0

Таблица 2

Контраст температур воздуха (град.) между окраинными морями и центральной частью Тихого океана с марта по сентябрь

Местоположение	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
15° с. ш., 115—180° в. д.	0	0	0	0	0	0	-1
30 125—180	-5	-3	0	0	2	2	0
40 135—180	-3	-1	0	0	2	4	3
52°30' 150—180	-2	-2	-4	-2	-2	0	4

Своеобразен ход контрастов температур воздуха между центром Охотского моря и районом Тихого океана на этой же широте (52°30' с. ш.). Охотское море является более холодным в течение 5 месяцев, но в сентябре оно оказывается более теплым, т. е. Охотское море имеет аномальный по сравнению с другими районами океана термический режим. В связи с этим проведено сравнение температур воздуха в центре Охотского моря (52°30' с. ш., 150° в. д.) с температурой воздуха в северо-западной части Тихого океана в точке (40° с. ш., 150° в. д.), где Куро-Сиво начинает поворачивать с юга, юго-запада на восток, северо-восток, и получены следующие контрасты:

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Δt_{Ox}	9	10	10	7	6	8

Как видно из приведенных данных, величина меридиональных контрастов температур воздуха значительна.

Сравнение разностей температур между побережьем и окраинными морями делалось для пунктов, расположенных на суше на расстоянии 600—700 и 200—300 км от берега моря. (На рис. 1 последние не приведены.)

Результаты сравнения приведены в табл. 3.

В марте — апреле, как видно из табл. 3, контраст температур либо отсутствует ($30 - 40^\circ$ с. ш.), либо окраинные моря оказываются теплее побережий (умеренные и особенно более высокие широты).

Таблица 3

Контраст температур воздуха (град.) между побережьем и окраинными морями с апреля по сентябрь

Местоположение	IV	V	VI	VII	VIII	IX
30° с. ш., 115° в. д. — 30° с. ш., 125° в. д.	0	2	3	2	1	0
40 115 — 35 125	0	4	5	4	0	-2
45 125 — 40 135	-2	3	6	5	0	-5
50 135 — 40 135	-8	-2	0	1	-6	-8
50 135 — 50 142	2	8	8	8	2	-1
60 135 — 52,5 150	-6	6	9	10	5	-5
65 150 — 52,5 150	-11	2	8	7	2	-8
65 170 — 57 180	-12	-2	8	7	2	-3

С мая по август для 30° с. ш. на расстоянии 600 — 700 км от берега оказывается теплее, чем в центральной части окраинных морей.

Таким образом, уже в мае почти на всем побережье за исключением районов Японского моря и точки 12, где меридиональный контраст показывает, что море более теплое, возможно развитие морских ветров, которые проникают на побережье на расстояние до 600—700 км, т. е. развивается циркуляция среднего масштаба между окраинными морями и побережьем.

Аномальной в течение всего периода оказывается циркуляция над Японским морем. В апреле центральная часть его с более северной континентальной точкой, расположенной на том же меридиане, дает самый большой для этих широт контраст температур. В мае контраст уменьшается, в июле равен нулю, а в августе и сентябре Японское море снова становится аномально теплым.

Это объясняется тем, что в Японское море входит ветвь теплого течения Куро-Сиво, значение которой особенно резко проявляется весной. В августе этот район оказывается более теплым, так как Японское море, единственное из окраинных морей Дальнего Востока, окружено сушей, поэтому сочетание ветви теплого течения Куро-Сиво с распространением тихоокеанского гребня создает условие, при котором точка 15 теплее точки 9 (см. рис. 1). В сентябре, когда суша остывает, а на море наблюдается максимум температуры воды, точка 15 также теплее точки 9.

Для марта не удалось получить четких контрастов температур воздуха для точек, расположенных в 200 — 300 км от берега моря и над окраинными морями. По-видимому, морские ветры в марте даже на 25° с. ш. не распространяются на сушу далее 50 — 100 км. В апреле возможность распространения морских ветров (но еще не настоящего муссона) начинает проявляться в районах $30 - 45^\circ$ с. ш. и достигает расстояния 200 — 300 км от берега.

Таким образом, прежде чем наступает настоящий муссон, на всем восточном побережье Азии ему предшествует (со сдвигом во времени) муссон, возникающий в результате наличия так называемых мезоконт-

растов¹. Обычно величина этих контрастов не превышает 6—10°, т. е. меньше разности температур, при которой развивается настоящий муссон.

Сравнивая контрасты температур воздуха между материком и океаном со всеми контрастами, рассмотренными в табл. 1—3, можно сделать вывод, что с апреля по сентябрь они оказываются преобладающими, особенно в июле—августе. Однако мезоконтрасты снижают фон этих контрастов, благодаря чему становится возможным развитие морских ветров, которые не имеют свойств настоящего муссона.

Ранее уже отмечалась своеобразная роль циркуляции, развивающейся над Охотским морем. Существенное значение летнего охотского антициклона отмечено также в литературе [4, 7, 8]. «Поведение» этого антициклона определяет погоду не только в Приморье и Хабаровском крае, но и в Японии и Китае. При хорошо развитом антициклоне в бассейне р. Янцзы возможны наводнения [7]. В Японии в этот период преобладает холодная сухая или влажная погода, а над большей частью советского Дальнего Востока (кроме побережья), как, например; в 1954 г., наблюдается засуха [4—7]. Однако, как отмечает О. К. Ильинский, в действительности связи более сложные, чем приведенные в качестве примера.

На основании изложенного, учитывая, что контраст температур между центральной частью Охотского моря и точкой (40° с. ш., 150° в. д.), расположенной в северо-западной части океана, наибольший, считаем необходимым сравнить контрасты между материком и океаном с величинами, приведенными выше для северо-западной части Тихого океана и Охотского моря (табл. 4).

Таблица 4

Разность контрастов температур воздуха (град.) между материком и океаном и северо-западной частью Тихого океана и Охотским морем

Разность	IV	V	VI	VII	VIII	IX
$\Delta t_{30} - \Delta t_{Ох}$	—3	2	2	1	1	—4
$\Delta t_{40} - \Delta t_{Ох}$	—3	2	5	6	1	—4
$\Delta t_{50} - \Delta t_{Ох}$	—8	—3	2	6	3	—6
$\Delta t_{60} - \Delta t_{Ох}$	—8	—5	2	4	0	—7

Данные табл. 4 позволяют сделать ряд важных выводов, имеющих непосредственное отношение к распространению юго-западного и юго-восточного муссонов на северо-запад.

Сравнение разностей контрастов температур с датами наступления настоящего муссона (см. рис 2) помогает выяснить, почему настоящий летний муссон достигает 50° с. ш. в июле и августе, а в районе Южного Приморья возможен на высотах вынос мТВ уже в июне. Чем севернее располагается район (в пределах 60° с. ш.), тем большая разность контрастов необходима для того, чтобы сюда дошел настоящий муссон. Сопоставление средних погодных характеристик со сроками распространения муссона позволяет сделать следующие выводы. В субтропических широтах летний муссон может развиваться при контрасте температур,

¹ Под мезоконтрастами понимаются разности температуры воздуха между средними по размерам подстилающими поверхностями (побережье—окраинные моря); под макроконтрастами—различия температуры воздуха между материком Азии и Тихим океаном.

равном 6° или более, независимо от того, достигнут ли величины, помещенные в табл. 4, значения 6° . Только в более северные широты настоящий муссон может поступать в тех случаях, когда разность контрастов температур достигает 6° . Эта цифра является, по-видимому, критической для распространения настоящего муссона в более северные широты, тогда становится ясно, почему мТВ и мЭВ не достигают 60° с. ш. Данные табл. 4 позволяют объяснить также, почему в апреле настоящий муссон не наблюдается в районе 30° с. ш. В этом случае контраст между Охотским морем и северо-западной частью Тихого океана оказывается больше контраста между материком и океаном (см. рис. 2).

Изложенное позволяет сделать следующие выводы для оценки роли так называемого термического фактора, или температурного контраста между материком и океаном.

1. В зависимости от степени и скорости прогревания материка и океана в целом и отдельных их частей (побережья и окраинные моря) настоящий летний муссон может постепенно распространяться к северо-западу и северу. От 20 до 50° с. ш. он доходит за 4 месяца (мТВ) и за 3 месяца до 40° с. ш. (мЭВ).

2. Критический контраст температур воздуха между материком и океаном, при котором начинается наступление и наибольшее распространение настоящего муссона, равен $6 - 12^\circ$ (с увеличением широты значение контраста возрастает). В период, когда контраст между материком и океаном оказывается меньше критических величин, над восточным побережьем развивается мезоциркуляция, определяемая различием температуры между побережьем и окраинными морями. При этом по мере роста температурных различий морские ветры постепенно распространяются в глубь суши. Однако, очевидно, морские ветры, поступающие на сушу с окраинных морей, не распространяются далее $600 - 700$ км (о вторжениях с Охотского моря сейчас не говорится) от берега моря. Этот вопрос требует более глубоких исследований с привлечением детального материала.

3. Наличие температурных различий между неоднородными по свойствам подстилающими поверхностями макромасштаба (материк—океан), мезомасштаба (побережья—окраинные моря) и между центром и периферией однородных по свойствам подстилающих поверхностей позволяет объяснить, почему морские ветры, начинающие преобладать над побережьем Восточной Азии с марта—апреля, обладают различными погодными свойствами. Мезомуссон, или первая стадия развития летнего муссона (ненастоящий муссон), должен выносить на побережье относительно сухой и холодный воздух. С макромуссоном, или второй стадией летнего муссона (настоящий муссон), связано поступление относительно теплых и очень влажных воздушных масс в глубь материка.

4. Хорошо развитый охотский антициклон является своеобразным регулятором наступления и отступления настоящего муссона. Он представляет собой барьер для развития тихоокеанского гребня на материк, следовательно, препятствует распространению мТВ и способствует выносу мПВ. При отсутствии или слабом развитии охотского антициклона создаются благоприятные условия для развития тихоокеанского антициклона и его гребня на материк, по периферии которого выносятся влажные мТВ и мЭВ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хромов С. П. Муссон как географическая реальность. Изв. Всес. геогр. общ-ва, т. 82, вып. 3, 1950.
2. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. В кн. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеониздат, Л., 1956.

3. Ильинский О. К. Летняя дальневосточная депрессия. Труды ДВНИГМИ, вып. 11, 1960.
4. Ильинский О. К. Охотский антициклон. Труды ДВНИГМИ, вып. 7, 1960.
5. Сохрина Р. Ф., Шарова В. Я., Челпанова О. М. Атлас давления, температуры воздуха и осадков Северного полушария. Гидрометеиздат, Л., 1959.
6. Tu Chang-wang and Hwang Sze-sung. The advance and retreat of the summer monsoon in China. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 26, No 1, 1945.
7. Lee J. Sea surface temperature and floods and droughts in China. Journ. of the Chinese Geophys. Soc., vol. 2, No 2, 1950.
8. Suda K., Asakura T. A study on the unusual «Baiu» season in 1954 by means of northern hemisphere upper air mean charts. Journ. Meteor. Soc. of Japan, vol. 33, No 5, 1955.

ВЛИЯНИЕ КАРСКОГО МОРЯ НА ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ

В статье показано влияние Карского моря на вертикальное распределение температуры воздуха в летне-осенний период. Оно проявляется в температурном режиме воздушных масс, перемещающихся в меридиональном направлении с юга на север и с севера на юг. Установлено, что влияние открытой поверхности моря на температуру воздуха распространяется до 0,2—0,5 км, а покрытый льдом — до 1,0—1,5 км.

В работе З. М. Прик, выполненной совместно с автором [1], дан анализ изменения температуры воздуха при различных циркуляционных условиях и в зависимости от ледовитости Карского моря. Однако особенности вертикального распределения температуры воздуха в нижней тропосфере в зависимости от состояния подстилающей поверхности рассмотрены не были.

Учитывая различные характеристики ледовитости Карского моря по декадам за июль, август и сентябрь, а также особенности барического поля и направления основных переносов воздушных масс, были вычислены средние декадные температуры воздуха на уровнях 0,0; 0,2; 0,5; 1,0; 2,0; 2,5; 3,0; 4,0; 5,0 км. Материалом для указанных вычислений послужили данные радиозондирования атмосферы на о. Диксон.

Основные особенности влияния термического состояния подстилающей поверхности на вертикальное распределение температуры воздуха рассмотрены на примере первых декад сентября 1947, 1951, 1952 гг. (рис. 1).

На рис. 1 видно, что в высоких географических широтах (о. Диксон) в конце лета — начале осени имеет место заметное различие в температурном режиме воздушных масс, перемещающихся в меридиональном направлении с юга на север и с севера на юг.

Декады выбраны с учетом особенностей циркуляции атмосферы и ледовитости Карского моря. В первые декады сентября 1947 и 1951 гг. отмечался меридиональный перенос воздушных масс с севера на юг. При такой циркуляции атмосферы воздушные массы поступали в район о. Диксон, перемещаясь над водным пространством Карского моря. За это время физические свойства воздушных масс резко изменялись, что отразилось на вертикальном распределении температуры.

В первую декаду сентября 1952 г. также наблюдался меридиональный перенос воздушных масс, но уже с юга на север. В этом случае воз-

душные массы, достигшие района о. Диксон, обладали вертикальным распределением температуры, отражающим воздействие материка.

Над Карским морем в это время интенсивно развивалась циклоническая деятельность; циклоны перемещались с севера Европейской территории СССР к Новой Земле и дальше в северо-восточном направлении до 80° с. ш. Циклоны обусловили преобладание ветров южной составляющей. В результате наблюдался интенсивный вынос тепла в район Карского моря, вследствие чего отмечалась большая положительная аномалия

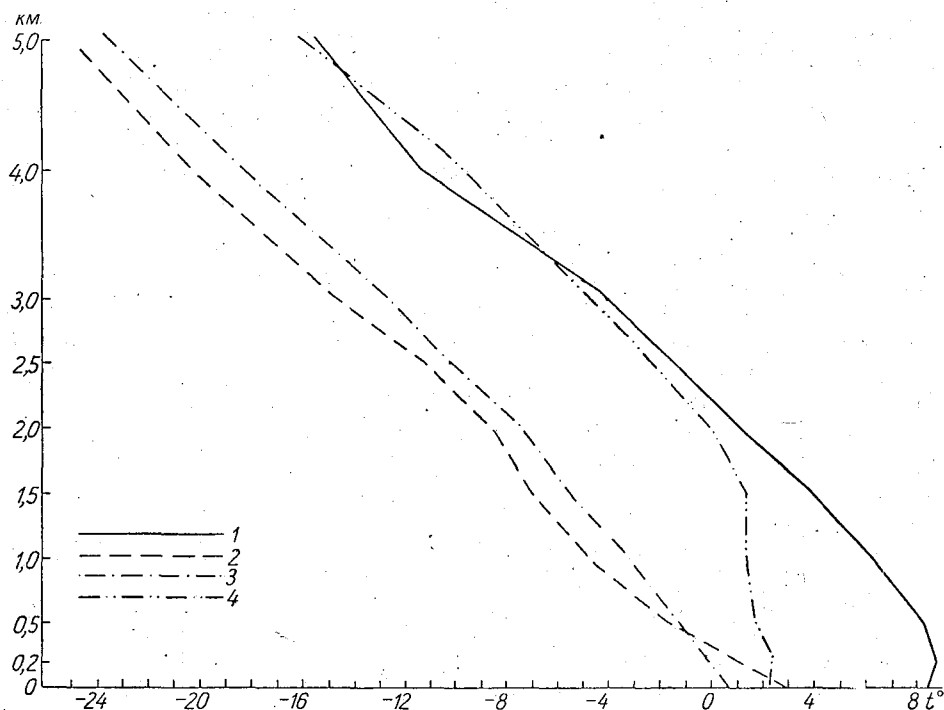


Рис. 1. Кривые вертикального распределения температуры воздуха в зависимости от характера воздействия подстилающей поверхности и направления переноса.
 1 — южный перенос (1-я декада сентября 1952 г.), 2 — северный перенос (1-я декада сентября 1947 г.), 3 — северный перенос (1-я декада сентября 1951 г.), 4 — северный перенос (1-я декада июля 1951 г.).

лия температуры воздуха. Этот процесс прослеживался во всем рассматриваемом слое от поверхности земли до 5,0 км.

Анализ кривой вертикального распределения температуры воздуха в первую декаду сентября 1952 г. (рис. 1) позволяет сделать вывод, что в слое 0,0—0,5 км температура воздуха с высотой изменяется под воздействием подстилающей поверхности, которая начинает охлаждаться. Поэтому в слое 0,0—0,2 км имеет место слабовыраженная инверсия, в слое 0,2—0,5 км — начало падения температуры воздуха, указывающее на переход к условиям свободной атмосферы.

В первые декады сентября 1947 и 1951 гг. отмечался северный перенос воздушных масс, который обуславливался в первом случае влиянием мощных гребней арктического антициклона и выносом воздушных масс из Центрального полярного бассейна. В связи с этим над Карским морем преобладали ветры северных составляющих и имела место отрицательная аномалия температуры воздуха. Во втором случае над западной частью Карского моря располагался гребень арктического антициклона;

к востоку от полуострова Ямал, особенно в районе Таймырского полуострова, развивалась циклоническая деятельность, причем циклоны смещались на северо-восток до 80° с. ш. В результате над акваторией Карского моря также преобладали ветры северных и северо-восточных направлений.

Указанные особенности синоптических процессов в первые декады сентября 1947 и 1951 гг. отразились на вертикальном распределении температуры воздушных масс, перемещающихся в южном направлении над водной поверхностью Карского моря, свободной от льда.

Температура воздушной массы в первую декаду сентября 1947 г. в слое 0,5 — 5,0 км была ниже температуры воздушной массы в первую декаду сентября 1951 г. (разность составляет $0,4 - 2,4^{\circ}$). Это объясняется тем, что в 1947 г. воздушная масса в районе своего формирования была выхожена сильнее в слое от уровня подстилающей поверхности до высоты 5,0 км, чем в аналогичный период 1951 г.

Характер воздействия подстилающей поверхности зависит от синоптических условий. В первые декады сентября 1947 и 1951 гг. свободная от льда водная поверхность Карского моря, как отмечалось выше, была теплее окружающей суши и пространств Центрального полярного бассейна, покрытого многолетним ледяным покровом. Нижние слои воздушной массы, находясь над водной поверхностью Карского моря, прогрелись. Этот процесс развивался более заметно в первую декаду сентября 1947 г. по сравнению с таким же периодом 1951 г., охватывая слой 0,0 — 1,0 км. Причина данного явления заключается в том, что в первую декаду сентября 1947 г. воздушная масса перемещалась над водной поверхностью Карского моря с меньшей скоростью, чем в первую декаду сентября 1951 г. Это соображение подтверждается величинами среднедекадных скоростей ветра в слое от подстилающей поверхности до высоты 1,0 км, вычисленными на основании шаропилотных наблюдений на островах Уединения и Диксон (табл. 1).

Данные наблюдений на о. Уединения представляют определенный интерес, так как этот остров расположен на 480 км севернее о. Диксон, и сопоставление скоростей ветра в обоих пунктах дает возможность получить представление о движении воздушных масс над водной поверхностью Карского моря.

Из табл. 1 видно, что в первую декаду сентября 1947 г. скорость перемещения воздушной массы на участке о. Уединения — о. Диксон уменьшалась к югу. Следовательно, появлялась возможность более длительного влияния подстилающей поверхности на прилегающие слои воздуха по сравнению с первой декадой сентября 1951 г., когда на указанном участке Карского моря скорость движения воздушной массы возрастала. Это неизбежно ограничивало влияние водной поверхности на изменение физических особенностей нижних слоев воздушной массы.

Эти выводы подтверждаются также данными значений вертикальных градиентов температуры воздуха (табл. 2), которые в слое 0,0 — 1,0 км в первую декаду сентября 1947 г. были значительно больше, чем в первую декаду сентября 1951 г. Следовательно, процесс теплового воздействия водной поверхности Карского моря на прилегающие слои воздуха осуществлялся в первую декаду сентября 1947 г. более энергично по сравнению с первой декадой сентября 1951 г., создавая неустойчивость нижних слоев воздуха и способствуя развитию вертикального перемешивания воздушных масс.

Как уже отмечалось выше, особенности распределения температуры воздуха с высотой в первые декады сентября 1947 и 1951 гг. связаны с воздействием водной поверхности Карского моря, свободной от льда.

Однако очень часто в первую половину лета на Карском море наблюдаются льды различной сплоченности. Поэтому влияние указанной подстилающей поверхности на температурный режим прилегающих слоев воздуха должно характеризоваться некоторыми особенностями. В качестве примера можно сослаться на первую декаду июля 1950 г.

Таблица 1

Среднедекадные скорости ветра (м/сек.) на различных уровнях

Станция	Уровни (км)						
	0	0,1		0,3	0,5	0,75	1,0
Первая декада сентября 1947 г.							
о. Уединения . . .	7,5	8,4	8,1	8,5	7,1	8,0	7,5
о. Диксон	6,5	7,4	7,4	7,0	5,4	6,0	6,0
Разность	-1,0	-1,0	-0,7	-1,5	-1,7	-2,0	-1,5
Первая декада сентября 1951 г.							
о. Уединения . . .	2,8	5,5	6,6	6,0	6,7	8,5	7,5
о. Диксон	6,5	8,3	9,9	8,5	8,5	9,6	9,2
Разность	+3,7	+2,8	+3,3	+2,5	+1,8	+1,1	+2,3

Примечание. Знак минус (-) означает, что скорость ветра на о. Диксон была меньше, чем на о. Уединения. Знак плюс (+) характеризует обратное соотношение в распределении скоростей ветра между указанными пунктами.

Таблица 2

Вертикальные градиенты температуры воздуха (град/100 м) над о. Диксон в первые декады сентября 1947 и 1951 гг.

Год	Слой (км)				
	0—0,2	0,2—0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0
1947	0,85	0,90	0,64	0,44	0,32
1951	0,35	0,40	0,18	0,50	0,40

Синоптическая ситуация в первую декаду июля 1950 г. характеризовалась циклонической деятельностью в районе Карского моря, обусловившей преобладание ветров северо-восточной и восточной составляющих. В результате воздушные массы достигали о. Диксон, перемещаясь над ледяным покровом Карского моря, что не могло не отразиться на распределении температуры в нижних слоях воздушной массы. Как видно из рис. 1, в слое от ледяной поверхности моря до высоты 0,2 км наблюдалась изотермия, которая несколько сглаживается в слое до 1,5 км, причем в интервале высот 1,0—1,5 км снова выступает. Появление изотермии можно рассматривать как результат воздействия ледяной подстилающей поверхности, ограничивающей возможные колебания температуры воздуха величинами, близкими к $\pm 0^\circ$.

Следует отметить и еще одну особенность — в слое 2,0—5,0 км температура воздушной массы, перемещающейся в июле с северной состав-

ляющей, мало отличается от температуры воздуха, адвекция которого имела место в сентябре, но уже с южной составляющей. Это явление, но-видимому, объясняется общим усилением притока солнечной радиации летом в арктических районах и соответствующим нагреванием воздушных масс; степень этого нагревания соответствует термическим условиям верхних слоев континентального воздуха, поступающего в сентябре на побережье Карского моря. Осенью в связи с уменьшением притока солнечного тепла в арктические районы температура верхних слоев воздушной массы, перемещающейся с севера, оказывается значительно ниже по сравнению с аналогичными величинами в июле.

Таким образом, анализ кривых вертикального распределения средне-декадных температур воздуха позволяет установить характер влияния подстилающей поверхности на тепловое состояние воздушных масс (падение температуры, изотермия, инверсия). Вертикальная мощность указанного воздействия — от 0,2 до 1,0 — 1,5 км.

Появление каждой из отмеченных особенностей вертикального распределения температуры воздуха в течение летне-осеннего периода обусловливается как температурным режимом самой воздушной массы, так и подстилающей поверхности.

Для условий северного переноса воздушных масс над Карским морем была определена повторяемость указанных трех видов вертикального распределения температуры воздуха в первые декады июля, августа и сентября с 1938 по 1950 г. (табл. 3).

Таблица 3

Повторяемость (%) различных видов
вертикального распределения температуры
в нижних слоях воздушной массы

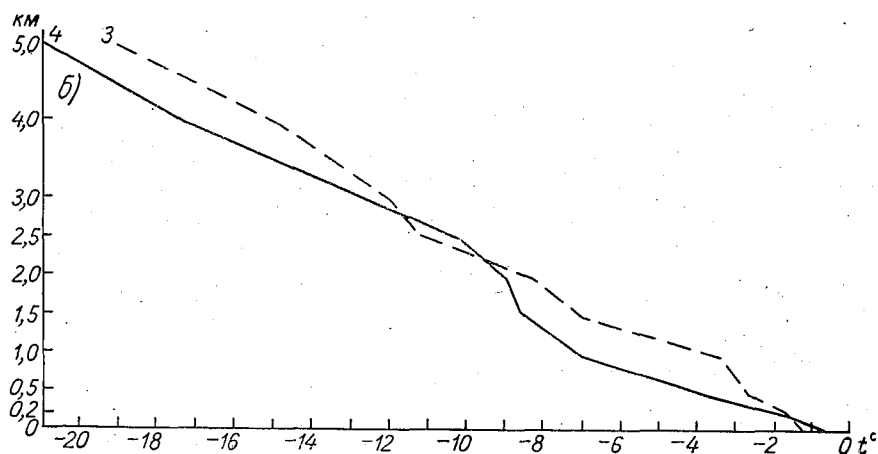
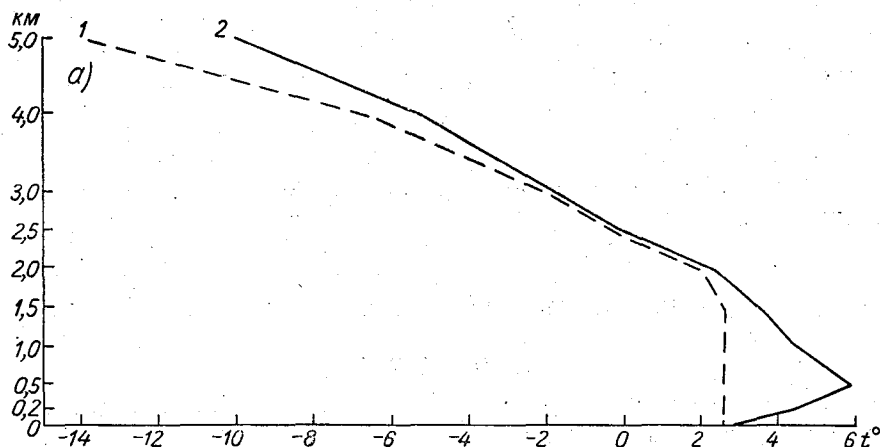
Месяц	Декада	Падение с высотой	Изотер- мия	Инвер- сия
VII	1	18	46	36
VIII	1	60	26	14
IX	1	80	15	5

Из данных табл. 3 особенно хорошо видно влияние термического состояния подстилающей поверхности на температурный режим нижних слоев воздушной массы.

В первую декаду июля, когда Карское море в значительной своей части покрыто льдом, в нижних слоях воздуха наблюдается преобладание изотермического и инверсионного распределения температуры. В последующий период, в первую декаду августа, по мере уменьшения ледовитости и аккумуляции тепла водной поверхностью последняя оказывается теплее воздушных масс и в связи с этим заметно вырастает повторяемость падения температуры воздуха с высотой, которая становится господствующей в первую декаду сентября при полном очищении Карского моря от льда и максимальной отдаче тепла нижним слоям воздушной массы. Соответственно уменьшается повторяемость изотермии и инверсии, которая в сентябре становится минимальной.

На рис. 2 проводятся кривые вертикального распределения температуры воздуха, полученные по осредненным данным за отдельные дни июля и сентября и отражающие особенности воздействия подстилающей поверхности (ледяной и водной) на термическое состояние воздушных масс нижней тропосферы. В первую декаду июля 1950 г. над Карским

морем располагался антициклон с центром севернее Новой Земли, и о. Диксон находился на его юго-восточной периферии. В результате преобладали ветры северо-восточной составляющей, поэтому в нижних слоях воздушной массы при движении ее над ледяным покровом вследствие большой затраты тепла на таяние снега и льда наблюдалась изотермия до высоты 1,5 км. Во вторую декаду июля 1947 г. в Карском море



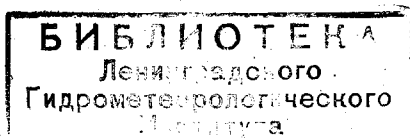
186981

Рис. 2. Типичные особенности вертикального распределения температуры воздуха при северном переносе в июле (а) и сентябре (б), возникающие под воздействием подстилающей поверхности.

1—7 июля 1950 г., 2—11 июля 1947 г., 3—5 сентября 1951 г., 4—9 сентября 1947 г.

также наблюдались льды различной сплоченности. 11 июля 1947 г. над Карским морем располагался обширный антициклон, обусловивший вдоль берега и в районе Енисейского залива ветры северо-восточной составляющей. Происходившее в условиях антициклонической погоды интенсивное таяние снега и льда обусловило развитие приземной инверсии (известной в литературе под названием весенней или снежной) в слое до 0,5 км.

В первые декады сентября 1947 и 1951 гг. Карское море было свободно от льда. Как 9 сентября 1947 г., так и 5 сентября 1951 г. все



западное побережье Таймырского полуострова и прилегающие к нему прибрежные районы находились на северо-западной периферии циклонов с центрами над средней частью Таймырского полуострова. Над остальной акваторией моря располагалась зона периферии антициклонов с центрами над Северным полюсом. Указанная синоптическая ситуация обуславливала преобладание ветров северной четверти (от СЗ через С до СВ). Так как водная поверхность Карского моря в это время более теплая, чем находящиеся над ней воздушные массы, то имело место нагревание нижних слоев воздуха, результатом которого явились неустойчивость воздушных масс и вертикальное перемешивание в слое 0,0 — 1,0 км.

Таким образом, на основании приведенного материала видно, что над Карским морем осуществляется трансформация воздушных масс. Этот процесс охватывает нижние слои воздушной массы и отражается на вертикальном распределении температуры. В зависимости от состояния поверхности (вода или лед) воздействие ее на температурный режим воздушной массы различно. Над водой это влияние распространяется до 0,2 — 0,5 км, а над ледяным покровом оно достигает 1,0 — 1,5 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прик З. М. и Шапеев В. М. О влиянии ледовитости моря на колебание метеорологических элементов. Труды АНИИ, т. 217, 1959.

НЕКОТОРЫЕ СИНОПТИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТАЙФУНОВ, ВЫХОДЯЩИХ НА ФИЛИППИНСКИЙ АРХИПЕЛАГ

В статье излагаются результаты синоптико-статистического анализа тайфунов, выходящих на Филиппинский архипелаг. В основу работы были положены ежедневные бюллетени погоды Центрального института прогнозов, метеорологические бюллетени, издаваемые за период МГГ, а также американские синоптические карты Северного полушария. Проведенный анализ материалов позволил сделать некоторые выводы в отношении повторяемости тайфунов над исследуемым районом, глубины тайфунов, скорости их перемещения и времени пребывания над архипелагом.

Одной из специфических особенностей климата отдельных районов Юго-Восточной Азии являются большие повторяемости тропических циклонов. Филиппины подвержены действию тайфунов больше, чем какая-либо другая область на земном шаре. Это объясняется тем, что тайфуны, приходящие к берегам Юго-Восточной Азии, зарождаются непосредственно к востоку от Филиппин. Таким образом, Филиппинский архипелаг воспринимает наиболее сильное воздействие тайфунов, достигающих восточной части полуострова Индокитай или же проходящих в более северные широты. В непосредственной зависимости от тайфунов находится режим осадков. Наиболее сильные осадки на Филиппинах связаны с прохождением глубоких циклонов. Достаточно указать, что так называемые тайфунные дожди составляют на архипелаге $\frac{1}{3}$ всего количества осадков. Таблица 1 показывает соотношение годовой суммы количества осадков с осадками за период с июня по ноябрь (тайфунный сезон) для некоторых станций Филиппинского архипелага.

Таблица 1

Соотношение годовой суммы осадков с осадками
за период с июня по ноябрь

Станция	Годовая сумма осад- ков (мм)	Осадки за период с июня по ноябрь (мм)	Станция	Годовая сумма осад- ков (мм)	Осадки за период с июня по ноябрь (мм)
Баско	3100	1986	Виган	2588	2347
Багно	4411	3768	Иба	3763	3305
Апарри	2225	1570	Манила	2054	1777

В настоящей статье даны некоторые результаты синоптико-статистического изучения тайфунов. С этой целью были проанализированы ежедневные бюллетени погоды Центрального института прогнозов с 1949 по 1957 г., метеорологические бюллетени, издаваемые за период МГГ с октября 1957 г., а также американские синоптические карты Северного полушария (с 1900 по 1938 г.). В результате анализа было выявлено 253 случая с тайфунами, проходящими либо непосредственно через Филиппины, либо несколько северо-восточнее Филиппин. Вследствие обрезанности карты весьма возможно, что некоторые тайфуны не были учтены. Перемещение центра тайфуна прослеживалось по ежедневным наземным и высотным картам до высоты поверхности 300 мб, а также производился анализ изменения хода метеорологических элементов.

Природа тайфунов до сих пор еще недостаточно ясна, несмотря на многочисленную литературу по этому вопросу. С каждым годом появляются все новые работы о тайфунах, но общепризнанной теории их происхождения до настоящего времени нет. На основании имеющихся исследований пока нельзя сказать с полной определенностью, почему тропические циклоны возникают на ограниченной территории, почему повторяемость их возникновения мала и т. д. К настоящему времени существует определенное совпадение мнений относительно фронтального происхождения тропических циклонов. Однако нет ясности относительно механизма, который приводит к образованию возмущений вдоль этих фронтов. Так, по мнению Малкуса [5], причиной возникновения тайфунов служат волновые возмущения в зоне пассатов (так называемые восточные волны), которые прорывают слой пассатной инверсии. Это создает благоприятные условия для переноса водяного пара в верхние слои. Однако больше половины возникающих таким образом возмущений не переходят в ураганы. Х. Риль [6] считает, что тайфуны возникают преимущественно в северо-восточном пассате вследствие неустойчивой стратификации воздуха, обусловленной прохождением над приземной ложбиной отрога повышенного давления в высоких слоях. Б. Томпсон [7], соглашаясь с выводом Х. Рилья, считает в то же время, что тайфуны образуются в основном на линии раздела между восточным течением на севере и западным на юге. Многие китайские ученые [4] полагают, что большинство сильных тайфунов происходит благодаря вторжению холода из полярных районов Южного полушария в сильно прогретые области. Можно было бы продолжить изложение многих других точек зрения, суть которых в основном сводится к тому, что возникновение тропических циклонов и интенсивный характер их развития, очевидно, обусловлены большой величиной влажностеустойчивости тех воздушных масс, на стыке которых образуются эти циклоны.

Циклоническая деятельность в районах Юго-Восточной Азии осуществляется на тропическом фронте, тропический фронт в квазистационарном состоянии сохраняется большую часть года вблизи экватора, так что практически зимой в Северном полушарии он отсутствует. Летом, перемещаясь в Северное полушарие, тропический фронт делится на две почти симметричные ветви над Малайей и Индокитаем. В районе Филиппинских островов он располагается в направлении с севера на юг. В сентябре — октябре тропический фронт достигает наиболее северного своего положения, в связи с чем вероятность тайфунов в этот период увеличивается.

Появление отдельных тайфунов в юго-западной части Тихого океана наблюдается уже в июне, но повторяемость их в этот период мала. Наибольшая повторяемость тайфунов приходится на август, сентябрь, октябрь. В этот период тайфуны обычно глубже и проходят сериями

с продолжительностью 7—10 дней. В 1950 г. 15 июля в районе восточнее Филиппин появился тайфун, который просуществовал 7 дней. Вслед за ним 2 августа появился другой тайфун, продолжительность которого составляла 10 дней, и 12 августа вновь над Филиппинами прошел тайфун, время существования которого было 9 дней. Значительно реже возникают тайфуны в ноябре, но все же повторяемость их больше, чем в июне. Число возникших тайфунов из года в год меняется довольно существенно. Средняя многолетняя повторяемость тайфунов распределяется следующим образом (табл. 2).

Как следует из табл. 2, максимальная повторяемость тайфунов составляет в сентябре 10, а в октябре 7 дней.

В Тихом океане наблюдаются три очага возникновения тайфунов: Южно-Китайское море, район к востоку от Филиппинских островов, район восточнее о. Гуам.

В этих районах зарождается около 90% всех тайфунов Тихого океана. На рис. 1 представлено многолетнее распределение очагов тайфунов

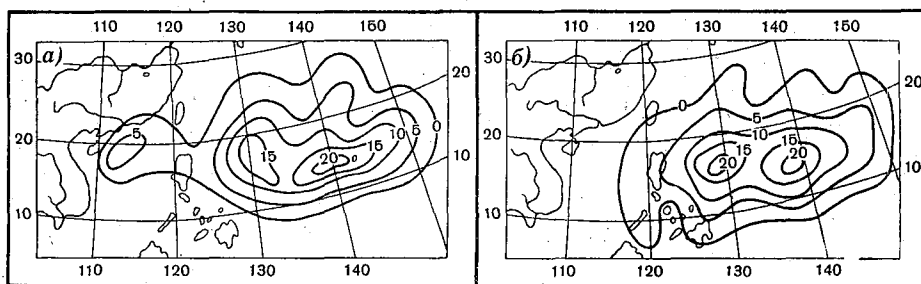


Рис. 1. Многолетнее распределение очагов тайфунов.

а — август, б — октябрь. Цифры обозначают повторяемость тайфунов за период с 1900 по 1938 г.

в августе и октябре. От сезона к сезону эти очаги меняют свое географическое положение. Зимой они смещаются далеко к северо-востоку, а летом распространяются на обширную территорию к востоку и юго-западу, достигая в сентябре самого большого своего распространения. В октябре территория распространения очагов тайфунов сужается и они выражены недостаточно четко.

Таблица 2

Повторяемость тайфунов (число дней) в юго-западной части Тихого океана

Повторяемость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средняя	0,7	0,3	0,4	0,5	0,9	1,1	3,3	3,6	4,1	3,2	1,5	0,9	20,4
Максимальная	5	4	2	3	4	5	7	6	10	7	4	4	38
Минимальная	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	8

По мнению китайских ученых, географическое изменение очагов тайфунов связано с процессами в восточном переносе, а также с юго-западным муссоном. В летнее время высотная ложбина восточно-западного переноса располагается в северных широтах, в связи с этим у земли в Тихом океане наземная депрессия лежит также на севере. Когда высотная ложбина накладывается на наземную депрессию, то возникает тай-

фун, в соответствии с этим летние очаги тайфунов лежат значительно севернее, чем осенние (в ноябре). В летние месяцы очаги тайфунов в основном располагаются в зоне между 10—15° с. ш.

По месту зарождения и путям перемещения тропические циклоны Филиппинского архипелага можно разделить на 4 основные группы, каждая из которых имеет свои особенности:

- 1) тайфуны, проходящие к северу от Манилы;
- 2) тайфуны, перемещающиеся в Тихом океане восточнее и северо-восточнее архипелага и редко пересекающие его;
- 3) тайфуны, образующиеся в Южно-Китайском море и перемещающиеся западнее Филиппин;
- 4) тайфуны, движущиеся между 10 и 20° с. ш. (рис. 2).

Наиболее опасными для Филиппин являются тайфуны, пересекающие о. Лусон и проходящие к северу от Манилы (тайфуны 1-й группы). Прохо-

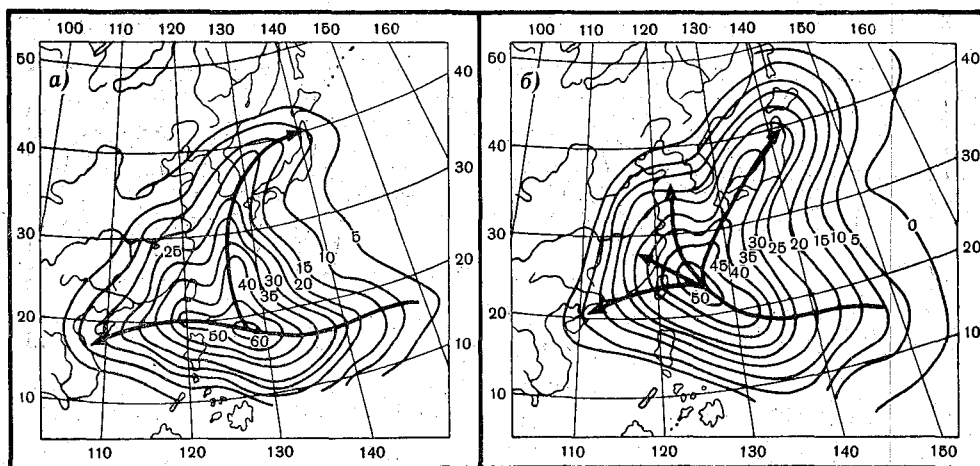


Рис. 2. Средняя траектория тайфунов и повторяемость обнаруженных тайфунов.
а — август, б — октябрь.

дя на расстоянии 600 км от Манилы, они оказывают значительно большее влияние, чем те, которые пересекают архипелаг южнее Манилы на расстоянии 90 км. Причина заключается в том, что тайфуны, проходящие через южную часть архипелага, встречают на своем пути препятствия в виде высоких горных хребтов, в то время как тайфуны 1-й группы почти беспрепятственно пересекают архипелаг. Эти тайфуны довольно глубокие, и перемещаются они с постепенно увеличивающейся скоростью. Сильные ветры и дожди со шквалами, вызванные этими тайфунами, продолжаются на Филиппинах в течение 5—6 дней.

Влияние тайфунов 3-й группы очень невелико, ибо они уже на вторые сутки удаляются от архипелага и перемещаются далее к северо-востоку. На западных берегах островов они вызывают слабые ливни и незначительное увеличение скорости ветра.

Значительно меньшее влияние (по сравнению с двумя предыдущими) оказывают тайфуны 4-й группы, так как большую часть пути они проходят севернее архипелага и причиняют большие разрушения в районах Тайваня и побережья Китая.

Давление воздуха в центре филиппинских тайфунов падает до 1000—940 мб. Тайфуны с давлением менее 940 мб бывают редко. Так, за 45 лет тайфуны с давлением 930 мб встречались 4 раза (что составляет 2%

общего количества), один раз — с давлением 910 мб. В этом районе наиболее часты тайфуны с давлением в центре 1000—996 мб (49%); далее 995—986 (33%), 985—970 (11%), 969—960 мб (3%). Следовательно, более чем в 70% случаев давление в центре тайфуна изменяется в пределах 1000—986 мб. Отсюда можно заключить, что над исследуемым районом наиболее часты довольно глубокие тайфуны. Это можно объяснить тем, что филиппинские тайфуны большую часть пути проходят над однородной подстилающей поверхностью, не встречая на своем пути больших препятствий (горных хребтов), которые приводят обычно к заплениению тайфунов.

По мере продвижения от очага возникновения на первые — вторые сутки в период стадии развития и углубления¹ давление в центре тайфунов падало на 10—25 мб, в отдельных случаях на 30—60 мб, причем наибольшее падение давления за сутки наблюдалось в сравнительно глубоких тайфунах (с давлением в центре 980 мб). В качестве примера приведем табл. 3.

Таблица 3

Характеристики отдельных тайфунов, прошедших в 1957 г. через Филиппины

Период действия	Место зарождения		Время существования (сутки)	Скорость перемещения (км/сутки)	Давление в центре (мб)	Градиент давления (мб/сутки)
	φ	λ				
22—26 VI	12° с. ш.	135° в. д.	5	340	985	60
29—31 VIII	18	136	3	250	1000	55
19—22 IX	15	122	4	500	1000	35
7—11 X	19	154	5	450	970	60

Было проведено также исследование среднего падения давления за сутки в тайфунах с минимумами в центре 980 мб и ниже. Результаты получились следующие:

Давление в центре (мб)	980	970	965	940
Число бурь	14	7	6	4
Среднее падение давления за сутки (мб)	15	25	25	30

Отсюда можно сделать заключение, что падение давления увеличивается с глубиной тайфуна, однако среднее падение давления за сутки определяется в значительной мере скоростью движения вихря, на что в свое время указывал и Ч. Депперман [2]. Развитие и углубление тайфуна происходит в течение 2—4 дней, после чего падение в центре прекращается и тайфун вступает в четвертую стадию. Последняя стадия может продолжаться от 4 до 14 дней. В этот период филиппинские тайфуны в основном перемещаются с океана на сушу, где и окклюдируются. В табл. 4 дано суммарное число дней с тайфунами различной продолжительности (с 1900 по 1938 г.).

¹ В существовании тайфунов Г. Данн [3] различает 4 стадии: 1) образование; 2) развитие и углубление; 3) полное развитие, когда дальнейшего углубления уже не происходит, а интенсивность постепенно начинает уменьшаться; 4) затухание, когда тайфун рассеивается над сушей или сворачивает на север и приобретает внетропические характеристики.

Как видно из табл. 4, тайфуны продолжительностью от 3 до 6 дней имеют наибольшую повторяемость. В период с июля по октябрь повторяемость их составляет более 20 дней. В разгар тайфунного сезона время существования тайфунов заметно возрастает. За 28 лет наблюдалось около 20 случаев, когда тайфуны существовали 10 дней и более, и 7 случаев, когда время существования тайфуна доходило до двух недель. Период действия тайфунов в неделю и больше велик только в июле, августе, сентябре и октябре. Повторяемость их составляет от 12 до 20 дней.

Таблица 4

Суммарное число дней с тайфунами различной продолжительности

Месяц	Период действия тайфунов (дни)							
	1—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11—12	13—14	15—16
I	0	4	1	1	—	—	—	—
II	1	2	0	0	—	—	—	—
III	0	4	1	0	—	—	—	—
IV	0	5	3	2	—	—	—	—
V	0	1	1	2	2	3	1	—
VI	0	1	3	2	5	0	1	—
VII	1	11	11	17	12	4	7	1
VIII	0	20	19	20	16	11	7	1
IX	2	23	23	20	14	13	1	2
X	1	19	24	13	7	3	2	1
XI	0	7	10	6	2	1	1	—
XII	1	4	3	3	2	—	—	—
Год	6	101	99	86	60	35	20	5

Построенные траектории перемещения центров тайфунов позволяют заключить, что тропические циклоны являются чрезвычайно высокими барическими образованиями, прослеживающимися до высоты поверхности 300 мб. Причем на картах АТ₃₀₀ обнаруживалась достаточно четкая замкнутая циклоническая циркуляция. Это обстоятельство может свидетельствовать о том, что обнаружение тайфунов возможно и на более значительной высоте, чем 9 км (см. рис. 3). Оси тайфунов оказались почти вертикальными, ибо центры тайфунов прослеживались по всем высотам примерно в одном и том же пункте. Имея малый наклон оси, тайфуны перемещались с незначительной скоростью. Располагая ограниченными материалами, было затруднительно дать преобладающие скорости перемещения тайфунов. Между тем на основе имеющихся материалов можно сказать, что в среднем скорости перемещения тайфунов в этом районе довольно малы, а именно тайфуны смещаются со скоростью порядка 10—14 км/час. В дальнейшем на вторые—третьи сутки скорость вихря увеличивается до 30 км/час, в очень редких случаях скорости перемещения достигали 50 км/час. У А. П. Барабашкиной и Е. А. Лесковой [1] для этих широт получились несколько завышенные скорости (на 5—20° с. ш. скорости от 0 до 54 км/час, а выше 20° с. ш. — от 0 до 117 км/час).

Скорости ветра в тайфунах достаточно велики. В среднем они составляли 20—25 м/сек., а в отдельных случаях достигали 40 м/сек. В наиболее глубоких тайфунах (с давлением в центре ниже 940 мб) скорости ветра составляли 50—65 м/сек.

Выводы

1. Над Филиппинским архипелагом в течение года в среднем наблюдается от одного до пяти тайфунов с давлением от 1000 до 940 мб. Оравнительно редки тайфуны с давлением ниже 940 мб. Падение давления в центре тайфуна на 1—2 суток составляет 10—25 мб. С глубиной тайфуна падение давления увеличивается.

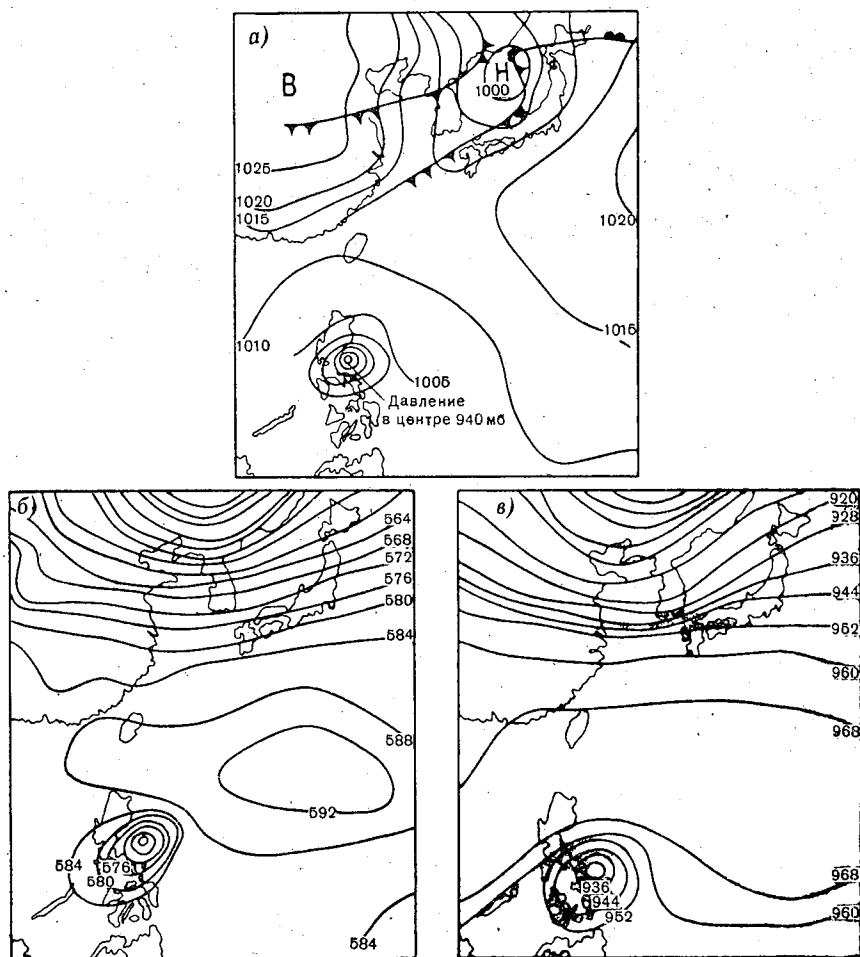


Рис. 3. Синоптическое положение тайфуна 11 ноября 1957 г.
 а — приземная карта погоды, б — карта AT_{500} , в — карта AT_{300} .

2. Наибольшая повторяемость тайфунов наблюдается в период с июля по октябрь.

3. Очаги возникновения тайфунов меняют свое географическое положение от сезона к сезону. Зимой они смещаются к северо-востоку, летом распространяются далеко к юго-западу. В этот сезон очаги тайфунов располагаются в зоне между $10-15^{\circ}$ с. ш.

4. Тайфуны Филиппин подразделяются на четыре группы, наибольшую опасность из которых для архипелага представляют тайфуны первой группы.

5. В среднем время существования тайфунов составляет 3—6 дней. В разгар тайфунного сезона период существования тайфунов возрастает до 10—14 дней.

6. Скорости перемещения тайфунов над исследуемым районом сравнительно малы (10—24 км/час).

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабашкина А. П. и Лескова Е. А. Исследование тайфунов, выходящих на Японское море и Приморский край. Труды ДВНИГМИ, вып. 3, 1958.
2. Дерреган С. J. Some characteristics of Philippine typhoons. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 20, No 7, 1939.
3. Compendium of Meteorology. Amer. Met. Soc., Boston, 1951.
4. Li Sjam-zei. Обобщенное учение о происхождении тайфунов (на кит. яз., резюме англ.). Acta Meteorol. Sinica, vol. 27, No 2, 1956.
5. Malkus J. S. The origin of hurricanes. Scient. Amer., 197, No 2, 1957.
6. Riel H. On the formation of typhoons. Journ. of Met., vol. 5, No 6, XII, 1948.
7. Thompson By, B. W. An essay on the general circulation of the atmosphere over South—East Asia and the West Pacific. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., vol. 77, No 334, 1951.

А. Н. ЛЕБЕДЕВ

ПРИМЕНЕНИЕ ГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА РАСЧЕТА ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ДЛЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ НА ПРИМЕРЕ КАРПАТ

Опытная обработка дат перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° весной и осенью, сумм средних суточных температур воздуха выше этих пределов, месячных и годовых количеств осадков показывает, что методика расчета обеспеченности климатических характеристик, ранее применявшаяся к данным равнинной территории, вполне может быть использована и для данных горной местности. Этот вывод получен автором на основании большого количества опытного материала, который представлен в работе в виде таблиц и графиков.

Расчетные графики (номограммы), приведенные в статье, уже в настоящем виде имеют определенный практический интерес. Они могут быть использованы для вычисления обеспеченностей соответствующих характеристик климата Украинских Карпат.

Начиная с 1952 г. автором исследовался вопрос графического расчета метеорологических данных за отдельные годы. Сюда относятся характеристики средних месячных температур, дат перехода температуры через определенные пределы, сумм температур выше 0, 5, 10 и 15°, абсолютных минимумов и абсолютных максимумов, месячных, сезонных и годовых количеств осадков, облачности, числа часов с солнечным сиянием и др. Для изучения указанных характеристик использовались данные наблюдений в Целинном крае, на Европейской территории СССР и в тропических странах Африки. Многие из полученных выводов уже опубликованы [1—4]. В частности, в 1955 г. в работе [1] были впервые построены расчетные графики (номограммы), предназначенные для вычисления дат устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° весной и осенью, а также для вычисления продолжительности периодов между датами перехода температуры через 0 и 5, 5 и 10, 10 и 15° в периоды подъема и спада.

В дальнейшем эта методика исследования климатических ресурсов была распространена на всю Европейскую территорию СССР [6, 7]. Кроме того, указанным выше методом были построены расчетные графики для вычисления характеристик температуры воздуха и осадков различной обеспеченности в тропических странах Северной Африки (рис. 1). Они дают полное представление о возможных суммах осадков за год и о термическом режиме в 14 час. дня.

На территории СССР и тропических стран Африки обработке подверглись данные метеорологических станций, лежащих на равнинной

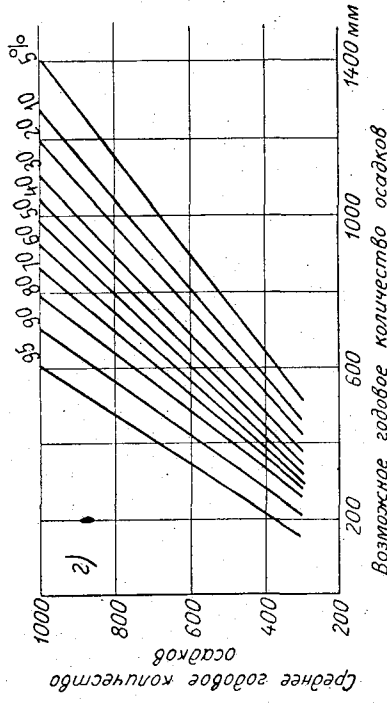
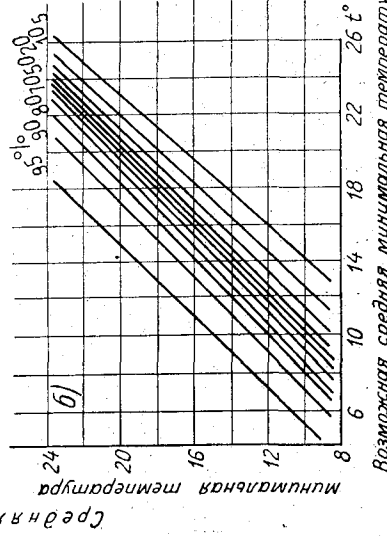
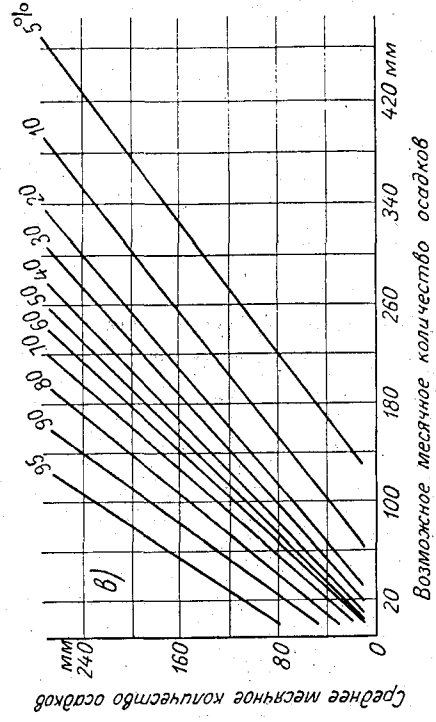
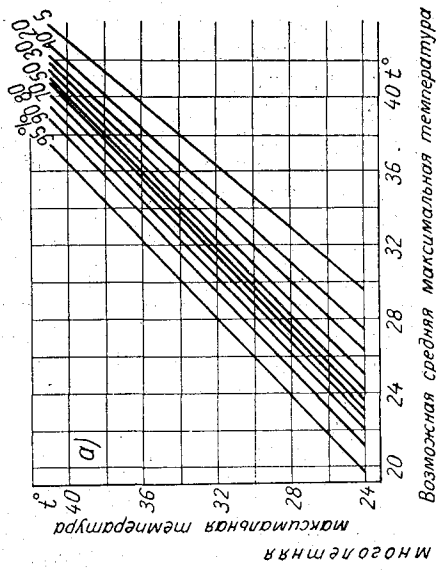


Рис. 1. Расчетные графики для стран с континентальным тропическим климатом Северной Африки.
 а — для вычисления средних максимальных температур воздуха зимнего полугодия различной обеспеченности; б — для вычисления средних минимальных температур воздуха зимнего полугодия различной обеспеченности; в — для вычисления месячных сумм осадков (с мая по октябрь) различной обеспеченности; г — для вычисления годовых сумм осадков различной обеспеченности.

местности. Исключение составляют Ай-Петри в Крыму, Полюдов Камень на Урале, Ясиня в Карпатах. Полученные результаты показали, что на равнинной и слабопересеченной местности Европейской территории СССР, в Целинном крае, а также в тропических странах Африки независимо от физико-географических различий климатические характеристики соответствующих значений обеспеченностей вполне удовлетворительно согласуются на расчетных графиках. Влияние чисто местных особенностей прежде всего сказывается на величине элемента; общий вид интегральных кривых не предопределяется различиями орографии.

Ф. Ф. Давитая, рассматривая кривые обеспеченности сумм температур воздуха, в 1938 г. писал: «Из сравнения между собой климатических типов станций совершенно очевидно, что географическое положение станции не имеет никакого прямого отношения к характеру хода кривых. Различная устойчивость термической обеспеченности вегетационного периода обуславливается исключительно динамическими процессами, по определенным признакам общими для крупных географических районов. На этом фоне положение станции, например, защищенное от ветров или от других внешних динамических воздействий, может оказывать лишь косвенное влияние на размах кривых, хотя подобных случаев нами не обнаруживалось» [2].

В 1948 г. Н. Н. Иванов показал, что между многолетними средними величинами осадков и суммами осадков отдельных лет различной обеспеченности имеется определенная зависимость. В связи с этим он заметил, что «одинаковая разбросанность точек для разных месяцев года указывает на то, что время года при прочих равных условиях практически не влияет на форму и амплитуду кривых в пределах исследуемого географического района. Малая вообще разбросанность точек говорит о том, что влияние географического положения на нарушение рассматриваемой зависимости в пределах Северного Кавказа практически ничтожно» [3]. На основании этой опытной разработки Иванов заключил, что форма и амплитуда кривых обеспеченности осадками в степной и лесостепной полосах Европейской территории СССР определяются многолетней средней суммой осадков и что изменение географического положения в пределах указанной зоны не имеет существенного значения.

Влияние характера рельефа местности во всем его многообразии изучалось на примере кривых обеспеченности паводковых максимумов. В статье Кейпера [4] говорится, что общий вид и форма кривых обеспеченности паводковых максимумов почти не зависят от топографических условий и озерности бассейна. Такой вывод был получен на основании 60-летних наблюдений на 26 реках.

Следовательно, в разное время и на основании различных данных был получен один и тот же вывод, заключающийся в том, что интегральные кривые мало изменяются под влиянием местных орографических факторов; общий вид и характер кривых обеспеченности в основном определяется циркуляционными процессами крупного масштаба. К такому заключению пришли и мы в результате обработки данных по многим метеорологическим элементам на Европейской территории СССР и на территории тропических стран Африки с континентальным климатом.

Вместе с тем оставалось еще не выясненным, как будут изменяться кривые обеспеченности в условиях горных областей. В качестве опыта были обработаны данные для района Украинских Карпат, абсолютные высоты которых сравнительно невелики, но рельеф отличается большой изрезанностью. Для этого специально отобрали группу станций с данными наблюдений над температурой воздуха и атмосферными осадками.

Не все станции удалось выбрать таким образом, чтобы по каждой из них можно было обработать данные температуры и осадков. Конечно, не удалось сохранить и единства в периодах лет наблюдений. Но вместе с тем почти все станции имели длинные ряды наблюдений и располагались более или менее компактно на северных и южных склонах. При выборе станций учитывалась также высота над уровнем моря, экспозиция склонов, принадлежность к бассейну определенной реки.

Для характеристики термического режима по 19 станциям были подсчитаны даты устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° в периоды подъема и спада, а также суммы

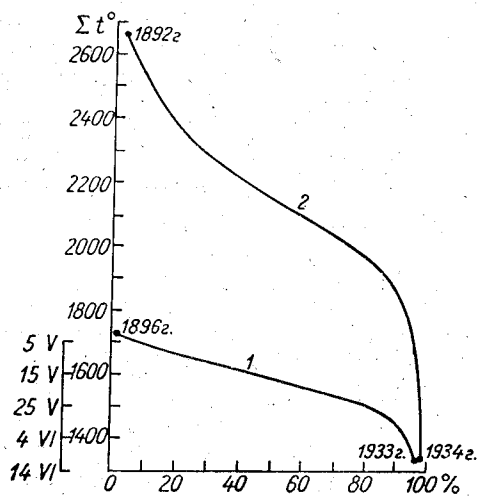


Рис. 2. Кривые обеспеченности для ст. Буштина.

1 — даты перехода температуры воздуха через 15° в период подъема, 2 — суммы температур воздуха выше 15°.

перехода температуры через 15° в период подъема приходится на 3 мая 1890 г., а самая поздняя — на 12 июня 1933 г. Разница в датах перехода температуры через 15° достигает 40 дней. С точки зрения практических соображений это очень большой интервал. Поэтому, естественно, и суммы температур выше 15° могут варьировать в больших пределах. В самое холодное лето 1933 г. сумма температур выше 15° составляла только 1350°, в то время как в теплое лето 1892 г. она достигала 2675°. В суммах средних суточных температур выше 15° различия между крайними значениями могут доходить до 1300—1400°.

В условиях климата Карпат наибольшие колебания от года к году возможны в датах перехода температуры через 15° и в особенности через 0°; в одни годы переход температуры через 0° осуществляется очень рано (в первой половине ноября), в другие — очень поздно (в середине января). Большие колебания в сроках наступления устойчивого перехода средней суточной температуры через рассматриваемые пределы связаны с неустойчивостью термического режима зимой вообще. Подмеченные закономерности прослеживаются на северных и южных склонах Украинских Карпат. Однако это не исключает того, что значительные расхождения между отдельными станциями в периодах наблюдений могут обуславливать существенную неоднородность в данных, особенно в крайних значениях.

средних суточных температур выше 0, 5, 10 и 15° за отдельные годы. Затем на основании этих данных вычислялись даты перехода температуры через 0, 5, 10 и 15° и суммы температур выше указанных пределов различной обеспеченности. Чтобы получить даты устойчивого перехода средних суточных температур выше 0, 5, 10 и 15° обеспеченностью 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%, нам пришлось построить 233 интегральные кривые Σt в качестве примера приведены лишь кривые обеспеченности на ст. Буштина для дат перехода температуры через 15° и сумм температур выше 15° (рис. 2).

Кривые обеспеченности на рис. 2 построены на основании 45-летних наблюдений. Оказывается, что в Буштине по имеющимся данным самая ранняя дата

Многолетние средние данные, крайние значения, даты перехода температуры воздуха через указанные пределы и суммы температур выше этих пределов обеспеченностью 5, 10, 20, 50, 80, 90 и 95% приведены в табл. 1—2 приложения (в сокращенном виде). Даты и суммы температур, соответствующие обеспеченностям 30, 40, 60 и 70%, в таблицах не даются; ими пользовались лишь при построении расчетных графиков.

Данные табл. 1—2 приложения позволяют дать развернутую характеристику термического режима за теплую половину года. По каждому из приведенных пунктов нетрудно определить, как быстро происходит подъем температуры весной и спад осенью, насколько сильно может отличаться одно лето от другого по запасам тепла; в суммах температур различия достигают 800—1400°. Для теплолюбивых культур такие колебания весьма ощутимы. Разницу в суммах температур между наибольшей и наименьшей величинами можно считать предельной. Если даже в дальнейшем встретятся еще более аномальные величины, то вряд ли эта разница существенно изменится. Вообще амплитуда сумм температур воздуха постепенно возрастает с повышением общего уровня температур. Так, разница между суммами максимальных и минимальных величин при температуре выше 0° в полтора-два раза меньше, чем при температуре выше 15°.

Если результаты произведенных вычислений оставить в виде табличного материала, то практический результат таких данных будет невелик. Нельзя будет предусмотреть характер изменения температуры по другим районам Карпат в отдельные годы даже при наличии норм. Поэтому мы представили эти данные в виде расчетных графиков, отличающихся известной универсальностью.

По данным табл. 1 приложения построены графики для вычисления дат перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° в периоды подъема и спада различной обеспеченности (рис. 3—4). По оси ординат отложены многолетние средние даты (нормы), а по оси абсцисс — возможные даты перехода температуры через данный предел, наблюдающиеся в отдельные годы. Техника построения таких графиков описана в работе [7].

С помощью приведенных графиков уже можно вычислить даты перехода температуры через рассматриваемые пределы любой заданной обеспеченности или обеспеченность перехода температуры через тот или иной предел до определенной (заданной) даты. Для производства таких вычислений необходимо располагать лишь нормой, взятой из климатологического справочника, снятой с климатических карт или определенной каким-либо другим путем. Чисто местные микроклиматические особенности, связанные с характером рельефа, высотой местности, экспозицией склонов и другими орографическими факторами, большого влияния на распределение дат не имеют. Все эти местные особенности сказываются на норме, с помощью которой они учитываются и на графиках. Поэтому графики являются универсальными; они описывают основные закономерности распределения исследуемых дат почти на всей территории Украинских Карпат.

Для каждой градации построен отдельный график. Это объясняется тем, что как в период подъема, так и в период спада температура изменяется неодинаково: в начале и конце переходных периодов (при переходе через 0 и 15°) температура изменяется менее интенсивно, чем в разгар развития сезона. Таким образом, общий вид графика определенным образом зависит от времени года.

Некоторые неточности на рабочих графиках обусловлены еще различием в рядах наблюдений, что учитывалось при проведении наклонных

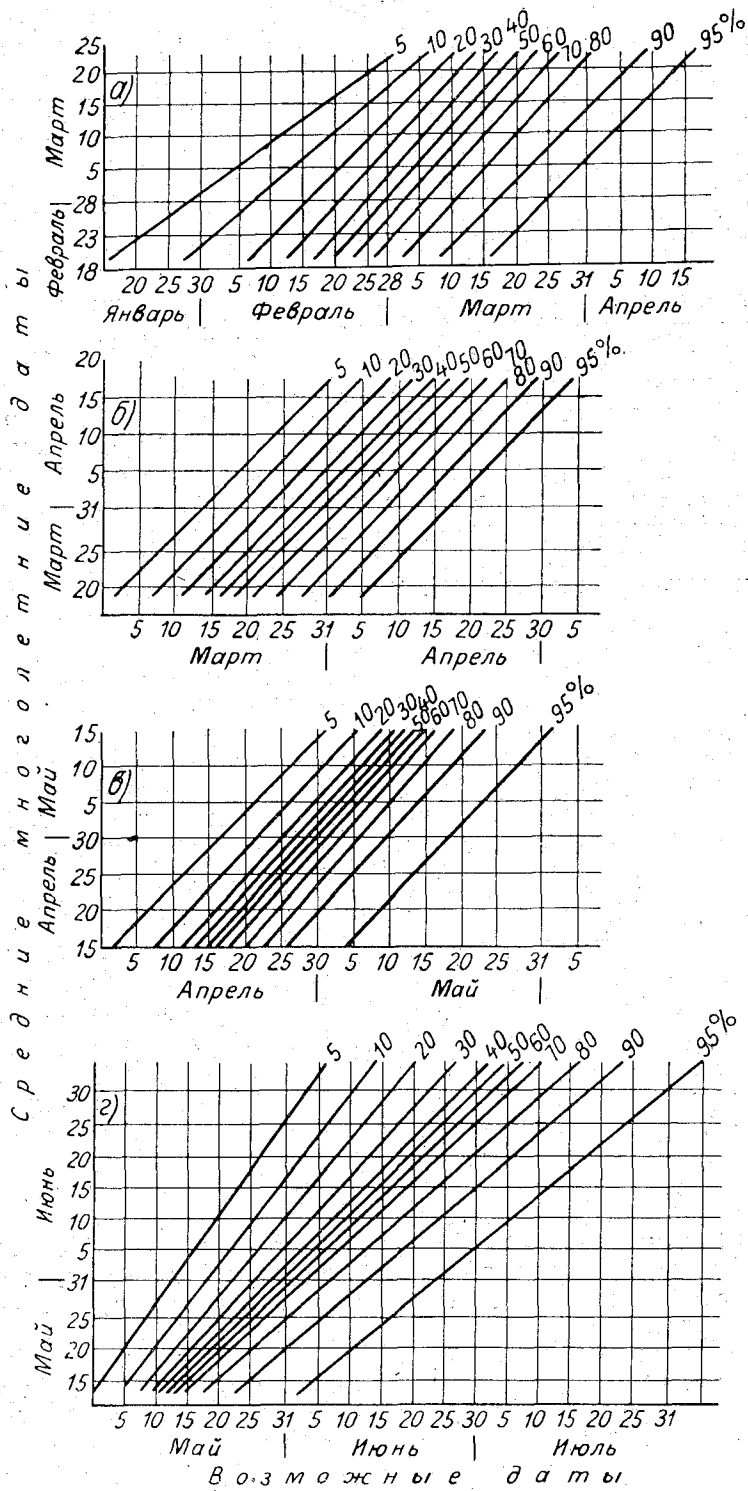


Рис. 3. Расчетные графики для вычисления дат перехода температур воздуха через 0, 5, 10 и 15° различной обеспеченности в период подъема.

а — через 0°, б — через 5°, в — через 10°, г — через 15°.

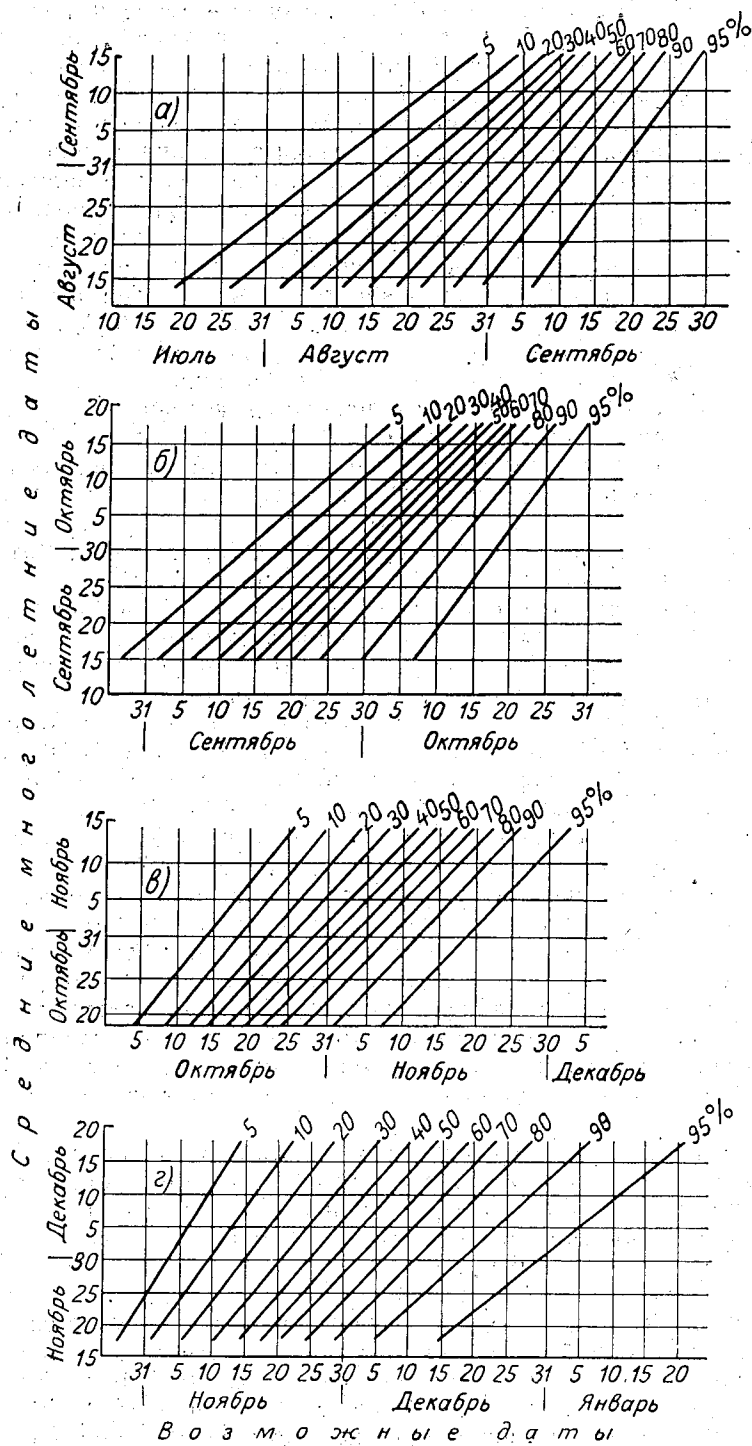


Рис. 4. Расчетные графики для вычисления дат перехода температур воздуха через 15, 10, 5 и 0° различной обеспеченности в период спада.

а — через 15°, б — через 10°, в — через 5°, г — через 0°.

линий графика, выражающих соответствующие значения обеспеченностей. На общую структуру графиков они не могли существенно повлиять; вряд ли от этого заметно пострадала и точность самих графиков.

Сеть метеорологических станций Карпат в климатологическом плане весьма несовершенна; многие станции, существовавшие раньше, теперь не работают, а наряду с этим открылись новые станции на новых местах. Поэтому для такого района, как Карпаты, практическое значение расчетных графиков еще более возрастает. Они позволяют определить возможные сроки перехода температуры через интересующие градации. Слева от наклонной линии с обеспеченностью 5% лежат самые ранние даты, а справа от линии с обеспеченностью 95% — самые поздние даты, встречающиеся реже одного раза в 20 лет. В остальные 90% лет переход температуры через данную градацию осуществляется в период, который находится между этими крайними линиями графика.

При наличии нормы с помощью расчетных графиков нетрудно сказать, к какой самой ранней дате (один раз в 20 лет и реже) можно ожидать переход температуры, например, через 15° весной, после какой самой поздней даты (один раз в 20 лет и реже) еще возможен переход температуры через 15° и к каким датам осуществляется переход температуры с обеспеченностью 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 и 90%. Даты, соответствующие указанным значениям обеспеченностей, снимаются просто. От нормальной даты перехода температуры через 15° весной, допустим 29 мая (Станислав), проведем линию, параллельную оси абсцисс, через весь график; затем из точек пересечения этой линии с наклонными линиями опустим перпендикуляры на горизонтальную ось графика; в точках пересечений перпендикуляров с осью абсцисс и будут искомые даты с заданными значениями обеспеченности. В частности, в Станиславе переход температуры через 15° при норме 29 мая в 5% лет осуществляется до 11 мая, в 10% — до 17 мая, в 20% — до 21 мая, в 80% — до 4 июня, в 90% — до 10 июня и в 95% — до 20 июня. Следовательно, несмотря на южное положение Станислава, в отдельные годы лето наступает поздно и устойчивый период со средними суточными температурами воздуха выше 15° начинается только в третьей декаде июня.

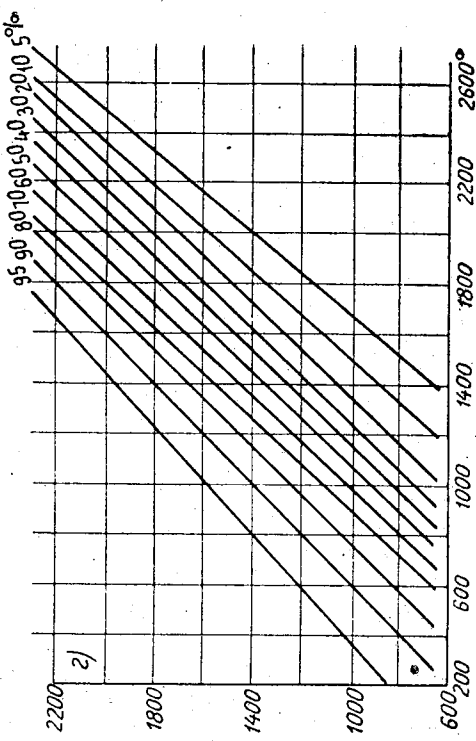
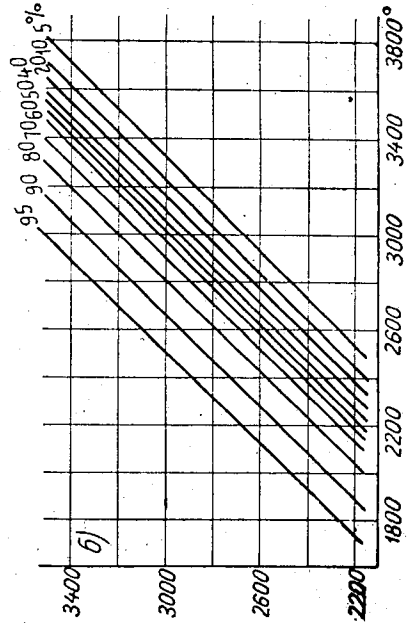
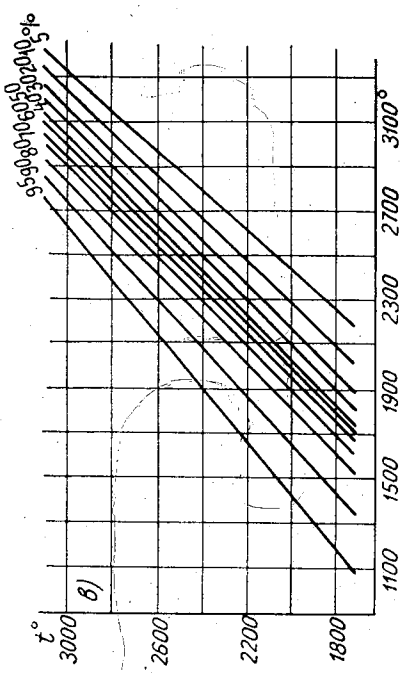
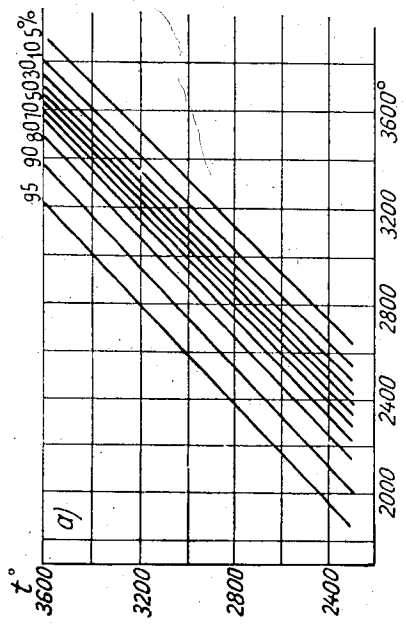
Приведенные выше расчетные данные по Станиславу хорошо согласуются с фактическими, наблюдаемыми датами, имеющимися за 35 лет.

На других примерах анализа и практического приложения графиков дат перехода температуры через 0, 5, 10 и 15° здесь не останавливаемся, так как все они по своему характеру одинаковы. Однако каждый из них характеризует термические особенности в соответствующий период на территории Карпат.

На рис. 5 приведены графики для расчета сумм средних суточных температур выше 0, 5, 10 и 16°. Для каждой градации дается график, но при некотором более грубом осреднении графики для сумм температур выше 0 и 5° можно было бы совместить. Лишь из чисто методических соображений они не объединены.

Высота и ширина графиков характеризует изменчивость многолетних средних сумм температур по территории, на которой находятся станции, данные которых обработаны, и изменчивость сумм температур от года к году в различных районах по градациям (выше 0, 5, 10 и 15°). Общий вид графиков позволяет заключить, что суммы температур выше 15° являются наиболее непостоянными характеристиками — значительно изменяются от года к году. Разница в суммах температур между наибольшей и наименьшей величинами достигает 1200—1500°, в некоторых случаях она превышает 1500°. Суммы температур выше 15° существенно изменяются и по территории Карпат, что связано в основном с влиянием

Средне многолетние суммы температур



Возможные суммы температур

Рис. 5. Расчетные графики для вычисления сумм температур воздуха.

а — выше 0°, б — выше 10°, в — выше 15°.

высоты местности. В теплый период лета высота местности оказывает наиболее сильное воздействие. Если вертикальные градиенты в датах перехода температуры через 5° составляют около 2 дней на 100 м, то в датах перехода температуры через 15° они достигают 4—5 дней и более.

Возможность практического использования графиков, приведенных на рис. 5, проверялась сопоставлением данных, вычисленных по фактическим материалам наблюдений и снятых с графиков. По численному значению суммы температур выше $0, 5, 10$ и 15° соответствующих обеспеченностей различаются не более чем на $50—100^{\circ}$. С такими расхождениями в полученных величинах можно не считаться. Графики пригодны для оперативных расчетов, по ним можно вычислять суммы температур различной обеспеченности от 5 до 95%.

Для осадков как более изменчивого элемента были обработаны данные 19 станций, по которым пришлось построить 247 кривых обеспеченности. С них снимались наибольшие и наименьшие значения сумм осадков, суммы осадков обеспеченностью 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%. Нормы вычислены по использованным периодам наблюдений. Результаты обработки приведены в табл. 3. Значения обеспеченностей 30, 40, 60 и 70% не даются, они использовались только при построении расчетных графиков.

Как видно из приведенных данных, осадки являются очень изменчивым элементом. На небольшом участке, на котором находятся станции, данные которых были обработаны, нормы осадков зимних месяцев изменяются в три—пять раз (от 20 до 80 мм), летних месяцев — в полтора-два раза (от 80 до 160 мм); годовые нормы колеблются в пределах от 715—735 до 1340—1470 мм. Весьма большой изменчивостью характеризуются осадки от года к году. При норме 64 мм в январе 1948 г. в Рахове выпало 258 мм осадков, а в январе 1885 г. — 9 мм. Разница между крайними значениями достигает 250 мм. Норма февраля в Рахове почти такая же, что и января (63 мм), а крайние значения дают еще больший размах в колебаниях месячных количеств осадков; в феврале 1958 г. здесь выпало 265 мм, а в феврале 1890 г. — лишь 2 мм. Сумма осадков февраля 1958 г. является максимальной величиной из всего ряда наблюдений и для Хусты, где выпало 204 мм при норме 72 мм.

Максимальное и минимальное количество осадков обычно наблюдается на нескольких станциях одновременно. Так, суммы осадков января 1894 г. являются наименьшими величинами из имеющихся рядов наблюдений на 10 станциях из 19. Другой пример: суммы июля 1913 г. являются наибольшими в Хусте, Буштине, Рахове, Завадке, Верхнячке и Калуше. Такая закономерность в распределении максимумов и минимумов осадков характерна и для других элементов климата. Вместе с тем это служит указанием на то, что ведущая роль в формировании наибольших и наименьших месячных и годовых количеств осадков принадлежит крупномасштабным атмосферным процессам. Все другие факторы имеют второстепенное значение. В частности, элементы орографии не являются решающим фактором, но при благоприятных условиях они могут оказаться существенными в определении рекордной величины.

Экстремальные значения сумм осадков, особенно максимальных величин, в значительной мере определяются еще самой длиной периода наблюдений. Когда используются недостаточно длинные ряды наблюдений, всегда имеется опасность, что наибольшие и наименьшие величины могут быть значительно перекрыты величинами последующих лет. При построении расчетных графиков с этим приходится считаться.

Расчетные графики, представленные на рис. 6, составлены на основании данных табл. 3 приложения. Номограммы для вычисления месячных

величин даны по календарным сезонам, что связано с некоторыми особенностями закономерностей годового хода осадков. Группировка месячных величин за теплый и холодный периоды заметно снижает точность снимаемых с графика данных. Поэтому с практической и методической точек зрения такое объединение данных на одном графике представляет меньший интерес. В то же время нет необходимости строить номограммы для каждого месяца. В данном случае точность графиков мало увеличивается, а использование материалов из-за их громоздкости становится более затруднительным.

Как и на графиках дат перехода температур через 0, 5, 10 и 15°, по оси ординат нанесены многолетние средние значения (нормы), а по оси

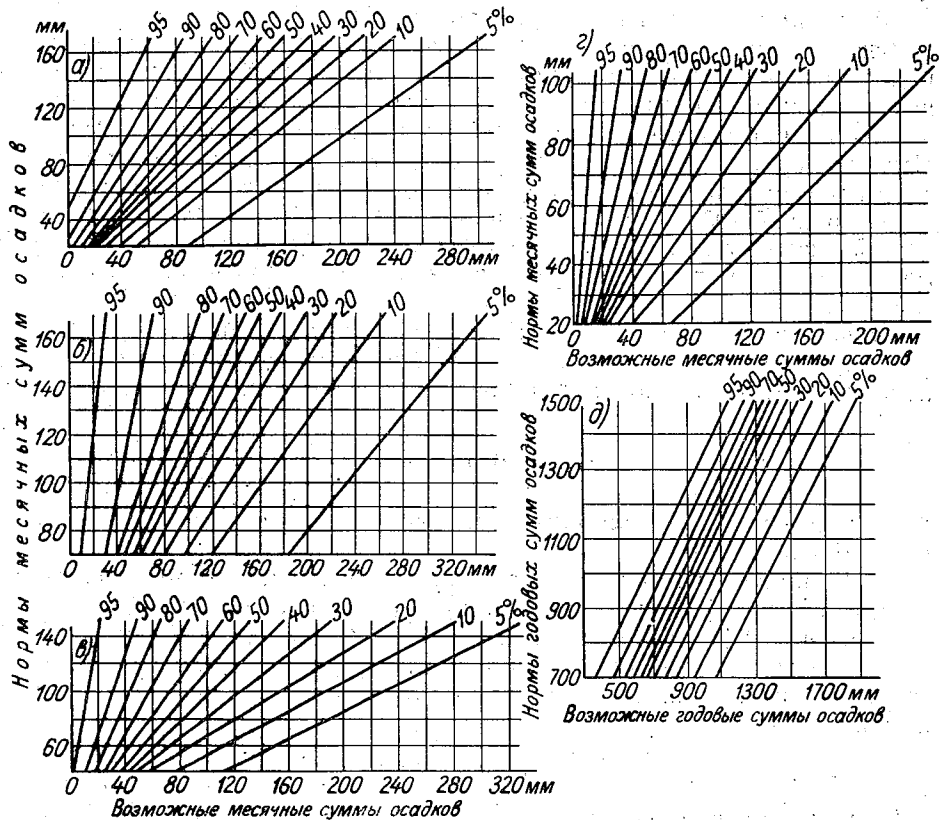


Рис. 6. Расчетные графики для вычисления месячных и годовых количеств осадков. а — для весенних месяцев, б — для летних, в — для осенних, г — для зимних, д — годовых количеств.

абсцисс — возможные величины, наблюдающиеся в отдельные годы. Наклонные линии графика выражают обеспеченность осадками более (или менее) определенного значения при соответствующей норме. Таким образом, для каждой нормы могут быть сняты с графиков суммы осадков более (а также и менее) некоторого предела с обеспеченностью 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%. Суммы осадков с промежуточными значениями обеспеченности снимаются путем интерполяции.

Графические величины со всеми значениями обеспеченностей удовлетворительно согласуются с фактическими данными, вычисленными по материалам наблюдений. В некоторых случаях суммы осадков, полученные по наблюдаемым данным и с помощью графиков, могут значи-

тельно расходиться; это характерно для крайних, редко встречающихся величин. Так, по графику в Лознянске в 50% лет осадки за март превосходят 200 мм, а по данным наблюдений — 235 мм. В этом случае возможная величина 5-процентной обеспеченности по графику занижена на 15% (на 35 мм). Такие примеры единичны и они, очевидно, возможны лишь там, где орография эффективно способствует выпадению обильных дождей. В основном наблюдаемые и снятые с графиков величины осадков различной обеспеченности очень близки по своим значениям, что подтверждает большую практическую важность приведенных номограмм. Опыт показывает, что данные, снятые с номограмм, обладают достаточной для оперативных целей точностью и нет необходимости прибегать к громоздким техническим обработкам материалов наблюдений.

Расчетные графики позволяют получить необходимые сведения о вероятности выпадения осадков в заданных пределах и для таких пунктов, в которых не было и нет метеорологических наблюдений. Сама же норма, которая необходима при пользовании графиком, легко определяется по климатическим картам, конечно, с определенной точностью. Имея норму, с помощью графика нетрудно вычислить возможные суммы осадков, наблюдающиеся в отдельные годы. Например, при норме декабря, равной 105 мм, с обеспеченностью 95% осадки будут более 15 мм, с обеспеченностью 20% — более 150 мм, а с обеспеченностью 5% — более 240 мм. В то же время при данной норме с обеспеченностью 5% они могут быть менее 15 мм.

Общий вид графиков показывает, что с увеличением нормы осадков амплитуда колебания возможных величин заметно возрастает. Эта закономерность особенно характерна для месячных количеств осадков:

Выводы

1. Расчетные графики можно строить для горных сильно пересеченных районов СССР.

2. Крайние, аномальные значения характеристик температуры воздуха и осадков формируются под влиянием крупных атмосферных процессов. Орография в этом случае не имеет решающего значения.

3. С помощью настоящих расчетных графиков можно вычислить соответствующие климатические характеристики различной обеспеченности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Под ред. Ф. Ф. Давитая. Гидрометеониздат, Л., 1955.
2. Давитая Ф. Ф. Климатические зоны винограда в СССР. Гидрометеониздат, Л., 1938.
3. Иванов Н. Н. Кривые обеспеченности осадками для степной и лесостепной полосы Европейской территории СССР. Ученые записки Педагогического ин-та им. Герцена, т. 73, 1948.
4. Кейпер Е. 100 кривых обеспеченности североамериканских рек. Реф. журн. География, № 3, 1959.
5. Лебедев А. Н. Обеспеченность дат перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° на территории целинных и залежных земель. Труды ГГО, вып. 65(127), 1956.
6. Лебедев А. Н. Европейская территория СССР. Климат СССР, вып. 1. Гидрометеониздат, Л., 1958.
7. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеониздат, Л., 1960.
8. Сапожникова С. А. К методике расчета вероятности (обеспеченности) средних декадных температур. Труды ЦИП, вып. 41(68), 1955.

ПРИЛОЖЕНИЕ
Таблица 1

Устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° весной и осенью ранее указанных дат различной обеспеченности

Станция	Средняя дата	Самая ранняя дата	Год	Обеспеченность (%)						Самая поздняя дата	Год	
				Обеспеченность (%)								
				5	10	20	50	80	90			95
Через 0° весной												
Буштина	25 II	13 I	1900	26 I	10 II	26 II	25 II	8 III	14 III	19 III	22 III	1883
Дубове	26 II	13 I	1886	19 I	6 II	19 II	28 II	10 III	15 III	21 III	24 III	1907
Козмеск	22 III	3 III	1882	4 III	6 III	10 III	20 III	2 IV	11 IV	19 IV	20 IV	1933
Старое Место	1 III	21 I	1884	22 I	3 II	14 II	4 III	17 III	23 III	27 III	27 III	1907
Турка	17 III	4 II	1910	23 I	3 III	10 III	17 III	26 III	30 III	3 IV	3 IV	1958
Стрый	2 III	23 I	1010	28 I	6 II	10 II	4 III	17 III	22 III	26 III	28 III	1883
Микуличин	15 III	22 II	1903	23 II	28 II	6 III	17 III	24 III	28 III	3 IV	4 IV	1883
Станислав	8 III	6 II	1957	12 II	19 II	26 II	8 III	18 III	23 III	27 III	29 III	1952
Ужгород	21 II	3 I	1900	23 I	2 II	11 II	21 II	3 III	10 III	16 III	19 III	1952
Ставна	7 III	13 II	1904	14 II	19 II	26 II	8 III	16 III	21 III	29 III	29 III	1883
Через 5° весной												
Буштина	26 III	8 III	1937	9 III	13 III	17 III	25 III	31 III	4 IV	8 IV	11 IV	1903
Дубове	30 III	10 III	1916	15 III	19 III	24 III	30 III	5 IV	9 IV	14 IV	16 IV	1883
Козмеск	18 IV	31 III	1934	1 IV	7 IV	10 IV	19 IV	27 IV	3 V	8 V	12 V	1933
Старое Место	5 IV	21 III	1894	21 III	24 III	28 III	4 IV	12 IV	15 IV	17 IV	17 IV	1883
Турка	18 IV	1 IV	1890	1 IV	3 IV	6 IV	12 IV	21 IV	24 IV	27 IV	29 IV	1902
Стрый	3 IV	12 III	1882	19 III	23 III	26 III	3 IV	12 IV	16 IV	18 IV	19 IV	1883
Микуличин	11 IV	15 III	1882	22 III	2 IV	6 IV	11 IV	18 IV	21 IV	23 IV	24 IV	1883
Станислав	3 IV	15 III	1912	17 III	22 III	27 III	3 IV	11 IV	14 IV	17 IV	17 IV	1955
Ужгород	20 III	1 III	1896	3 III	7 III	12 III	20 III	28 III	2 IV	5 IV	8 IV	1929
Ставна	7 IV	26 III	1888	26 III	27 III	30 III	5 IV	14 IV	20 IV	27 IV	27 IV	1882

Станция	Средняя дата	Самая ранняя дата	Год	Обеспеченность (%)							Самая поздняя дата	Год
				5	10	20	50	80	90	95		
				Обеспеченность (%)								
Через 10° весной												
Буштина	18 IV	1 IV	1934	8 IV	10 IV	19 IV	18 IV	22 IV	26 IV	30 IV	2 V	1933
Дубове	25 IV	9 IV	1894	11 IV	14 IV	19 IV	25 IV	29 IV	2 V	9 V	13 V	1902
Козмесчек	15 V	3 V	1890	5 V	7 V	10 V	14 V	20 V	25 V	9 VI	15 VI	1933
Старое Место	28 IV	16 IV	1890	17 IV	20 IV	22 IV	27 IV	4 V	8 V	16 V	18 V	1902
Турка	9 V	23 IV	1890	26 IV	29 IV	3 V	8 V	15 V	21 V	30 V	30 V	1905
Стрый	26 IV	13 IV	1950	13 IV	15 IV	19 IV	26 IV	5 V	8 V	12 V	17 V	1902
Микуличин	7 V	28 IV	1886	28 IV	29 IV	2 V	7 V	11 V	15 V	19 V	22 V	1904
Станислав	27 IV	13 IV	1950	14 IV	18 IV	22 IV	27 IV	3 V	6 V	11 V	14 V	1902
Ужгород	16 IV	26 III	1934	4 IV	8 IV	11 IV	16 IV	23 IV	26 IV	28 IV	2 V	1902
Ставна	2	15 IV	1890	15 IV	19 IV	24 IV	2	6 V	10 V	22 V	23 V	1902
Через 15° весной												
Буштина	17 V	3 V	1890	5 V	7 V	9 V	14 V	22 V	30 V	7 IV	12 IV	1933
Дубове	27 V	10 VI	1889	10 V	11 V	14 V	25 V	8 VI	16 VI	21 VI	22 VI	1887
Козмесчек	4 VII	13 V	1885	13 V	16 V	20 V	30 V	13 VII	20 VII	25 VII	25 VII	1898
Старое Место	1 VI	6 VI	1891	6 VI	10 VI	14 VI	26 VI	4 VII	9 VII	19 VII	26 VI	1899
Турка	25 VI	10 V	1946	11 V	14 V	19 V	1	10 VI	14 VI	20 VI	23 VI	1948
Стрый	1 VI	22 VI	1889	24 V	4 VI	10 VI	23 VI	5 VII	13 VII	20 VII	25 VII	1949
Микуличин	22 VI	14 V	1891	11 V	16 V	21 V	27 V	6 VI	13 VI	20 VI	24 VI	1886
Станислав	29 V	8 V	1889	11 V	16 V	21 V	27 V	21 V	26 V	31 V	7 VI	1899
Ужгород	15 V	30 IV	1948	2 V	5 V	8 V	14 V	21 V	26 V	31 V	7 VI	1933
Ставна	15 VI	10 V	1889	10 V	24 V	3 VI	16 VI	28 VI	4 VII	16 VII	16 VII	1902
Через 15° осенью												
Буштина	13 IX	28 VIII	1933	1 IX	3 IX	6 IX	13 IX	20 IX	22 IX	26 IX	28 IX	1932
Дубове	4 IX	16 VIII	1915	19 VIII	24 VIII	29 VIII	3 IX	12 IX	19 IX	24 IX	25 IX	1892
Козмесчек	14 IX	13 VII	1885	16 VII	27 VII	6 VIII	15 VIII	24 VIII	29 VIII	2 IX	2 IX	1892
Старое Место	4 IX	18 VIII	1899	19 VIII	23 VIII	27 VIII	4 IX	13 IX	19 IX	24 IX	26 IX	1892
Турка	15 VIII	17 VII	1910	24 VII	30 VII	4 VIII	16 VIII	26 VIII	30 VIII	5 IX	9 IX	1892
Стрый	4 IX	16 VIII	1884	17 VIII	21 VIII	27 VIII	4 IX	12 IX	17 IX	22 IX	25 IX	1892
Микуличин	19 VIII	31 VII	1885	31 VII	3 VIII	7 VIII	18 VIII	29 VIII	5 IX	14 IX	22 IX	1909
Станислав	3 IX	11 VIII	1899	20 VIII	23 VIII	27 VIII	3 IX	10 IX	14 IX	18 IX	19 IX	1887
Ужгород	15 IX	17 VIII	1923	30 VIII	4 IX	8 IX	16 IX	22 IX	25 IX	28 IX	3 X	1932
Ставна	24 VIII	4 VIII	1884	4 VIII	8 VIII	14 VIII	25 VIII	1 IX	7 IX	14 IX	15 IX	1887

Станция	Средняя дата	Самая ранняя дата	Год	Обеспеченность (%)							Самая поздняя дата	Год
				5	10	20	50	80	90	95		
				Через 10° осенью								
Буштина	13 X	28 IX	1915	1 X	5 X	8 X	14 X	19 X	22 X	24 X	26 X	1923
Дубове	9 X	25 IX	1884	1 IX	5 IX	1 X	9 X	16 X	20 X	22 X	22 X	1907
Козмесчек	19 IX	1 IX	1933	1 IX	5 IX	10 IX	19 IX	25 IX	30 IX	30 IX	16 X	1896
Старое Место	8 X	26 IX	1904	1 X	28 IX	1 X	8 X	15 X	19 X	19 X	21 X	1896
Турка	24 IX	8 IX	1904	10 IX	14 IX	18 IX	24 IX	28 IX	3 X	11 X	11 X	1896
Стрый	6 X	16 IX	1904	21 IX	27 IX	1 X	5 X	11 X	17 X	21 X	23 X	1878
Микуличин	26 IX	11 IX	1889	11 IX	14 IX	18 IX	26 IX	8 X	13 X	16 X	19 X	1896
Станислав	3 X	20 IX	1877	21 IX	24 IX	27 IX	2 X	8 X	13 X	17 X	20 X	1889
Ужгород	16 X	30 IX	1936	3 X	6 X	9 X	16 X	22 X	25 X	1 X	18 XI	1926
Ставна	2 X	15 IX	1889	15 IX	19 IX	24 IX	2 X	9 X	11 X	12 X	12 X	1898
Через 5° осенью												
Буштина	9 XI	24 X	1908	26 X	28 X	1 XI	8 XI	16 XI	19 XI	24 XI	27 XI	1926
Дубове	2 XI	18 X	1898	20 X	24 X	27 X	4 XI	8 XI	9 XI	14 XI	17 XI	1900
Козмесчек	20 X	5 X	1908	6 X	9 X	12 X	21 X	27 X	30 X	30 X	3 XI	1898
Старое Место	6 XI	15 X	1905	16 X	21 X	27 X	5 XI	14 XI	21 XI	28 XI	29 XI	1898
Турка	24 X	8 X	1946	9 X	11 X	15 X	24 X	31 X	6 XI	14 XI	15 XI	1906
Стрый	3 XI	13 X	1946	15 X	19 X	25 X	4 XI	12 XI	17 XI	22 XI	25 XI	1898
Микуличин	29 X	11 X	1881	13 X	17 X	21 X	29 X	5 XI	12 XI	18 XI	19 XI	1898
Станислав	30 X	13 X	1947	14 X	16 X	21 X	30 X	7 XI	12 XI	16 XI	16 XI	1906
Ужгород	14 XI	26 X	1908	28 X	31 X	5 XI	14 XI	22 XI	28 XI	4 XII	8 XII	1934
Ставна	30 X	15 X	1905	15 X	18 X	23 X	31 X	6 XI	8 XI	14 XI	14 XI	1898
Через 0° осенью												
Буштина	5 XII	10 XI	1897	11 XI	18 XI	25 XI	4 XII	15 XII	24 XII	24 XII	12 I	1901
Дубове	1 XII	10 XI	1897	10 XI	13 XI	18 XI	2 XII	12 XII	17 XII	24 XII	30 XII	1886
Козмесчек	18 XI	27 X	1908	28 X	1 X	6 XI	17 XI	27 XI	5 XII	16 XII	17 XII	1886
Старое Место	1 XII	18 XI	1902	10 XI	13 XI	18 XI	30 XI	15 XII	24 XII	28 XII	28 XII	1886
Турка	24 XI	30 X	1908	1 X	4 XI	9 XI	24 XI	7 XII	14 XII	20 XII	20 XII	1886
Стрый	6 XII	3 XI	1902	5 XI	11 XI	19 XI	4 XII	19 XII	30 XII	12 I	23 I	1947
Микуличин	27 XI	2 XI	1908	6 XI	11 XI	11 XI	25 XI	10 XII	22 XII	6 I	15 I	1898
Станислав	4 XI	4 XI	1908	3 XI	10 XI	17 XI	2 XI	14 XII	21 XII	2 I	16 I	1898
Ужгород	16 XII	12 XI	1908	16 XI	23 XI	2 XII	14 XII	27 XII	7 I	20 I	5 II	1948
Ставна	29 XI	8 XI	1897	8 XI	10 XI	16 XI	29 XI	10 XII	15 XII	24 XII	24 XII	1886

Таблица 2

Суммы средних суточных температур воздуха выше 0, 5, 10 и 15° более указанных значений различной обеспеченности

Станция	Средняя	Наиболь- шая	Год	Обеспеченность (%)							Наимень- шая	Год
				5	10	20	50	80	90	95		
Выше 0°												
Буштина	3450	3720	1890	3685	3655	3615	3495	3285	3115	3065	3035	1933
Дубове	3160	3430	1898	3420	3375	3305	3165	3020	2930	2840	2810	1884
Козмесчек	2305	2585	1892	2575	2510	2465	2335	2160	2025	1840	1775	1932
Старое Место	3060	3350	1892	3340	3250	3190	3110	2940	2765	2615	2610	1902
Турка	2540	2845	1890	2815	2755	2680	2525	2405	2320	2200	2055	1902
Стрый	3070	3340	1890	3305	3270	3230	3130	2910	2755	2600	2500	1902
Микуличин	2665	3000	1896	3000	2925	2835	2645	2475	2380	2305	2300	1904
Станислав	3005	3460	1889	3300	3210	3110	3000	2890	2770	2640	2585	1902
Ужгород	3610	4100	1934	3910	3785	3715	3630	3490	3395	3300	3110	1933
Славна	2850	3140	1894	3140	3110	3050	2875	2690	2555	2455	2450	1902
Выше 5°												
Буштина	3320	3625	1934	3595	3550	3500	3350	3140	3050	2965	2865	1933
Дубове	3025	3395	1897	3355	3270	3180	3030	2850	2755	2675	2675	1884
Козмесчек	2165	2470	1892	2420	2360	2305	2185	2005	1875	1705	1650	1933
Старое Место	2920	3245	1892	3240	3125	3055	2945	2780	2650	2460	2455	1902
Турка	2385	2690	1885	2650	2585	2510	2380	2265	2195	2040	1895	1902
Стрый	2925	3275	1890	3220	3155	3075	2960	2805	2590	2390	2330	1902
Микуличин	2515	2885	1896	2870	2760	2660	2510	2370	2275	2175	2170	1904
Станислав	2845	3370	1889	3220	3055	2960	2845	2720	2610	2480	2440	1902
Ужгород	3470	3995	1934	3820	3705	3600	3495	3325	3215	3135	3100	1902
Славна	2675	3020	1894	3020	2935	2870	2715	2475	2360	2305	2305	1902
Выше 10°												
Буштина	2940	3285	1932	3250	3175	3090	2955	2800	2720	2600	2450	1933
Дубове	2635	2985	1892	2945	2900	2825	2640	2450	2345	2230	2220	1884
Козмесчек	1705	2125	1892	2100	1980	1865	1695	1585	1480	1030	1000	1933
Старое Место	2535	2945	1892	2880	2760	2685	2555	2360	2200	2020	1995	1902
Турка	1945	2300	1890	2280	2235	2150	1930	1770	1720	1605	1415	1902
Стрый	2525	2850	1889	2820	2775	2700	2555	2390	2245	2050	1880	1902
Микуличин	2055	2505	1896	2470	2355	2210	2050	1890	1760	1590	1550	1904
Станислав	2465	3055	1889	2850	2690	2600	2465	2320	2235	2080	1985	1902
Ужгород	3050	3485	1934	3375	3290	3200	3045	2885	2800	2705	2540	1902
Славна	2260	2635	1894	2625	2545	2450	2260	2085	1960	1760	1760	1902
Выше 15°												
Буштина	2170	2675	1892	2610	2515	2370	2155	1970	1860	1710	1355	1933
Дубове	1770	2385	1905	2350	2245	2075	1760	1460	1340	1180	1030	1884
Козмесчек	655	940	1897	940	875	780	650	540	455	335	335	1893
Старое Место	1650	2330	1892	2250	2065	1925	1665	1365	1210	1010	900	1899
Турка	820	1425	1892	1375	1265	1105	760	540	475	415	380	1893
Стрый	1675	2285	1946	2190	2075	1955	1695	1385	1205	1085	1055	1884
Микуличин	925	1680	1909	1630	1475	1285	890	570	475	415	410	1904
Станислав	1680	2280	1889	2120	1990	1895	1715	1510	1280	980	805	1899
Ужгород	2275	2755	1937	2690	2615	2500	2265	2090	1995	1820	1565	1933
Славна	1180	1950	1905	1930	1700	1495	1155	840	680	565	560	1902

Таблица 3

Месячные и годовые количества осадков более указанных величин различной обеспеченности (мм)

Станция	Среднее (мм)	Наибольшее (мм)	Год	Обеспеченность (%)							Наименьшее (мм)	Год
				5	10	25	50	75	90	95		
Январь												
Ужгород	51	116	1915	95	86	70	48	33	20	14	5	1894
Мукачево	55	164	1915	115	96	71	50	31	17	10	9	1884
Хуст	80	184	1915	162	140	108	75	47	28	18	6	1894
Буштина	56	116	1890	112	102	72	48	33	20	10	6	1894
Торунь	56	123	1907	116	105	80	52	32	17	8	4	1894
Синеви́рская Поляна	65	143	1895	130	115	89	58	36	20	10	9	1894
Лознянский	85	189	1915	178	160	126	80	48	27	16	11	1894
Рахов	64	258	1948	150	120	82	54	34	20	12	9	1885
Ясиня	40	156	1948	98	70	50	34	20	10	6	4	1894
Козмесчек	37	86	1890	73	68	56	35	17	7	3	3	1885
Завадка	53	136	1901	130	110	67	43	29	17	15	15	1928
Верхнячка	65	121	1931	120	103	82	63	46	31	22	20	1933
Стрый	30	108	1899	75	60	40	23	13	7	4	2	1946
Подлюте	37	133	1909	106	80	42	25	17	12	5	5	1894
Калуш	36	79	1907	70	62	50	35	20	10	4	4	1894
Микуличин	21	51	1895	50	42	30	20	14	8	3	2	1885
Ворохта	30	79	1907	70	52	35	24	18	12	10	10	1904
Делятин	23	50	1895	48	43	33	20	13	8	6	6	1894
Отыня	23	52	1895	50	44	31	20	14	10	7	5	1908
Февраль												
Ужгород	43	95	1908	84	77	63	43	24	14	10	1	1890
Мукачево	46	124	1912	95	82	63	40	24	10	4	0	1890
Хуст	72	204	1958	145	130	102	68	39	22	13	2	1890
Буштина	52	169	1912	100	88	70	44	26	16	10	5	1890
Торунь	56	113	1892	112	103	79	50	30	17	11	7	1890
Синеви́рская Поляна	66	261	1904	165	124	87	52	35	20	8	0	1914
Лознянский	84	203	1912	182	150	110	78	48	25	13	3	1890
Рахов	63	265	1958	134	110	86	56	31	18	10	2	1890
Ясиня	43	151	1887	104	84	54	34	24	12	6	4	1886
Козмесчек	35	90	1904	75	63	47	30	20	12	6	3	1886
Завадка	52	158	1911	135	96	62	40	27	16	6	6	1910
Верхнячка	59	116	1898	115	98	78	55	36	24	15	13	1910
Стрый	28	95	1899	65	48	34	24	17	10	6	1	1931
Подлюте	33	114	1908	77	57	39	28	20	12	7	7	1900
Калуш	33	115	1908	90	65	43	26	15	8	4	4	1931
Микуличин	25	57	1913	56	50	38	24	14	8	3	0	1886
Ворохта	26	66	1908	55	40	32	25	19	10	2	0	1931
Делятин	20	47	1895	46	40	28	16	11	7	6	6	1900
Отыня	22	49	1899	47	40	25	15	10	6	5	4	1905
Март												
Ужгород	46	110	1914	100	85	62	43	27	15	10	5	1910
Мукачево	46	168	1914	110	88	64	39	19	8	3	2	1923
Хуст	75	211	1914	171	132	95	68	47	29	17	4	1923
Буштина	65	161	1881	135	110	81	58	38	22	14	8	1903
Торунь	65	154	1906	147	130	87	58	37	20	14	6	1903
Синеви́рская Поляна	78	241	1914	158	138	108	70	43	20	8	2	1905

Станция	Среднее (мм)	Наибольшее (мм)	Год	Обеспеченность (%)							Наименьшее (мм)	Год
				5	10	25	50	75	90	95		
Лознянский	94	262	1914	237	193	128	84	47	25	17	12	1910
Рахов	44	233	1914	195	165	110	66	37	16	8	0	1903
Ясиня	55	270	1887	160	110	70	42	28	12	6	5	1905
Козмесчек	59	183	1931	136	110	80	52	31	15	6	4	1928
Завадка	44	146	1907	126	93	56	34	18	6	1	1	1903
Верхнячка	52	135	1906	135	110	68	47	24	10	8	8	1905
Стрый	35	122	1883	83	65	48	29	16	8	6	6	1956
Подлюте	44	103	1931	102	88	56	37	25	10	3	3	1911
Калуш	38	104	1897	90	75	54	32	18	8	3	3	1903
Микуличин	42	104	1893	102	82	56	35	25	18	12	10	1908
Ворохта	45	185	1933	140	100	60	32	16	6	3	3	1895
Делятин	31	71	1893	70	60	40	27	17	8	4	4	1908
Отыня	25	81	1897	64	48	35	23	16	8	2	1	1903

А п р е л ь

Ужгород	51	100	1927	92	84	70	50	34	20	15	9	1893
Мукачево	53	105	1912	98	88	70	50	33	20	12	3	1893
Хуст	72	198	1924	150	130	95	68	46	28	15	6	1893
Буштина	63	146	1924	120	104	80	60	39	20	10	6	1893
Торунь	84	191	1912	168	140	101	75	60	43	35	26	1894
Синевирская Поляна	87	209	1924	158	139	110	82	58	40	28	17	1914
Лознянский	104	206	1905	187	165	134	102	73	48	27	17	1893
Рахов	74	191	1924	144	123	99	70	52	32	20	11	1948
Ясиня	63	135	1897	123	107	81	58	43	27	18	13	1934
Козмесчек	72	165	1901	130	114	94	68	47	32	28	23	1895
Завадка	62	129	1898	110	95	79	58	40	28	26	26	1917
Верхнячка	76	130	1930	127	113	85	68	60	50	33	30	1900
Стрый	56	160	1898	120	94	72	50	32	16	8	5	1887
Подлюте	61	123	1905	118	107	85	60	35	16	9	9	1899
Калуш	55	135	1898	115	86	66	48	34	24	21	21	1931
Микуличин	48	104	1897	97	78	62	49	34	17	8	8	1885
Ворохта	59	122	1901	118	100	74	55	37	22	12	12	1925
Делятин	51	100	1897	97	87	68	50	34	19	5	2	1899
Отыня	45	130	1898	107	88	61	38	22	8	2	0	1899

М а и

Ужгород	64	156	1885	130	112	87	58	37	21	12	3	1947
Мукачево	67	141	1902	130	112	86	62	42	26	18	13	1950
Хуст	78	196	1902	163	140	107	73	51	23	13	9	1947
Буштина	80	162	1935	148	132	102	74	53	36	20	10	1884
Торунь	99	243	1902	200	156	110	92	73	55	42	33	1931
Синевирская Поляна	113	314	1902	238	169	132	106	76	54	40	26	1901
Лознянский	121	317	1902	220	178	146	116	86	64	55	52	1915
Рахов	104	210	1899	185	160	133	103	74	43	28	23	1901
Ясиня	92	182	1887	160	146	120	86	60	40	26	14	1907
Козмесчек	112	208	1899	185	172	146	109	77	58	43	18	1907
Завадка	83	153	1928	153	138	110	78	54	36	29	29	1917
Верхнячка	99	203	1902	190	160	126	92	64	45	39	39	1910
Стрый	73	167	1882	136	120	94	70	46	32	24	21	1907
Подлюте	100	193	1897	180	160	134	96	63	36	11	11	1911
Калуш	74	134	1906	130	105	89	75	56	32	15	10	1901
Микуличин	97	230	1897	210	177	123	86	58	38	28	17	1907
Ворохта	99	249	1906	210	170	126	90	64	36	24	24	1907
Делятин	88	181	1893	172	148	112	86	60	34	22	21	1907
Отыня	75	159	1920	152	130	92	73	56	31	14	9	1907

Станция	Среднее (мм)	Наибольшее (мм)	Год	Обеспеченность (%)								Наименьшее (мм)	Год
				5	10	25	50	75	90	95			

Июнь

Ужгород	90	221	1884	170	147	119	82	56	40	32	23	1948
Мукачево	101	253	1933	196	166	126	92	63	40	28	18	1882
Хуст	121	333	1884	230	184	146	115	88	64	51	35	1908
Буштина	109	226	1933	192	170	130	102	75	58	46	43	1937
Торунь	156	260	1894	233	210	183	148	124	109	95	81	1904
Синевирская Поляна	165	367	1884	266	238	198	160	118	88	73	57	1888
Лознянский	159	290	1933	275	227	184	154	123	100	88	74	1912
Рахов	142	276	1894	248	215	170	136	109	84	70	51	1912
Ясиня	134	503	1886	220	194	160	122	94	70	60	45	1950
Козмесчек	154	286	1925	250	220	186	146	114	94	84	69	1930
Завадка	112	195	1901	193	172	144	106	73	54	43	43	1930
Верхнячка	120	184	1896	184	172	148	115	94	74	55	33	1930
Стрый	104	335	1884	258	186	128	92	60	40	28	15	1904
Подлюте	143	238	1897	236	222	192	140	98	67	30	14	1911
Калуш	115	210	1913	208	186	143	106	82	60	42	41	1929
Микуличин	140	335	1893	304	240	174	132	100	74	54	44	1904
Ворохта	128	234	1901	224	192	156	126	96	62	37	37	1907
Делятин	136	296	1893	290	260	169	116	84	60	35	35	1900
Отыня	128	296	1948	275	230	169	115	79	56	40	20	1950

Июль

Ужгород	80	198	1882	155	134	111	80	47	30	22	16	1904
Мукачево	100	250	1908	220	180	123	90	65	40	23	15	1911
Хуст	101	278	1913	223	160	129	94	64	40	30	17	1952
Буштина	98	257	1913	194	168	124	86	59	40	26	10	1928
Торунь	138	271	1895	250	217	168	128	104	85	67	56	1923
Синевирская Поляна	159	325	1885	286	238	185	150	115	86	68	54	1904
Лознянский	126	371	1895	280	242	183	136	104	74	50	21	1928
Рахов	129	315	1913	220	194	161	120	89	70	56	39	1928
Ясиня	123	253	1885	214	184	150	116	90	70	44	17	1949
Козмесчек	160	315	1882	280	242	194	150	118	90	66	28	1928
Завадка	134	284	1913	275	240	170	114	86	64	26	26	1904
Верхнячка	120	227	1913	205	185	160	125	94	69	50	48	1904
Стрый	105	251	1900	210	180	138	96	64	40	28	13	1904
Подлюте	148	477	1908	420	300	190	124	72	38	20	20	1911
Калуш	112	243	1913	236	210	156	103	56	34	29	29	1928
Микуличин	136	278	1900	240	220	180	126	89	56	40	35	1904
Ворохта	136	377	1908	336	250	168	120	78	40	22	22	1930
Делятин	113	240	1908	220	176	142	104	73	54	48	48	1902
Отыня	99	211	1908	198	170	130	90	64	44	26	21	1922

Август

Ужгород	81	224	1913	185	150	103	70	46	30	25	15	1897
Мукачево	74	171	1901	155	130	93	62	44	34	28	24	1946
Хуст	91	208	1925	170	152	126	85	51	30	23	16	1907
Буштина	88	176	1882	160	143	118	84	56	34	20	8	1898
Торунь	122	237	1925	230	204	157	113	81	60	50	30	1914
Синевирская Поляна	148	315	1885	280	243	188	136	99	74	60	35	1898
Лознянский	137	262	1933	252	234	191	128	80	48	36	23	1935
Рахов	112	248	1887	220	176	138	102	72	46	30	8	1898
Ясиня	120	349	1887	270	198	150	112	80	54	40	31	1897
Козмесчек	126	256	1889	234	210	160	122	86	54	34	17	1896
Завадка	119	260	1927	246	210	150	104	74	52	34	34	1903
Верхнячка	110	185	1933	185	175	147	110	78	60	46	43	1897
Стрый	95	232	1882	183	160	122	86	59	34	24	18	1897

Станция	Среднее (мм)	Наибольшее (мм)	Год	Обеспеченность (%)							Наименьшее (мм)	Год
				5	10	25	50	75	90	95		
Подлюте	121	394	1908	300	187	146	108	78	52	30	23	1897
Калуш	96	172	1913	167	154	126	90	61	42	34	34	1897
Микуличин	118	307	1911	286	230	146	94	68	44	32	32	1905
Ворохта	110	249	1933	236	186	148	106	66	33	19	19	1897
Делятин	98	245	1911	230	194	122	80	56	40	29	29	1957
Отыня	80	164	1908	153	135	105	72	50	37	32	27	1905

Сентябрь

Ужгород	63	157	1915	132	112	79	56	40	25	22	11	1946
Мукачево	62	197	1922	162	120	80	52	31	18	10	4	1921
Хуст	79	319	1922	168	137	98	67	46	30	20	5	1903
Буштина	76	284	1922	168	128	96	64	44	30	20	12	1903
Торунь	104	251	1922	215	160	130	102	69	44	29	16	1903
Синеви́рская Поляна	118	323	1922	250	190	150	110	76	50	20	0	1903
Лознянский	124	315	1922	250	210	158	114	76	50	38	20	1903
Рахов	96	271	1912	195	165	120	85	61	40	24	0	1900
Ясиня	78	226	1887	160	132	98	68	50	34	20	13	1906
Козмесчек	93	220	1912	180	142	118	88	62	40	26	16	1903
Завадка	78	171	1933	166	142	105	72	44	26	8	0	1903
Верхнячка	98	191	1931	170	140	116	92	65	37	20	18	1903
Стрый	59	142	1881	110	94	76	56	40	20	14	10	1891
Подлюте	80	178	1908	172	156	116	72	40	20	11	11	1903
Калуш	68	131	1904	126	116	96	66	37	13	4	4	1903
Микуличин	61	143	1906	117	100	80	63	41	22	10	4	1903
Ворохта	72	186	1908	160	126	95	64	41	24	12	7	1903
Делятин	60	155	1904	146	124	76	50	34	18	6	6	1903
Отыня	54	162	1922	146	108	66	48	36	23	10	4	1903

Октябрь

Ужгород	69	169	1895	147	125	98	68	38	18	10	2	1951
Мукачево	77	172	1902	157	140	107	77	43	17	6	2	1949
Хуст	91	230	1905	193	176	136	80	39	17	10	3	1957
Буштина	85	178	1905	168	152	121	76	47	24	12	12	1906
Торунь	100	247	1931	235	212	158	94	53	30	20	12	1908
Синеви́рская Поляна	138	321	1892	296	264	191	120	69	36	20	5	1913
Лознянский	142	312	1894	300	270	208	130	73	36	23	14	1908
Рахов	104	243	1892	220	197	149	92	52	22	12	8	1909
Ясиня	87	295	1887	194	164	114	72	45	24	13	7	1937
Козмесчек	97	290	1930	236	188	126	82	54	34	20	15	1906
Завадка	68	140	1905	135	122	94	60	37	23	16	15	1907
Верхнячка	92	208	1931	204	175	131	89	50	27	20	20	1906
Стрый	53	129	1905	115	100	71	48	28	15	10	9	1957
Подлюте	83	195	1905	186	162	118	74	42	24	10	7	1911
Калуш	59	161	1905	148	116	80	50	32	17	8	6	1907
Микуличин	51	136	1897	108	88	68	50	31	16	8	6	1909
Ворохта	59	132	1905	120	100	80	55	34	16	7	7	1924
Делятин	54	134	1905	130	113	73	42	27	17	10	6	1913
Отыня	50	135	1905	125	105	72	40	23	12	7	3	1917

Ноябрь

Ужгород	60	133	1923	123	110	83	55	36	22	13	3	1902
Мукачево	74	155	1910	136	120	98	70	45	27	15	8	1914
Хуст	94	217	1930	200	174	124	80	53	35	26	9	1914
Буштина	76	220	1923	174	144	102	64	43	20	10	10	1926
Торунь	94	237	1910	193	166	137	96	52	20	10	5	1902
Синеви́рская Поляна	118	345	1882	284	230	173	96	49	24	16	1	1902

Станция	Среднее (мм)	Наибольшее (мм)	Год	Обеспеченность (%)								Наименьшее (мм)	Год
				5	10	25	50	75	90	95			
Лознянский	130	311	1910	280	240	186	120	66	28	14	8	1914	
Рахов	94	299	1923	230	184	120	76	51	30	16	0	1902	
Ясиня	68	208	1910	180	144	90	52	30	16	10	4	1902	
Козмесчек	73	306	1923	233	170	90	52	32	14	6	4	1902	
Завадка	58	156	1910	130	102	78	52	32	20	10	7	1902	
Верхнячка	83	216	1910	185	140	101	70	50	37	15	6	1902	
Стрый	40	112	1882	85	72	54	37	22	11	4	0	1904	
Подлюте	52	132	1901	125	105	76	48	23	8	3	3	1894	
Калуш	40	98	1910	86	75	54	35	20	10	8	8	1902	
Микуличин	41	116	1893	104	78	52	35	23	15	10	8	1894	
Ворохта	46	122	1923	115	88	63	40	23	12	4	2	1926	
Делятин	41	93	1910	93	82	60	37	18	6	2	2	1894	
Отыня	42	118	1921	108	86	59	37	22	10	5	3	1902	

Декабрь

Ужгород	60	122	1952	112	103	82	58	39	22	15	6	1953
Мукачево	75	179	1915	160	138	103	66	45	24	14	8	1948
Хуст	94	253	1915	188	168	120	84	56	30	18	8	1948
Буштина	74	172	1909	163	144	99	64	41	26	18	17	1897
Торунь	64	159	1909	146	125	71	55	35	20	15	12	1897
Синевирская Поляна	78	309	1915	210	153	96	64	36	18	10	10	1927
Лознянский	101	333	1915	238	180	134	88	52	28	16	10	1934
Рахов	84	274	1915	200	154	114	76	39	18	12	4	1948
Ясиня	56	243	1887	180	108	66	42	21	8	6	6	1934
Козмесчек	46	124	1886	110	95	66	38	21	12	8	8	1897
Завадка	50	125	1913	110	86	63	46	30	16	5	4	1917
Верхнячка	65	124	1931	124	110	83	58	42	31	27	27	1897
Стрый	29	76	1906	60	50	39	27	16	8	4	2	1891
Подлюте	41	116	1907	115	88	54	32	20	12	6	6	1897
Калуш	40	89	1913	84	67	50	35	24	17	11	11	1903
Микуличин	26	88	1906	65	45	33	24	15	7	3	3	1897
Ворохта	32	59	1905	57	52	43	30	20	7	4	4	1897
Делятин	21	64	1906	56	43	30	17	9	6	6	6	1899
Отыня	24	59	1902	55	46	33	22	12	6	4	3	1908

Год

Ужгород	763	1084	1882	1025	950	835	755	685	600	550	465	1956
Мукачево	865	1207	1915	1170	1110	965	840	755	660	600	563	1896
Хуст	1056	1571	1922	1450	1350	1175	1005	930	850	756	715	1907
Буштина	920	1309	1912	1200	1125	1010	885	795	750	735	721	1904
Торунь	1130	1546	1925	1525	1350	1215	1105	1020	915	845	838	1898
Синевирская Поляна	1341	1840	1887	1790	1695	1490	1290	1160	1065	1010	921	1902
Лознянский	1471	1986	1895	1915	1775	1575	1390	1270	1185	1130	1110	1908
Рахов	1145	1676	1912	1535	1435	1285	1120	970	860	800	757	1908
Ясиня	964	2374	1887	1350	1180	1050	920	820	720	675	638	1899
Козмесчек	1065	1495	1925	1385	1280	1155	1065	955	825	760	742	1900
Завадка	908	1356	1913	1300	1165	1035	880	790	720	556	556	1904
Верхнячка	1045	1435	1931	1430	1285	1135	1030	950	880	810	810	1907
Стрый	715	1113	1884	1060	965	825	690	575	505	415	321	1907
Подлюте	983	1854	1908	1780	1390	1120	900	790	720	618	618	1899
Калуш	758	1228	1913	1165	975	855	740	650	535	420	416	1932
Микуличин	861	1221	1897	1210	1160	1005	800	720	690	652	652	1891
Ворохта	837	1546	1933	1410	1110	930	800	700	570	446	446	1907
Делятин	735	1012	1893	1010	970	870	715	595	510	470	470	1900
Отыня	708	854	1906	850	830	780	665	560	485	440	416	1907

А. Н. ЛЕБЕДЕВ и Л. А. САЛТЫКОВА

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ

В статье рассматриваются вопросы вычисления средних суммарных величин продолжительности выпадения осадков по записям плuviографов, визуальным наблюдениям и косвенным методом (по формуле Кеппена). Дается сопоставление величин, полученных разными способами. Приводятся характеристики продолжительности выпадения осадков различной обеспеченности, на основании которых можно строить расчетные графики (номограммы).

История вопроса

Продолжительность выпадения осадков является важным элементом климата. Она позволяет характеризовать количественную сторону суммарной продолжительности дождей и снегопадов за месяц или год, повторяемость выпадения дождя и снега различной длительности, интенсивность и общий характер осадков. По данным продолжительности осадков можно получить четкое представление о степени влажности погоды и климата.

Данные по продолжительности осадков необходимы при обеспечении запросов сельского хозяйства, промышленного и гражданского строительства, а также при решении многих других производственных и научных задач. Опыт обслуживания народного хозяйства климатологическими данными показывает, что они имеют большое значение для исследования условий атмосферной коррозии различных металлических конструкций. Это тем более важно, что около 80% всех выпускаемых промышленностью металлических конструкций эксплуатируется на открытом воздухе.

Первые сведения по продолжительности осадков встречаются в работах К. С. Веселовского. В частности, в книге «О климате России» (1857 г.) содержатся отрывочные сведения о продолжительности отдельных наиболее сильных дождей на территории Украины.

В 1870 г. Кеппен, исследуя распределение осадков на территории Юго-Западной Германии, воспользовался данными о продолжительности осадков, которые им были вычислены на основании наблюдений, приведенных в работе Кетле «Климат Бельгии».

В 1880 г. Кеппеном была опубликована специальная методическая статья, в которой он изложил способ косвенного расчета месячных характеристик суммарной продолжительности осадков и подчеркнул, что «осадки необходимо характеризовать одновременно по интенсивности,

повторяемости и продолжительности; только таким способом можно получить полную картину» изучаемого элемента [8].

На целесообразность использования данных о продолжительности осадков при исследовании климата указывал и А. И. Воейков. В 1875 г. Воейков [1] привел первые сведения по продолжительности дождей в Оренбурге. Он писал: «Я попробовал вычислить продолжительность дождей в Оренбурге. Это оказалось возможным благодаря тому, что метеорологический дневник веден очень аккуратно и снабжен примечаниями, в которых означены и самые небольшие дожди и их продолжительность. Я взял 10-летний период 1854—1863 гг. и сделал вычисление за пять месяцев, с июня по октябрь». На основании полученных данных Воейков дал характеристику изменения погодных процессов от лета к середине осени и изменений в характере осадков вообще. Величины продолжительности осадков, полученные для Оренбурга, он сопоставил с данными Кеппена для Брюсселя и сделал выводы о закономерностях интенсивности осадков в различных физико-географических районах и в различные сезоны года. «Сравнивая Оренбург с Брюсселем, — заключил он, — мы видим, что в последнем летом дожди вдвое продолжительнее, и в июне и июле в час выпадает менее воды, чем в Оренбурге».

В последние годы вопрос продолжительности осадков исследовался во Франции Бонтроном [7]. Автор в первом приближении допускает, что распределение осадков подчиняется законам случайных величин. Исходя из такого предположения, Бонтрон вычислил вероятность выпадения осадков в синоптические сроки и суммарные характеристики продолжительности осадков по месяцам и за год. Сопоставление теоретических данных с фактическими дает основание считать, что предложенный метод пригоден для практических целей.

Сравнение данных о продолжительности осадков, полученных различными способами

До последнего времени из-за отсутствия необходимых данных нельзя было широко ставить вопрос исследования продолжительности осадков. Систематические визуальные наблюдения за продолжительностью выпадения осадков ведутся в СССР с 1936 г. Сведения о продолжительности осадков до 1936 г. можно получить лишь по записям самописцев, из которых на сети встречается практически только плювиограф.

Если исходить из оценки способов получения характеристик продолжительности осадков, наиболее объективными должны быть данные, снятые с лент плювиографов. Однако данные плювиографов имеют много недостатков. Плювиографы устанавливаются в летнее время и регистрируют только жидкие осадки. Мелкие осадки плювиограф не регистрирует. При недостаточно тщательном уходе за прибором часто записи получаются ненадежными и данные приходится браковать. В связи с этим материалы наблюдений по плювиографам оказываются со значительными пропусками, что отрицательно сказывается на однородности рядов. Обработка лент очень трудоемка.

Приходится считать и с тем, что имеющиеся материалы пока не опубликованы. В 1959 г. было решено публиковать данные только по дождям, которые в среднем за сутки дают слой осадков 10 мм и более. Такие осадки составляют сравнительно небольшой процент от общей продолжительности всех дождей. Как показали исследования З. П. Богомазовой и З. П. Петровой, в центральных областях Европейской территории СССР на дожди с суточными суммами ≥ 10 мм приходится только около 8% [2]. Следовательно, основная масса материалов наблю-

дений по пювиографам остается недоступной для практического использования, в том числе и для научно-исследовательских работ.

Визуальные наблюдения менее объективны, менее точны, чем данные, полученные по лентам пювиографа. Данные по продолжительности осадков даются с точностью до 15 мин. Качество визуальных наблюдений определяется аккуратностью, дисциплинированностью и специальной подготовкой наблюдателя. В первые годы (1936—1937) на многих станциях качество наблюдений было недостаточно высоким, непрерывные наблюдения производились только в дневное время, вследствие чего отсутствуют данные о продолжительности осадков между сроками в ночное время суток. В военные годы (1941—1945) значительная часть метеорологических станций вела наблюдения нерегулярно.

Вместе с тем визуальные наблюдения имеют и положительные качества. В частности, визуальные наблюдения производятся регулярно в течение года. При наличии ТМ-1 всегда можно получить необходимые данные о продолжительности осадков. Ряды визуальных наблюдений наиболее полные. При визуальных наблюдениях, в отличие от пювиографов, отмечаются все мелкие осадки, в том числе и морось.

Средние суммарные величины продолжительности осадков можно получить и косвенным способом, пользуясь формулой Кеппена. В основу метода положена идея, что при использовании длинных рядов наблюдений выпадение осадков можно рассматривать как случайные явления. Это значит, что к исследуемому элементу применим закон теории вероятностей.

Формула Кеппена имеет следующий вид:

$$t = \frac{r}{n} N,$$

где t — вероятная продолжительность дождя за месяц, выраженная в часах; N — общее количество часов в месяце; r — число случаев (наблюдений) с дождем, n — общее число наблюдений.

Деля $\frac{r}{n}N$ на число дней с осадками в месяц d , получим среднюю продолжительность осадков в день с осадками.

Этот косвенный способ был использован О. А. Дроздовым для расчетов продолжительности осадков по территории СССР, результаты которых опубликованы в 1948 г. [4]. Формула дает удовлетворительные результаты, близко совпадающие с визуальными данными, если суточный ход осадков не особенно сильно выражен.

Интересно сравнить продолжительность осадков, вычисленную тремя различными способами за один и тот же период. Такие данные приведены для семи пунктов СССР, находящихся в различных физико-географических условиях (табл. 1).

Для расчетов использованы данные с 1951 по 1959 г., но из-за частых пропусков в наблюдениях по пювиографу не удалось сохранить единый период для всех станций. Единый период сохраняется для всех трех способов лишь для каждого пункта в отдельности. Из данных таблицы видно, что пювиограф дает заметно меньшую продолжительность осадков, чем визуальный и тем более косвенный способ. Так, для Ленинграда (по данным за 9 лет) продолжительность осадков в сентябре, рассчитанная по формуле Кеппена, составляет 103 часа, а по пювиографу — 62 часа. По другим пунктам (Петропавловск-Камчатский, Красноярск) продолжительность осадков по пювиографу в два раза, а в Алма-Ате почти в четыре раза меньше вычисленной по формуле.

Данные, полученные косвенным путем, оказываются завышенными

и по сравнению с данными визуальных наблюдений, причем наибольшая разность отмечается в пунктах, где осадки носят кратковременный характер.

Большая разница между значениями продолжительности осадков, вычисленными на основании визуальных наблюдений, и данными pluviографа наблюдается в тех районах, где много мелких, морозящих

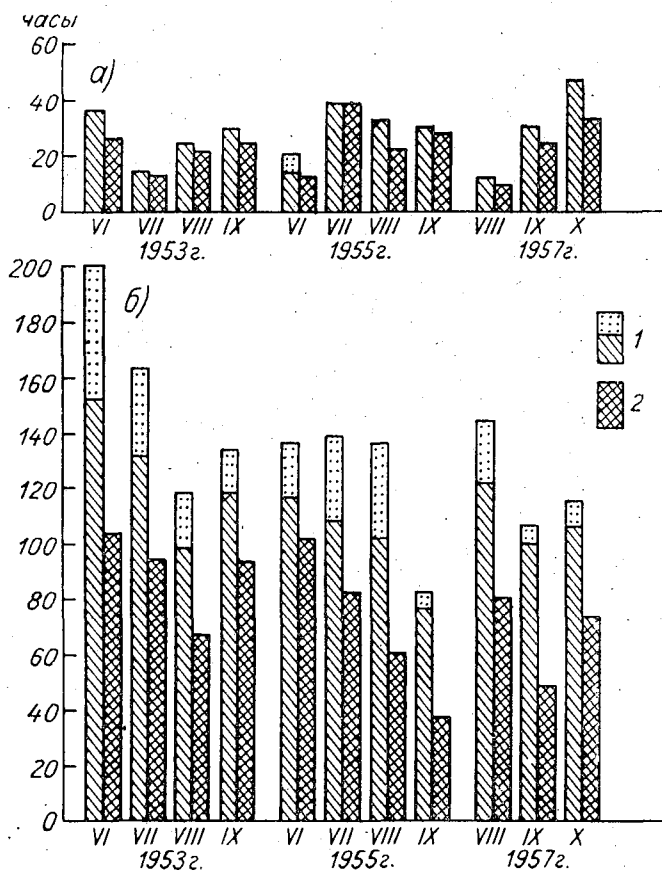


Рис. 1. Продолжительность осадков по визуальным наблюдениям и по pluвиографу.

a — для Сочи (Черноморское побережье Кавказа), *б* — для Петропавловска-Камчатского (полуостров Камчатка). 1 — продолжительность осадков по визуальным наблюдениям; точками показаны продолжительность морозящих осадков; 2 — продолжительность осадков по лентам pluвиографа.

осадков. Классическим примером в этом отношении можно считать Петропавловск-Камчатский, где продолжительность осадков в июле и сентябре по pluвиографу на 40—50% меньше, чем по визуальным наблюдениям.

На рис. 1 верхняя часть столбиков визуальных наблюдений, показанная точками, выражает суммарную продолжительность морозящих осадков. Если эту часть продолжительности осадков, обусловленную моросью, исключить из общей суммы, тогда величины продолжительности осадков, вычисленные по визуальным данным и по лентам pluвиографа, будут заметно ближе друг к другу.

Приведенный пример дает основание утверждать, что пювиограф в районах с частыми мелкими осадками заметно занижает суммарную продолжительность осадков. О. А. Дроздов указывает, что занижение продолжительности осадков по данным пювиографа на 25% и больше по сравнению с данными визуальных наблюдений обусловлено, с одной стороны, недоучетом мелких осадков пювиографом, с другой стороны, округлением продолжительности каждого дождя в визуальных наблюдениях до 15 мин. [3].

Таблица 1

Продолжительность осадков, вычисленная различными способами (часы)

Станция	Июль							Сентябрь						
	t_b	t_n	t_{ϕ}	$t_n - t_b$	$\frac{t_n - t_b}{t_b} 100\%$	$t_{\phi} - t_b$	$\frac{t_{\phi} - t_b}{t_b} 100\%$	t_b	t_n	t_{ϕ}	$t_n - t_b$	$\frac{t_n - t_b}{t_b} 100\%$	$t_{\phi} - t_b$	$\frac{t_{\phi} - t_b}{t_b} 100\%$
Ленинград, город	57	40	67	-17	30	10	18	89	62	103	-27	30	14	16
Минск, обсерватория	39	22	44	-17	44	5	13	75	69	86	-6	8	9	12
Сочи	27	23	23	-4	15	-4	15	37	29	44	-9	24	7	19
Алма-Ата	41	24	53	-17	42	12	30	22	9	33	-13	59	11	50
Нуха	31	22	38	-9	29	7	22	55	40	64	-15	27	9	16
Петропавловск-Камчатский	161	90	162	-71	44	1	1	107	56	116	-51	48	9	8
Красноярск, оп. поле	52	29	66	-23	44	14	27	92	49	108	-43	47	16	17

Примечание. t_b — продолжительность осадков по визуальным наблюдениям, t_n — по пювиографу, t_{ϕ} — по формуле Кеппена.

В настоящее время по регулярности наблюдений, по общему количеству накопленного материала и длительности периодов наблюдений наиболее ценными оказываются визуальные данные, на основании которых можно делать научные и практические выводы о режиме и закономерностях продолжительности осадков.

Методика обработки визуальных наблюдений за продолжительностью осадков

В 1946—1950 гг. в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова О. А. Дроздовым были получены первые систематизированные данные по продолжительности выпадения осадков, А. В. Дунаевой — по продолжительности метелей, В. П. Пастухом — по продолжительности туманов. Методика обработки этих характеристик опубликована в коллективной монографии под редакцией О. А. Дроздова [6]. При массовой обработке материалов наблюдений по продолжительности осадков предложенная в указанной монографии форма выписки данных из ТМ-1 нами не была использована из-за громоздкости и трудоемкости.

Исходной ступенью для сбора и систематизации данных по продолжительности осадков нами была принята следующая форма (табл. 2).

В таблице представлены сведения о начале и конце всех дождей и их продолжительности, суммарной продолжительности дождей за сутки

Таблица 2

ст. Москва, Сельскохозяйственная академия

Год	Месяц	Число	Время выпадения и продолжительность осадков (часы)	Продолжительность осадков за сутки (часы)	Количество осадков за сутки (мм)	Средняя интенсивность осадков (мм/мин.)
1955	X	1	$13 \frac{1}{2} - 13 \frac{3}{4} \left(\frac{1}{4}\right), 14 - 14 \frac{3}{4} \left(\frac{3}{4}\right),$ 16 . . . 19 (3)	4	0,7	0,00
		2	$2 - 5 (3), 12 \frac{3}{4} - 13 \left(\frac{1}{4}\right),$ $15 - 15 \frac{1}{4} \left(\frac{1}{4}\right)$	$3 \frac{1}{2}$	2,9	0,01
	
		7	$21 \frac{1}{4} - 22 \frac{1}{2} \left(1 \frac{1}{4}\right)$	$1 \frac{1}{4}$	0,1	0,00
	
		29	$22 \frac{1}{2} - 2 \frac{3}{4} \left(4 \frac{1}{4}\right)$	$4 \frac{1}{4}$	14,8	0,06
		30	$19 \frac{1}{2} - 22 \frac{3}{4} \left(3 \frac{1}{4}\right),$ $23 \frac{1}{2} - 23 \frac{3}{4} \left(\frac{1}{4}\right),$ $22 \frac{3}{4} - 23 \frac{1}{2} \left(\frac{3}{4}\right)$	$4 \frac{1}{4}$	3,0	0,01
Сумма за месяц	15		$78 \frac{1}{4}$	33,7	0,01	

Год	Месяц	Продолжительность (часы) осадков по градациям (мм)						
		≤0,5	0,5-1,0	1-5	5-10	10-20	20-30	>30
1955	X	$\frac{1}{4}, \frac{1}{4}, \frac{1}{4},$	1,1	3, 3, $1 \frac{1}{4},$	$7 \frac{1}{4}, 8,$	$15 \frac{1}{2}$		
		$\frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{1}{4}$		$1 \frac{1}{4}, 1 \frac{1}{4}, 4 \frac{1}{2},$ $2 \frac{3}{4}, 2 \frac{3}{4}, 1 \frac{1}{4},$ $1 \frac{1}{2}, 2 \frac{3}{4}, 4 \frac{1}{4},$ $4 \frac{1}{4}, 1 \frac{1}{2}$	$8 \frac{1}{4}$			
Сумма за месяц		2	2	$35 \frac{1}{4}$	$23 \frac{1}{2}$	$15 \frac{1}{2}$		

и месяц, а также о суммарной продолжительности дождей по принятым градациям. Из таблицы можно также получить среднюю и максимальную продолжительность осадков за сутки, максимальную продолжительность непрерывного выпадения осадков. На основании этой же таблицы путем некоторых дополнительных вычислений можно получить и суточный ход вероятности выпадения осадков.

Уже беглый анализ такой таблицы позволяет сделать необходимые выводы о повторяемости и характере дождей в данном месяце. Таблица 2 практична и в том отношении, что она легко читается, ею может воспользоваться каждый, кто интересуется такими данными.

Дальнейшим этапом систематизации данных является составление табл. 3.

В табл. 3 заносятся данные продолжительности осадков по градациям за все годы наблюдений, суммы продолжительности осадков за обработанный период наблюдений, средние величины и экстремальные значения для каждой градации отдельно. Последние две графы таблицы справа содержат суммарные характеристики продолжительности осадков и их количеств за месяц для всех обработанных лет. На основании данных табл. 3 можно составить представление об изменчивости продолжительности осадков от года к году, о соотношении продолжительности осадков с количеством выпавших осадков, о максимальных и минимальных значениях продолжительности осадков за месяц.

Заметим, что суммарная продолжительность осадков за месяц и суммарная продолжительность осадков по всем градациям вместе в некоторых случаях могут несколько различаться. Невязка этих суммарных значений продолжительности осадков объясняется тем, что при расчете данных по градациям непрерывные осадки, переходящие из одного месяца в другой, целиком относятся к тому месяцу, в котором они выпали более длительное время. Расхождения такого характера имеют место в данных за 1957 и 1958 гг. Однако эти расхождения в суммарных величинах отдельных лет практически не сказываются на средних многолетних значениях.

В табл. 4 приводятся данные числа дней с осадками, числа дождей за месяц, числа дождей различной продолжительности.

Примеры, помещенные в табл. 4, показывают, что параллельное приведение числа дней с осадками и числа дождей практически оправдано. В одни годы число дождей может соответствовать числу дней с осадками, в другие годы, наоборот, эти данные несопоставимы. В 1958 г. в октябре был зарегистрирован 41 дождь, а дней с осадками только 22, в среднем два дождя на каждый день с осадками.

Суточные и месячные количества осадков, содержащиеся в табл. 2—4, дают возможность достаточно полно характеризовать продолжительность осадков. Таким образом, получается простая, но практически очень важная комплексная характеристика климата. Но опыт показывает, что из этих таблиц легко получают только многолетние средние и крайние значения элемента. О вероятности осадков той или иной продолжительности судить трудно. Этот вопрос решается просто, если располагать сравнительно длинными рядами наблюдений.

Как уже указывалось выше, визуальные наблюдения над продолжительностью осадков начали производить в 1936 г. К 1960 г. по наиболее регулярно ведущим наблюдения метеорологическим станциям ряды наблюдений по продолжительности осадков должны составлять 25 лет. Однако, проанализировав достаточно большое количество станций, нам не удалось ни по одной из них подобрать доброкачественного максимально длинного ряда. Поэтому для расчета обеспеченностей приходится

Таблица 3

Суммарная продолжительность осадков (ст. Москва, Сельскохозяйственная академия)

Месяц	Год	Продолжительность осадков (часы) по градациям (мм)							Продолжительность за месяц (часы)	Количество осадков за месяц (мм)
		≤ 0,5	0,5—1	1—5	5—10	10—20	20—30	>30		
X	1942	3	7 $\frac{1}{2}$	40 $\frac{1}{2}$	—	72	—	—	123	47,9
	1942	1 $\frac{3}{4}$	2 $\frac{3}{4}$	17 $\frac{1}{4}$	24 $\frac{1}{2}$	38 $\frac{1}{2}$	—	—	84 $\frac{3}{4}$	61,0
	1955	2	2	35 $\frac{1}{4}$	23 $\frac{1}{2}$	15 $\frac{1}{2}$	·	·	78 $\frac{1}{4}$	33,7
	1957	5	4 $\frac{1}{4}$	30 $\frac{3}{4}$	18 $\frac{1}{4}$	16 $\frac{1}{2}$	·	·	66 $\frac{3}{4}$	27,6
	1958	3	4 $\frac{1}{4}$	38 $\frac{1}{2}$	49	41 $\frac{1}{2}$	1 $\frac{1}{4}$	—	168 $\frac{1}{2}$	72,8
Сумма		50 $\frac{3}{4}$	49 $\frac{3}{4}$	482 $\frac{1}{2}$	446 $\frac{1}{2}$	582	99 $\frac{1}{2}$	33 $\frac{1}{2}$	1743 $\frac{1}{2}$	845,3
Среднее		2,8	2,8	26,8	24,8	32,3	5,5	1,9	96,9	47,0
Макс.		6 $\frac{1}{2}$	7 $\frac{1}{2}$	47 $\frac{1}{2}$	52 $\frac{1}{2}$	72 $\frac{3}{4}$	1 $\frac{1}{2}$	33 $\frac{1}{2}$	193 $\frac{3}{4}$	143,2
Мин. ¹		0	0	4	7 $\frac{1}{2}$	0	0	0	31 $\frac{3}{4}$	3,4

¹ Минимальная продолжительность осадков данной градации равна 0; это значит, что были годы, в которые осадки соответствующей продолжительности в октябре отсутствовали. Данное замечание относится и к табл. 4.

привлекать данные 15—20-летнего ряда наблюдений, учитывая при этом возможные погрешности и неточности в получаемых величинах.

Таблица 4

Суммарное число дождей (ст. Москва, Сельскохозяйственная академия)

Месяц	Год	Число дождей различной продолжительности по градациям (мм)						Число дождей за месяц	Число дней с дождем		
		≤ 0,5	0,5—1,0	1—5	5—10	10—20	20—30		>30	всего	≥ 0,1 мм
X	1941	8	8	13	—	5	—	—	34	22	18
	1942	5	3	7	3	2	—	—	20	18	18
	1955	6	2	14	3	1	—	—	26	15	14
	1957	15	5	13	3	1	—	—	37	20	17
	1958	7	5	18	7	3	1	—	41	22	16
Сумма . . .		137	55	192	62	40	4	1	491	318	270
Среднее . . .		7,6	3,1	10,7	3,4	2,2			27,3	18	15
Макс. . . .		17	9	18	8	5	2	1	50	25	22
Мин. . . .		0	0	1	0	1	0	0	7	6	3

Теория обработки метеорологических элементов позволяет пользоваться и сравнительно короткими рядами наблюдений, если в рассматриваемый период встречались как большие, так и малые значения исследуемого элемента. Применительно к продолжительности осадков, наблюдающейся в последние 20 лет, это условие выполняется. В последние два десятилетия были отмечены относительно дождливые и сухие годы. В период 1940—1958 гг. продолжительность осадков в сентябре изменялась от 1 до 48 час. в Одессе, от 13 до 109 в Москве, от 22 до 166 в Архангельске, от 10 до 166 в Новосибирске, от 22 до 199 в Свердловске, от 56 до 290 в Туруханске, от 10 до 136 в Оренбурге. Значительные колебания продолжительности осадков от года к году происходят и в другие месяцы. В частности, в Москве продолжительность осадков в октябре изменялась от 32 до 194 час., а на побережье Черного моря (Одесса) — от 0 до 125 час.

В качестве основной формулы для вычисления обеспеченностей продолжительности осадков принята следующая формула:

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%,$$

где m — порядковый номер члена ряда, n — число наблюдений (или число лет) в ряду, P — процентная обеспеченность (суммированная вероятность).

Примером для расчета обеспеченности продолжительности осадков по этой формуле может служить табл. 5. Величина $\frac{x_i}{x_0}$ представляет собой отношение продолжительности осадков за каждый отдельный год x_i к многолетней средней x_0 . Она необходима для вычисления значений коэффициента вариации C_v , который показывает, какую часть от нормы составляет средняя квадратичная величина σ .

Таким образом, данные табл. 5 дают полное представление о структуре ряда продолжительности осадков. Наряду с нормой и процентной обеспеченностью различных величин продолжительности осадков в таблице имеются характеристики изменчивости элемента, абсолютные

Таблица 5

Продолжительность осадков различной обеспеченности. Октябрь

m	Год	x_i	$k = \frac{x_i}{x_0}$	$k-1$	$(k-1)^2$	$(k-1)^3$	$P\%$
Одесса							
1	1939	124	2,41	1,41	1,9881	2,8032	4,02
2	1946	96	1,87	0,87	0,7569	0,6585	9,76
3	1940	86	1,67	0,67	0,4489	0,3008	15,5
4	1950	75	1,46	0,46	0,2116	0,0973	21,2
5	1952	70	1,36	0,36	0,1296	0,0467	27,0
6	1938	54	1,05	0,05	0,0025	0,0001	32,7
7	1937	52	1,01	0,01	0,0001	0,0000	38,5
8	1957	49	0,95	-0,05	0,0025	-0,0001	44,2
9	1954	46	0,90	-0,10	0,0100	-0,0010	50,0
10	1956	45	0,88	-0,12	0,0144	-0,0017	55,8
11	1955	36	0,70	-0,30	0,0900	-0,0270	61,5
12	1948	36	0,70	-0,30	0,0900	-0,0270	67,3
13	1947	33	0,64	-0,36	0,1296	-0,0467	73,0
14	1951	28	0,55	-0,45	0,2025	-0,0911	78,8
15	1958	27	0,53	-0,47	0,2209	-0,1038	84,5
16	1953	16	0,31	-0,69	0,4761	-0,3285	90,2
17	1949	0,5	0,01	-0,99	0,9801	-0,9703	96,0
	Σx_i	873,5	17,00	0,00	5,6538	2,3094	
	x_0	51,4					

$$C_v = 0,59 \quad C_s = 0,06$$

Москва							
1	1952	194	1,99	0,99	0,9801	0,9703	3,80
2	1958	168	1,73	0,73	0,5329	0,3890	9,25
3	1954	159	1,63	0,63	0,3969	0,2500	14,7
4	1956	138	1,42	0,42	0,1764	0,0741	20,1
5	1941	123	1,27	0,27	0,0729	0,0197	25,5
6	1953	113	1,17	0,17	0,0189	0,0049	31,0
7	1950	103	1,07	0,07	0,0049	0,0003	36,4
8	1948	99	1,03	0,03	0,0009	0,0000	41,8
9	1945	91	0,94	-0,06	0,0036	-0,0002	47,2
10	1942	85	0,88	-0,12	0,0144	-0,0017	52,8
11	1955	78	0,81	-0,19	0,0361	-0,0069	58,2
12	1949	77	0,80	-0,20	0,0400	-0,0080	63,6
13	1947	69	0,72	-0,28	0,0784	-0,0220	69,0
14	1957	67	0,70	-0,30	0,0900	-0,0270	74,5
15	1946	60	0,62	-0,38	0,1444	-0,0549	79,9
16	1951	47	0,47	-0,53	0,2809	-0,1489	85,3
17	1944	41	0,43	-0,57	0,3249	-0,1852	90,8
18	1943	32	0,32	-0,68	0,4624	-0,3144	96,2
	Σx_i	1744	18,00	0,00	3,6290	0,9391	
	x_0	96,9					

$$C_v = 0,46 \quad C_s = 0,05$$

Архангельск							
1	1947	292	1,93	0,93	0,8649	0,8044	4,55
2	1948	209	1,38	0,38	0,1444	0,0549	11,0
3	1956	191	1,26	0,26	0,0676	0,0176	17,5
4	1955	184	1,22	0,22	0,0484	0,0106	24,0
5	1954	179	1,18	0,18	0,0324	0,0058	30,5
6	1958	169	1,12	0,12	0,0144	0,0017	37,0

m	Год	x_i	$k = \frac{x_i}{x_0}$	$k - 1$	$(k - 1)^2$	$(k - 1)^3$	$F\%$
7	1945	146	0,96	-0,04	0,0016	-0,0001	43,5
8	1947	130	0,86	-0,14	0,0196	-0,0027	50,0
9	1940	129	0,85	-0,15	0,0225	-0,0034	56,5
10	1944	119	0,78	-0,22	0,0484	-0,0106	63,0
11	1950	119	0,78	-0,22	0,0484	-0,0106	69,5
12	1946	109	0,72	-0,28	0,0784	-0,0220	76,0
13	1951	108	0,71	-0,29	0,0841	-0,0244	82,5
14	1953	106	0,70	-0,30	0,0900	-0,0270	89,0
15	1952	84	0,55	-0,45	0,2025	-0,0911	95,5
	Σx_i	2274	15,00	0,00	1,7676	0,7031	
	x_0	151,6					

$$C_v = 0,36 \quad C_s = 0,10$$

значения крайних величин и годы, на которые они приходятся. При достаточно длинном ряде наблюдений эти данные позволяют судить о возможных изменениях исследуемого элемента в то или иное время года.

На основании данных табл. 5 в дальнейшем строятся интегральные кривые (кривые обеспеченности). По оси x наносят значения обеспеченности (%), а по оси y — значения K или значения продолжительности осадков. Опыт показывает, что лучше сразу наносить значения продолжительности осадков. Точность и положение самой кривой обеспеченности от этого не меняются (рис. 2).

Таблица 6

Продолжительность выпадения осадков различной обеспеченности (часы).
Октябрь

Станция	Средняя продолжительность	Наибольшая продолжительность	Год	Обеспеченность (%)											Наименьшая продолжительность	Год
				5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95		
Одесса . .	51,4	124	1939	124	90	72	62	56	50	42	36	25	18	0,5	0,5	1949
Москва . .	96,4	194	1958	194	160	130	114	100	90	80	70	60	50	32	32	1943
Архангельск	151,6	292	1957	292	230	190	170	156	144	130	120	110	100	84	84	1952

Далее, с интегральных кривых можно снимать значения продолжительности осадков любой заданной обеспеченности. Обычно снимают величины, соответствующие 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95% обеспеченности. Например, если произвести подобный расчет для Одессы, Москвы и Архангельска, то получим данные, помещенные в табл. 6. Эти величины получены с помощью интегральной кривой, приведенной на рис. 2. Так, например, в Москве суммарная продолжительность осадков за октябрь обеспеченностью 10% составляет более 160 час.; в остальные 90% лет она меньше 160. Так следует расшифровывать значения продолжительности осадков всех возможных величин обеспеченностей.

По интегральным кривым можно определить не только продолжительность осадков различной обеспеченности, но и вероятность продол-

жительности осадков в определенных пределах (по градациям). В частности, в Москве продолжительность осадков в октябре в 50% лет изменяется от 60 до 120 час., в 25% лет она больше 120 час. и в 25% лет меньше 60 час.

В ранее выполненных работах было показано, что кривые обеспеченности различных характеристик климата (месячных и годовых количеств осадков, дат перехода средней суточной температуры воздуха через определенные пределы, дат первого и последнего мороза, сумм средних суточных температур воздуха и др.) сохраняют один и тот же вид в пределах обширных природных зон. Это подтверждается и кривыми на рис. 2. Интегральные кривые суммарной продолжительности осадков в сентябре для Одессы, Москвы и Архангельска однотипны, что указывает на общность закономерностей изменения продолжительности осадков от года к году. Следовательно, при наличии достаточного количества данных можно построить расчетные графики (номограммы) продолжительности выпадения осадков. Методика построения подобных графиков дана в работе [5].

Примером может служить расчетный график продолжительности осадков, приведенный на рис. 3. Он построен по данным продолжительности осадков в сентябре в Москве, Архангельске, Свердловске, Туруханске, Новосибирске и Оренбурге. Этот график представляет в основном интерес с методической точки зрения. При наличии расчетных графиков можно оценить всю сложность режима продолжительности

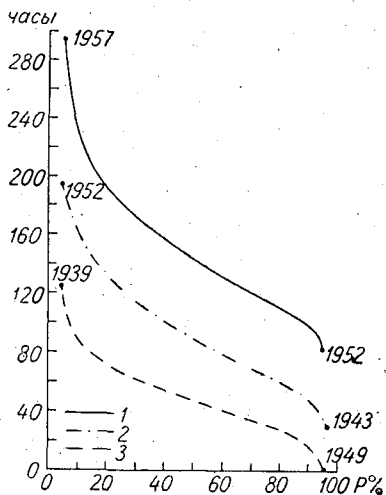


Рис. 2. Интегральные кривые продолжительности осадков. Октябрь. 1 — для Архангельска, 2 — для Москвы, 3 — для Одессы.

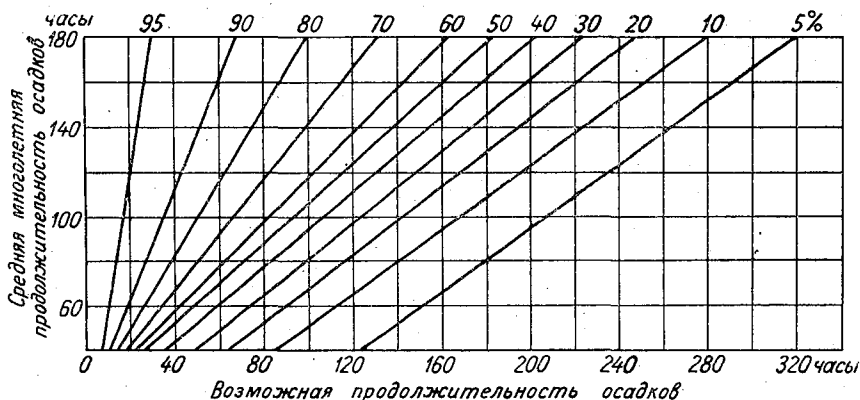


Рис. 3. График для расчета продолжительности осадков заданной обеспеченности за месяц на территории СССР.

сти осадков в разных частях СССР по сезонам. С их помощью нетрудно вычислять суммарные величины продолжительности осадков различной обеспеченности. Вообще такие графики являются краткой и выразительной формой графического изображения пространственных и временных изменений в характеристиках продолжительности осадков.

Выводы

1. По имеющимся материалам метеорологической сети пока невозможно получить абсолютно точные характеристики продолжительности осадков.

2. Величины продолжительности осадков, вычисленные по лентам плuviографов, визуальным наблюдениям и с помощью формулы Кеппена, могут существенно различаться.

3. Наименьшая продолжительность выпадения осадков получается по записям плuviографов, наибольшая — косвенным способом, по формуле Кеппена.

4. В настоящее время для климатологических исследований наиболее целесообразно использовать данные визуальных наблюдений над продолжительностью осадков.

5. При исследовании продолжительности осадков рекомендуется строить расчетные графики, которые раскрывают структуру исследуемого элемента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Распределение осадков в России. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 6, кн. 1, 1875.
2. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Характеристика выдающихся дождей на территории Центральных черноземных областей. Труды ГГИ, вып. 14 (68), 1949.
3. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд. ЛГУ, 1956.
4. Дроздов О. А. Продолжительность выпадения осадков как климатическая характеристика. Труды Второго всесоюзного географического съезда, т. 2, 1948.
5. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
6. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
7. Bontrond E. A. La durée des précipitations. Meteorol., № 52, 1958.
8. Kerppe W. Regenhäufigkeit und Regendauer Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd 15, 1880.

СРАВНЕНИЕ КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ, ИЗМЕРЕННЫХ ОСАДКОМЕРОМ И МЕТОДОМ СНЕГОМЕРНЫХ СЪЕМОК

В настоящей статье приводятся результаты сравнения осадков, измеренных осадкомером, и запасов воды по снегомерным съемкам на участках «поляна в лесу» и «в лесу под кронами» лиственного леса. Были использованы материалы наблюдений основной сети станций за период 1953—1958 гг. Рассмотрены основные факторы, влияющие на результат сравнения: защищенность установки, скорость ветра, число дней с метелями и оттепелями. Приводятся количественные характеристики каждого из этих факторов. Произведена оценка недоучета осадков, измеренных осадкомером.

Для измерения количества осадков за холодный период используют как наблюдения по осадкомеру, так и определение снегозапасов по снегомерным съемкам. Однако каждый из этих способов имеет свои погрешности. При измерении осадков осадкомером погрешности зависят в основном от его конструктивных особенностей и места установки. Известна неточность измерения осадков прибором, особенно при сильных ветрах и метелях. Методика массовых снегомерных съемок также требует уточнения. В отдельных работах сопоставлены величины осадков, измеренных осадкомером, с запасами воды по снегомерным съемкам для различных физико-географических районов. В южных районах СССР, особенно в условиях Закавказья, рекомендуется использовать данные осадкомера как достаточно надежные [1]. Для Каменной степи [3] более рационально использовать данные детальных снегомерных съемок. На Валдайской возвышенности в условиях пересеченного рельефа достаточно надежные результаты дает совместное применение осадкомеров и снегомерных съемок [2]. Для оценки надежности данных осадкомера нами была сделана попытка сравнить результаты осадкомерных измерений при всех типах защищенности установок с запасами воды по снегомерным съемкам на участках поляна в лесу и в лесу под кронами лиственного леса. При этом использован материал снегомерных съемок, проводившихся на основной сети станций. Выбранные участки снегомерных съемок следует считать наиболее надежными для измерения твердых осадков. На таких участках менее всего сказывается эффект перераспределения снежного покрова под влиянием ветра и метелей. Поляна в лесу представляет собой в какой-то мере естественный площадной осадкомер. В аналогичных условиях находятся зимой участки под кронами лиственного леса, когда стволы предохраняют снег от переметания, а в оголенных от листвы кронах деревьев снег почти не

задерживается. Для исследования использованы результаты измерения осадков и снегомерные съемки за пять-шесть зим по 110 станциям с охватом территории от Полярного круга до 50° с. ш. и от 40 до 115° в. д. Всего проанализировано 342 случая наблюдений. Рассмотренная территория имеет продолжительный период с устойчивым снежным покровом: от пяти (ноябрь — март) до семи (октябрь — апрель) месяцев. Для сопоставления взяты суммы осадков по осадкомеру между датами начала устойчивого снежного покрова и максимального запаса воды в снеге k_0 и максимальный запас воды, определенный по снегомерной съемке k_c . При этом пренебрегали величиной потери влаги за счет испарения со снежного покрова. Вся исследованная территория (рис. 1) разделена на крупные физико-географические районы, по которым в табл. 1 приведены величины $k = \frac{k_0}{k_c}$ и средние скорости ветра. Это фоновая характеристика сравнения количества осадков по осадкомеру и снегомерной съемке.

Таблица 1

Средние отношения количества осадков по осадкомеру и снегомерной съемке

№ п/п	Район	k	Скорость ветра (м/сек.)	Число случаев
1	Север Европейской части СССР . .	0,83	3,8	31
2	Поволжье	0,86	4,2	74
3	Урал	0,87	3,2	57
4	Западно-Сибирская низменность . .	0,96	3,2	37
5	Верхнее течение р. Оби	(0,83)	(3,6)	19
6	Бассейн р. Енисея	1,03	2,4	68
7	Прибайкалье	0,95	1,7	56

Примечание. В скобках приведены данные, ориентировочные из-за малого количества случаев.

Эта таблица четко показывает тенденцию увеличения количества измеренных осадкомером осадков k_0 при уменьшении средних скоростей ветра. Если на Азиатской территории СССР осадкомером в среднем измеряется всего на 4—5% осадков меньше, чем по результатам снегомерных наблюдений, то на Европейской территории СССР недоучет увеличивается в 3—3,5 раза и на севере ее составляет 17%. С увеличением скорости ветра от 2 до 5 м/сек. k равномерно уменьшается от 1,03 до 0,80, т. е. $\Delta k = 0,08$ при $\Delta v = 1$ м/сек. (рис. 2).

Однако фоновая средняя характеристика коэффициента k не вскрывает причин его зависимости от метеорологических факторов и условий установки осадкомера. В связи с этим была применена классификация станций по степени их защищенности для оценки местоположения осадкомера. К типу I отнесены станции, где осадкомер защищен со всех сторон. Из-за малого числа случаев в этом типе не представилось возможным разделить защищенность на продуваемую и непродуваемую. Станции, где осадкомер имеет защиту с двух или трех сторон, выделены в тип II. Открытые установки осадкомера составили тип III. В табл. 2 приведены средние значения k по каждому типу защищенности для тех районов, где количество случаев было не менее 15.

В каждом районе прослеживается общая закономерность уменьшения измеренных осадков с возрастанием степени открытости установки осадкомера. Даже такое схематическое осреднение показывает зависи-

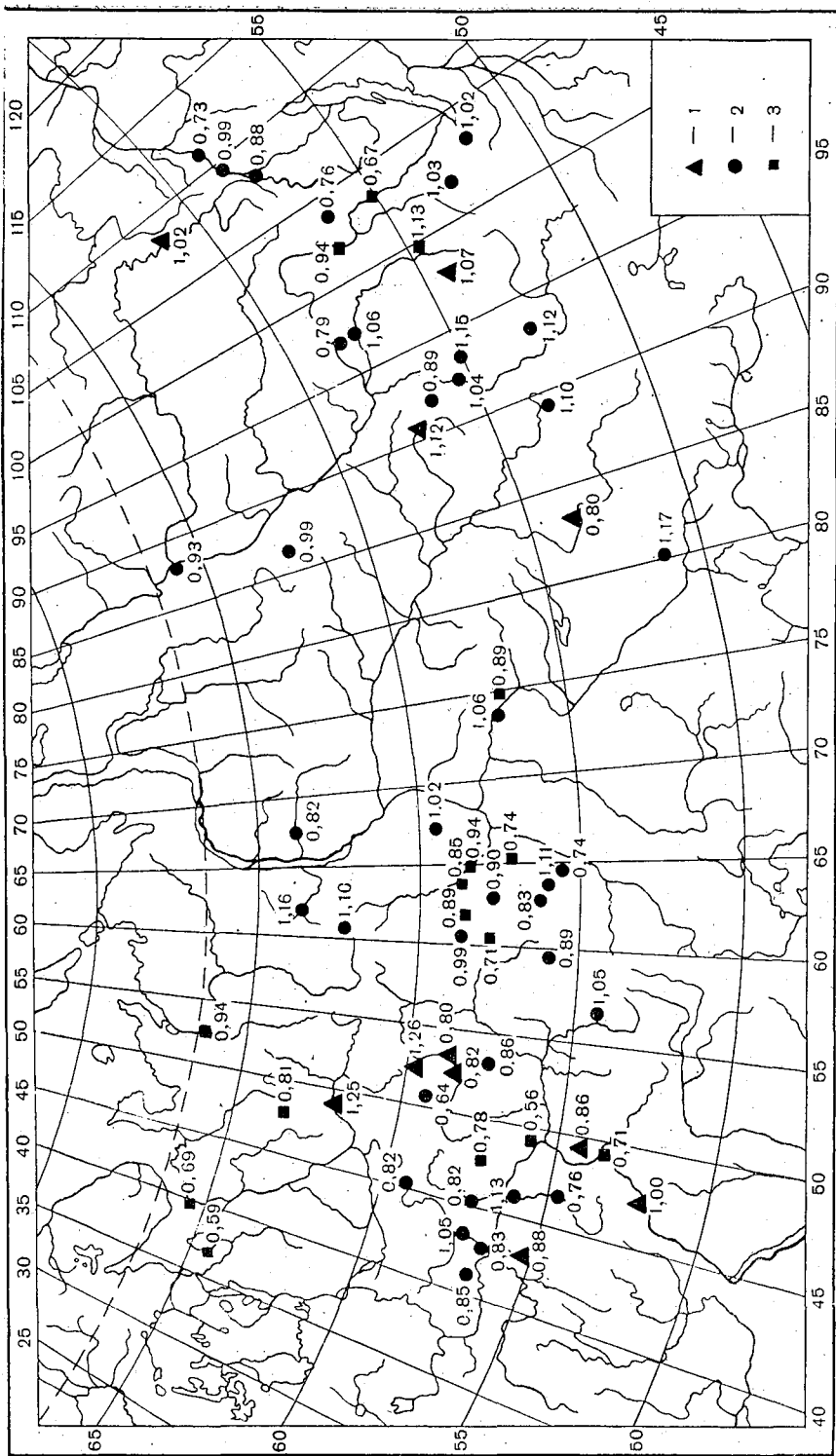


Рис. 1. Среднее отношение количества осадков, измеренных осадкомером, к запасу воды по снегомерной съемке $\left(\frac{k_0}{k_c}\right)$.

1 — защищенный тип установки, 2 — полузащищенный, 3 — открытый.

мощь скорости ветра, а соответственно и k в основном от степени открытости станций. При сравнительно больших средних месячных скоростях ветра (4—5 м/сек.) увеличивается различие в недоучете измерен-

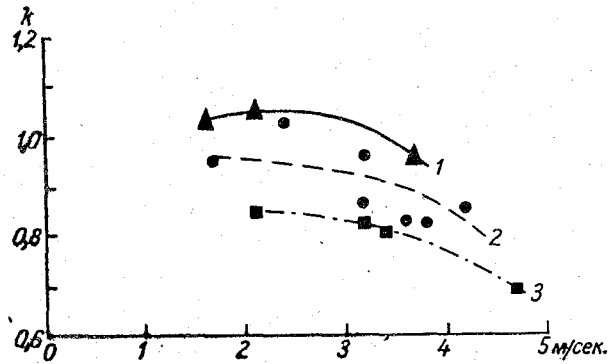


Рис. 2. График зависимости связи k от скорости ветра. 1 — открытый тип установки, 2 — независимо от типа установки (средняя), 3 — защищенный тип установки.

ных осадков для типов I (0,10) и III (0,15), как крайних условий защищенности установки осадкомера (рис. 2). В табл. 3 приведена повторяемость k .

Таблица 2

Зависимость отношения $\frac{k_0}{k_c}$ от типа защищенности

№ района	Тип защищенности								
	I			II			III		
	k	скорость ветра (м/сек.)	число случаев	k	скорость ветра (м/сек.)	число случаев	k	скорость ветра (м/сек.)	число случаев
2	0,95	3,7	21	0,88	4,3	37	0,70	4,7	16
3	—	—	—	0,89	3,1	33	0,84	3,2	24
4	—	—	—	1,05	3,1	24	0,81	3,4	13
6	1,05	2,1	15	1,03	2,5	53	—	—	—
7	—	—	—	0,99	1,3	21	0,85	2,1	21

Таблица 3

Повторяемость значений отношения $\frac{k_0}{k_c}$ для всей исследованной территории в зависимости от типов защищенности установки осадкомера

Тип защищенности	0,41—0,50	0,51—0,60	0,61—0,70	0,71—0,80	0,81—0,90	0,91—1,00	1,01—1,10	1,11—1,20	1,21—1,30	1,31—1,40	1,41—1,50
I		3	7	12	14	17	24	9	5	7	2
II		3	9	13	17	19	13	15	7	3	1
III	6	11	13	24	19	11	12	4			

Как видно из этой таблицы, с увеличением степени открытости установки осадкомера максимум повторяемости значений k для всей рассмотренной территории сдвигается в сторону меньших значений. На защищенных установках (тип I) в 23% всех случаев осадкомером измерено больше (до 50%) осадков. На открытых установках (тип III) осадкомером в 73% измерено осадков меньше, чем по снегомерной съемке и лишь в 4% больше (до 20%). Однако интервал колебаний k почти одинаков для всех типов защищенности установки осадкомера. Кроме скорости ветра, были рассмотрены и другие факторы, влияющие на величину k : число дней с метелью и оттепелью за период между датами начала устойчивого снежного покрова и с максимальным запасом воды в снеге (табл. 4).

Таблица 4

Среднее число дней с метелью и оттепелью (1953—1958 гг.)

№ района	Метель				Оттепель			
	тип защищенности			среднее	тип защищенности			среднее
	I	II	III		I	II	III	
1	—	—	—	31	—	—	—	23
2	33	33	41	35	22	27	27	25
3	—	30	36	32	—	17	15	17
4	—	30	38	33	—	16	17	17
5	—	—	—	(33)	—	—	—	(12)
6	28	34	—	31	12	23	—	19
7	12	10	20	14	16	27	12	19

Примечание. В скобках приведены данные, ориентировочные из-за малого количества случаев.

Атмосферная циркуляция и разнообразие физико-географических условий существенно влияют на число дней с метелью и оттепелью. Кроме этого, на метели влияют еще и местные особенности условий защищенности. Поэтому прослеживается связь типов защищенности и числа дней с метелью. В среднем для всей рассмотренной территории наблюдалось 30 дней с метелью, но в каждом районе это число увеличивалось с открытостью станции. Только в Прибайкалье не характерны метели, так как здесь малы и скорости ветра и количество зимних осадков. Имеет место обратная связь k и числа дней с метелью.

Если принять за норму точности $k \pm 10\%$, то на Европейской территории СССР с такой точностью k определяется при 28—30 днях с метелями и оттепелями за сезон. В зимы, когда число дней с метелью в 2—2,5 раза больше числа дней с оттепелью, k значительно меньше нормы. В такие зимы осадкомером измеряется на 35—40% меньше осадков по сравнению с запасами воды по снегомерным съемкам на ЕТС и на 25—30% — на Азиатской территории СССР. Открытыми установками осадкомера (тип III), когда метелей и оттепелей за зиму не более 10 дней, измеряется количество осадков, равное запасу воды по снегомерной съемке. При числе дней с оттепелью до 10 на каждое увеличение числа дней с метелью на 10 (до 30 дней) измеренные осадки равномерно уменьшаются на 10%. В зимы с 30—60 метелями недоучет осадков, измеренных осадкомером, снижается до 5% при увеличении метелей на 10 дней. Неравномерность изменения недоучета при равномерном росте числа дней с метелями дает основание предполагать наличие нелинейной

зависимости. Из-за малого числа случаев далее проследить эту закономерность не представилось возможным. В зимы с 11—20 днями с оттепелью и 11—40 с метелью осадкомером измеряется на 20% осадков меньше, чем по снегомерной съемке.

Для количественной оценки влияния на k метелей, оттепелей и скорости ветра были рассчитаны коэффициенты корреляции значений k с каждым из этих факторов (табл. 5).

Таблица 5

Коэффициенты корреляции r значений k с метеорологическими факторами

№ района	Со скоростью ветра	С числом дней с		Число случаев
		метелью	оттепелью	
1	-0,35	0,20	0,10	31
2	-0,16	-0,22	0,32	74
3	-0,02	-0,22	0,39	57
4	-0,10	-0,17	0,34	37
6	-0,18	-0,04	0,35	68
7	-0,04	-0,15	0,24	56

Знак коэффициента корреляции указывает на обратную связь k со скоростью ветра и метелями и прямую — с оттепелями. Однако для севера Европейской территории СССР коэффициент корреляции с метелями положительный. Следовательно, в этом физико-географическом районе участки поляна в лесу не характерны для снегомерных съемок. Запас воды по наблюдениям на полянах занижен, видимо, вследствие большого перераспределения снега под влиянием сильных ветров и интенсивных метелей. Возможно наметание осадков в осадкомер, по которому измеряется значительно большее количество осадков. На это же указывает и большой отрицательный коэффициент корреляции со скоростью ветра. Таким образом, искажение в измерении осадков в сторону их увеличения происходит не столько из-за роста скоростей ветра, сколько из-за метелей. Количественно связь k с числом дней с метелью в полтора-два раза больше, чем со скоростью ветра.

Таблица 6

Изменение величины и знака коэффициента корреляции r с увеличением степени открытости местоположения станции

Тип защищенности	Со скоростью ветра	С числом дней с метелью
I	0,11	0,08
II	-0,02	-0,12
III	-0,19	-0,34

Примечание. Использовано 74 случая наблюдений.

Потеря запасов воды в снеге через водоотдачу во время оттепелей обусловила наибольшую количественную зависимость k от числа дней с оттепелью (35—40%). В зимы с большим числом дней с оттепелью

наблюдения по снегомерным съемкам не характерны. Кроме того, в такие зимы нередко выпадает мокрый снег и наблюдается меньшее число дней с метелью. Поэтому наблюдения по осадкомеру становятся надежнее. Уже указывалось на возможность нелинейной зависимости k от числа дней с метелью. Небольшие значения коэффициентов корреляции (табл. 5) дают также основание предполагать нелинейность зависимости k от скорости ветра и числа дней с оттепелью.

При достаточно большом количестве случаев обнаруживается некоторая связь величины и знака коэффициента корреляции k и числа дней с метелью и скорости ветра с типами защищенности установки осадкомера (табл. 6).

На установках типа I осадкомером измеряется осадков больше, чем по снегомерным съемкам. На это обстоятельство указывает положительный коэффициент корреляции порядка 0,10. По мере увеличения открытости установки осадкомера связь становится обратной и абсолютная величина коэффициента корреляции заметно возрастает.

Выводы

1. Измерение максимального за зиму запаса воды по снегомерным съемкам достаточно надежно в зимы с количеством дней с оттепелью не более 10.

2. В интервале скоростей ветра 2—5 м/сек. уменьшение на 1 м/сек. повышает точность измерения осадков осадкомером примерно на 8%.

3. С увеличением степени открытости установки осадкомера уменьшается измеренное количество осадков. На открытых установках (тип III) в зимы, когда наблюдается 50—60 дней с метелью и только 10 дней с оттепелью, осадкомером измеряется на 40% меньше осадков, чем по снегомерным съемкам.

4. Для измерения осадков более репрезентативны защищенные и полужащищенные установки, в то время как имеется тенденция к переносу станций, а следовательно, и осадкомеров в условия открытого местоположения.

5. Связь $\frac{k_o}{k_c}$ с числом дней с оттепелью прямая, а со скоростью ветра и числом дней с метелью обратная. Возможна нелинейная зависимость k от каждого из этих факторов.

6. На севере зоны хвойных лесов Европейской территории СССР участки поляны в лесу не характерны для снегомерных съемок. Большие скорости ветра и мелкий сухой снег обуславливают переметание снега даже на таких участках. Наряду с этим отмечается наметание твердых осадков в осадкомер при метелях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бартишвили И. Т. К вопросу определения количества зимних осадков по способу снегомерных съемок. Метеорология и гидрология, № 1, 1957.
2. Зыков Н. А. Об учете зимних осадков осадкомерами. Труды ГГИ, вып. 46, 1954.
3. Каулин В. Н. О методах учета зимних осадков в Каменной степи. Метеорология и гидрология, № 10, 1959.

А. В. РУДНЕВА

К ВОПРОСУ РАЦИОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ГОЛОЛЕДНЫХ СТАНКОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В статье излагаются результаты разработок с целью определения рациональных расстояний для размещения гололедных станков. Получены выводы по рационализации сети гололедных станков на территории СССР.

На значительной территории СССР линии связи, электропередачи и другие сооружения подвергаются вредному, нередко разрушительному, действию гололеда, изморози и мокрого снега. Особенно большие разрушения приносит гололед, если его образование сопровождается сильными ветрами.

Эксплуатация существующих и вновь строящихся линий связи и электропередачи требует улучшения организации гололедной службы и рационального построения сети гололедных станков.

Вопросами организации наблюдений по гололеду в системе Гидрометслужбы начали заниматься сравнительно недавно [1, 2]. В результате более глубокого изучения обледенения существующая сеть гололедных станков должна быть рационализирована с учетом новых запросов народного хозяйства. С целью построения рациональной сети гололедных станков необходимо определить минимальное количество гололедных станков, по наблюдениям которых можно вычислить значения величины отложения льда на проводах в любой промежуточной точке с наибольшей возможной точностью.

Различные виды отложения льда на проводах представляют собой разновидности атмосферных осадков, наблюдающихся при определенных метеорологических условиях. Поэтому при рациональном размещении сети гололедных станков, так же как и всей метеорологической сети, необходимо учитывать комплекс метеорологических элементов, при которых наблюдаются гололедно-изморозевые явления.

Известно, что изменение метеорологических элементов по территории и во времени происходит неравномерно вследствие различий в физико-географических условиях. Эти закономерности относятся также к гололедно-изморозевым явлениям.

Исследования показали, что повторяемость и интенсивность гололедообразования зависят от типа рельефа [3, 4]. Поэтому размещение гололедных станков также должно производиться в зависимости от рельефа. Можно говорить не вообще о радиусе действия гололедного станка, а о радиусе его действия в данных условиях местности.

В условиях равнины точность интерполяции зависит в основном от

расстояния между станциями, а в горных районах — от высоты над уровнем моря, форм рельефа, экспозиции склонов и других местных факторов. Но не во всех случаях даже на равнине точность интерполяции будет одинакова. Она будет быстро падать во фронтальных зонах барических образований.

С целью определения рациональных расстояний для размещения гололедных станков был проведен анализ материалов инструментальных наблюдений над обледенением проводов (по гололеду для Белоруссии и по изморози для Западной Сибири) и анализ материалов визуальных наблюдений по гололеду и изморози за 1950—1960 гг. Определение рациональных расстояний проводилось по методике ГГО, изложенной в «Методических указаниях по рационализации метеорологической сети станций и постов СССР».

Для определения рациональных расстояний, на которых следует устанавливать гололедные станки, рассматривались максимальные величины отложения гололеда и изморози на проводах и число дней с гололедом и изморозью за отдельные годы для нескольких пар станций, расположенных на различных расстояниях друг от друга. Указанные характеристики гололеда и изморози наиболее употребительны в практике проектирования и эксплуатации линий связи, электропередачи и других сооружений.

Вероятные отклонения рассматриваемых метеорологических элементов от их среднего значения вычислялись по методу отношений, изложенному в вышеупомянутых Методических указаниях.

Вычисленные значения вероятных отклонений F , действительных ошибок интерполяции f и невязок интерполяции Φ наносились на график зависимости указанных характеристик от расстояния ρ . По оси абсцисс откладывались расстояния ρ между станциями каждой пары, по оси ординат — F , f и Φ . Анализ графиков показывает, что на территории Белоруссии (рис. 1а и 1б) рациональное расстояние для станций, ведущих наблюдения по гололеду, составляет около 70 км, причем среднее вероятное отклонение равно 15—20%.

На территории Западной Сибири (рис. 2а и 2б) рациональное расстояние для станций, ведущих наблюдения по изморози, составляет около 100—150 км (среднее вероятное отклонение достигает 25% для величины отложения изморози и 40% для повторяемости). Столь значительное расстояние можно объяснить двумя причинами: во-первых, однородным характером подстилающей поверхности, во-вторых, природой изморози. В Западной Сибири изморозь образуется часто в условиях антициклона, занимающего обширную территорию. Число дней с гололедом на территории Западной Сибири с расстоянием очень мало изменяется.

Указанные расстояния для рационального размещения гололедных станков обеспечивают только фиксирование явления в том или ином пункте. Но на практике важно знать не только факт появления гололеда или изморози, но и площадь, на которой одновременно может наблюдаться обледенение проводов, а также величину отложения льда на проводах. Размер территории одновременного охвата обледенением и интенсивность явления зависят от синоптических условий, от степени интенсивности их и местных условий подстилающей поверхности. Поэтому автором не только определялись рациональные расстояния для размещения гололедных станков, но исследовались также по синоптическим картам и таблицам ТМ-1 отдельные случаи одновременного охвата территории гололедно-изморозевыми явлениями.

Анализ материала показал, что гололедно-изморозевые явления од-

новременно могут наблюдаться на различной по площади территории. Интенсивные случаи гололедообразования связаны с прохождением атмосферных фронтов. Размер площади одновременного охвата гололедообразованием в таких случаях определяется размерами фронтальных зон. Известно, что ширина фронтальных зон колеблется от нескольких сотен до 50 км, а протяженность их составляет сотни и даже тысячи километров.

В результате исследований было установлено, что фронтальный гололед чаще всего образуется в районе площадью 25—30 тыс. км², сред-

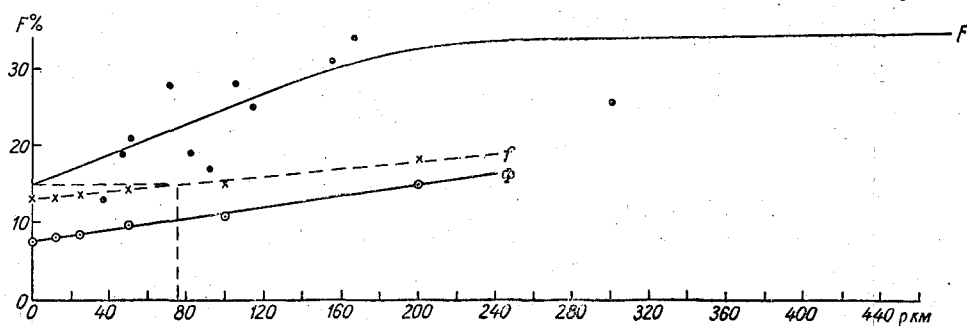


Рис. 1а. Число дней с гололедом в Беларуси.

ний поперечник района составляет 300—400 км. Таким образом, размещение гололедных станков на расстоянии 50—60 км в условиях равнины позволит не только установить факт гололедообразования в том

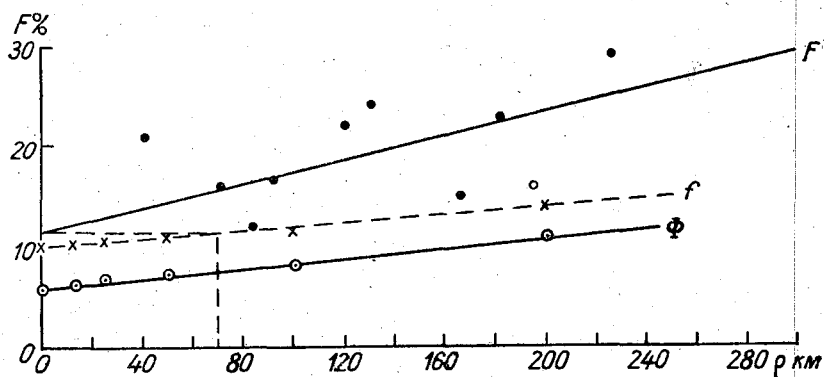


Рис. 1б. Максимальный диаметр отложения гололеда в Беларуси.

или ином пункте, но также обнаружить зону одновременного охвата гололедом и изморозью.

С помощью гололедных станков в условиях равнины на указанных расстояниях не могут быть замечены только гололедно-изморозевые явления, связанные с фронтальной зоной шириной менее 25—30 км, которые на земной поверхности практически трудно обнаружить. Но этими фронтами как малоактивными в условиях равнины можно пренебречь.

Устанавливать гололедные станки на указанных расстояниях в равнинной части территории СССР следует в первую очередь в местах, где эксплуатируются воздушные линии или проектируется их строительство.

Результаты анализа многолетних данных числа дней с гололедом

и величины отложения льда на проводах для Европейской территории СССР показали зависимость повторяемости и интенсивности гололедообразования от высоты и формы рельефа (табл. 1).

Сеть гололедных станков на указанных выше расстояниях в условиях равнины может быть недостаточна для возвышенностей. Для освещения данными по гололеду различных склонов возвышенностей и водоразде-

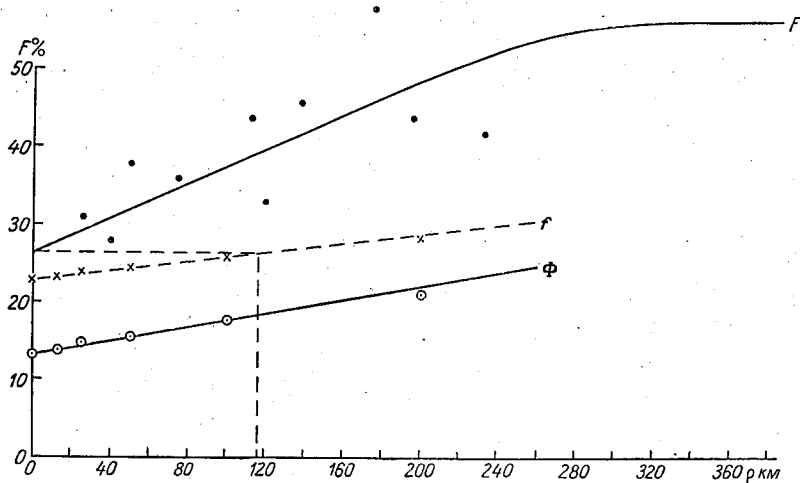
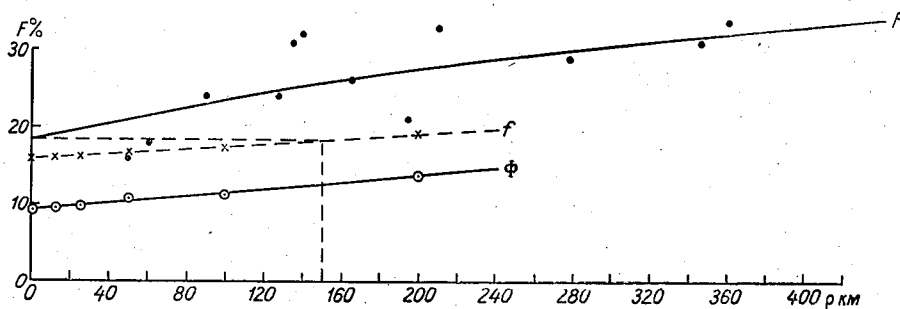


Рис. 2а. Число дней с изморозью в Западной Сибири.

лов могут быть использованы не только метеорологические станции, но и метеорологические посты, где в таких случаях должны быть установлены гололедные станки. В случае отсутствия метеорологической стан-



2б. Максимальный диаметр отложения изморози в Западной Сибири.

ции и метеорологического поста при необходимости вместе с заинтересованными ведомствами должны быть организованы гололедные посты в соответствии с существующей инструкцией [5].

Известно, что в горах создаются особо сложные условия для гололедообразования. Поэтому для метеорологической освещенности горных районов метеорологическая сеть местами должна быть значительно гуще, чем на равнине. Для изучения гололедного режима в горах желательно использовать наблюдения метеорологических станций и постов. В горных районах, где эксплуатируются воздушные линии или намечается их строительство, при отсутствии метеорологических станций и постов необходимо организовать гололедные посты в соответствии

с указанной выше инструкцией для ведомственной сети. Гололедные наблюдения следует организовать с таким расчетом, чтобы были освещены основные ландшафтные зоны (зоны лиственных и хвойных лесов, альпийских лугов, высокогорной тундры), а также основные формы рельефа (склоны, плато, долины, перевалы). Так, на высокогорной станции Казбеги, несмотря на большую абсолютную высоту (3657 м), изморозь не наблюдается, что можно объяснить местными условиями: станция расположена на юго-восточном склоне горы Казбеги, на 300—400 м ниже ее вершины, и открыта только с восточной стороны. Сравнительная сухость воздуха, уменьшение нижней облачности и небольшое количество туманов (50 дней в году) отличают эту станцию от других высокогорных станций Кавказа (Эльбрус, Мамисон и Бермамыт), где изморозь — частое явление.

Таблица 1

Зависимость числа дней с гололедом и величины большого диаметра отложения гололеда на проводах от формы рельефа по сравнению с равниной на Европейской территории СССР

Местоположение	Число дней с гололедом	Величина большого диаметра отложения гололеда
Узкие долины	$\frac{1}{2} - \frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$
Наветренные пологие склоны небольших плато или возвышенностей . .	около 2	около 2
Центральная часть высоких плато или плоских возвышенностей . . .	3—4	около 3

Гололедные станки в горах следует размещать таким образом, чтобы отдельные группы их составляли разрезы вдоль определенного склона. Примером такого вертикального разреза может служить расположение группы станций по склону на высотах от 450 до 3200 м на хребте Заилийского Алатау в Казахстане.

Анализ имеющегося материала наблюдений по гололеду в горах с учетом данных наблюдений главным образом по температуре показал, что повторяемость гололеда в горах возрастает до определенной высоты, выше которой она уменьшается. Высота наибольшей повторяемости гололеда в разных горных системах и на различных склонах данной горной системы неодинакова, например 400—500 м на юго-западных склонах Хибин, около 1200 м на южных склонах Крымских гор.

В табл. 2 даны примерные высотные зоны для некоторых горных систем на территории СССР, на которых можно ожидать наибольшую повторяемость гололеда. Выше указанных высот повторяемость гололеда уменьшается, но повторяемость изморози продолжает увеличиваться, если позволяют условия увлажнения.

Из закономерного распределения повторяемости гололедно-изморозевых явлений в горах вытекает зависимость величины отложения льда на проводах от высоты. Указанную зависимость следует использовать при рациональном размещении гололедных станков в горах. При организации гололедных наблюдений в горах особое внимание необходимо обратить на перевалы и высоты, где можно ожидать наибольшую повторяемость гололеда.

Приведенные в табл. 2 данные по высотным зонам максимальной повторяемости гололеда в горах подлежат уточнению на большем материале наблюдений.

Таблица 2

Высотные зоны наибольшей повторяемости гололеда

Горные районы	Высота (м)
Хибины, наветренные юго-западные склоны . . .	400—500
Карпаты, восточные и северо-восточные склоны	около 500
Крым	верхняя часть гор
Большой Кавказ, северные склоны	1000—1400
„ „ восточные склоны	около 1200
„ „ южные склоны западной части	1200
Армянское нагорье, наветренные склоны	более 3000
Западные склоны северной части Урала	300—400
Алтай, наветренные склоны северной и западной частей	400—500
Тянь-Шань, северные, северо-западные и западные склоны западной части	700—900
Тянь-Шань, южные, юго-западные склоны западной части	около 1200
Северные склоны Заилийского Алатау	1400—1600
Копет-Даг, северо-восточные склоны	1500—2000

В настоящее время сеть гололедных станков неравномерна. До сих пор имеются малоисследованные районы, особенно в горах.

Европейская территория СССР наиболее освещена данными наблюдений по гололеду, но и здесь имеются малоисследованные районы. Так, недостаточно освещены возвышенности, особенно водоразделы, опасные в гололедном отношении. Например, до сих пор слабо изучен гололедный режим на Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностях и в прилегающих к Башкирии районах, что сказывается на нормальной эксплуатации существующих линий электропередач и затрудняет проектирование их в указанных районах. Совершенно отсутствуют данные наблюдений над обледенением проводов на Тиманском кряже и Северных Увалах. Судя по большой повторяемости гололеда и заморозы, здесь можно ожидать значительных отложений льда на проводах.

В Карпатах, где все станции, кроме станции на Черной горе (2000 м), расположены в долинах на высотах 500—700 м, желательно организовать инструментальные наблюдения по гололеду на высоте 1000 м на северо-восточных и восточных склонах, на высоте 500 и 1000 м на южных склонах и на Черной горе.

На Кавказе не все высотные зоны освещены одинаково. Для изучения закономерностей гололедообразования необходимо, хотя бы временно (на несколько гололедных сезонов), организовать гололедные наблюдения на высоте около 1000 и 2000 м на северных и северо-восточных склонах и на высоте около 1200 м на южных склонах Большого Кавказа.

Урал также освещен данными по гололеду до сих пор недостаточно, особенно это относится к значительным высотам восточного склона. Научный и практический интерес представляет организация гололедных наблюдений на восточных склонах Урала на высоте около 500—600 м, в приполярной части Урала, а также на высоте 300—400 и 800—1000 м

в средней части Урала. Мало данных по гололеду для Южного Урала. В Алтае до сих пор не освещены склоны на значительной высоте. Данные наблюдений на существующих станциях характеризуют только долины. В этом районе гололедные наблюдения целесообразно организовать на склонах на высоте около 500 и 1000 м.

К малоисследованной территории относятся также горные районы южной части Красноярского края, в частности значительные высоты склонов Западного Саяна.

На территории Средней Азии совершенно не освещены данными наблюдений по гололеду уступ Западный Чинк и плато Устюрт. Недостаточно освещены данными по гололеду также горные районы: южные склоны Гиссарского хребта на высоте 1500—2000 и 2500—3000 м, северные склоны Заилийского Алатау на высоте около 1500 м и северные склоны Киргизского хребта на высоте около 1000 и 1500 м.

На остальной Азиатской территории СССР данных наблюдений по гололеду еще меньше.

С научной и практической точек зрения необходима организация наблюдений по гололеду на различной высоте и на разных склонах в горах Прибайкалья и Забайкалья.

К малоосвещенным районам относятся также северные районы.

Отсутствие данных наблюдений над обледенением проводов в указанных районах не дает возможности отвечать на неоднократные запросы различных проектных организаций.

Выводы

Таким образом, в результате разработок с целью определения рациональных расстояний для размещения гололедных станков получены выводы по рационализации сети гололедных станков на территории СССР.

Для изучения гололедного режима на равнинной части СССР гололедные станки должны быть установлены на всех станциях первого и второго разрядов. В пересеченной местности и в горных районах для изучения гололеда, кроме указанных станций, должны быть привлечены метеорологические посты, а в случае необходимости организованы специальные посты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Минасян В. О службе гололеда. Метеорология и гидрология, № 7—8, 1939.
2. Скобцев К. А. Состояние и перспективы развития гололедной службы. Метеорология и гидрология, № 7—8, 1939.
3. Раевский А. Н. К вопросу о повторяемости гололеда. Метеорология и гидрология, № 1, 1963.
4. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
5. Инструкция гололедным постам на линиях электропередачи и связи для производства наблюдений над обледенением проводов и сильным ветром. Гидрометеоздат, М. — Л., 1959.

ВЛИЯНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЛЬЕФА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГОЛОЛЕДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В статье на основании анализа гололедных наблюдений 150 метеорологических станций, равномерно расположенных по территории Украины, показано влияние условий рельефа на повторяемость и размеры отложений гололеда, а также установлена зависимость между числом дней с гололедом и числом случаев.

В связи с широким развитием электрификации, строительством и реконструкцией линий связи особое значение приобретает вопрос об изучении гололеда и изморози, а также сопровождающих их образование метеорологических элементов.

На территории Украины из-за особенностей синоптических процессов и физико-географического положения наиболее часто по сравнению с другими областями Европейской части СССР наблюдаются длительные и интенсивные отложения гололеда и изморози.

Эти явления нередко приводят к сильным разрушениям и создают большие затруднения в электроснабжении и работе линий связи. Поэтому при проектировании воздушных линий связи и электропередачи необходимо подробно изучить размеры гололедных отложений и их повторяемость в зависимости от рельефа и других факторов, что позволит более точно установить гололедные нагрузки и выбрать такие районы будущего прохождения этих линий, которые окажутся наименее подверженными интенсивному отложению гололеда.

Известно, что при установлении существующих норм расчета гололедных нагрузок на провода объединяются области с различными величинами отложений гололеда и области с различной скоростью ветра при гололеде. При выборе же наиболее подходящего типа линий для удобства практических расчетов используются осредненные значения нагрузок для относительно большого района. Но в каждом таком районе встречаются микрорайоны, где вследствие влияния рельефа гололедные нагрузки имеют гораздо большие (или меньшие) значения, которые не учитываются при расчетах. Все это приводит к повышенной аварийности линий, к излишней затрате средств и строительных материалов на устранение повреждений.

Отсюда следует, что разрешение практических задач должно осуществляться не только путем тщательной обработки собранного статистического материала, но также на основании всестороннего изучения самого процесса гололедообразования с учетом влияния на него климатических условий и особенностей рельефа.

Изучению гололеда и изморози посвящен ряд работ, в которых рассматриваются физико-метеорологические условия гололедообразования, повторяемость, размеры гололедных отложений и т. д. [1, 3, 4]. Синоптические условия при гололеде достаточно подробно рассмотрены в монографии К. Г. Абрамович (1944 г.). Недостатком большей части опубликованных работ по гололеду и изморози является то, что они дают описание условий их образования без учета влияния рельефа местности и детализации по районам. Несмотря на исключительно большое практическое значение вопроса о влиянии характера рельефа на неравномерное (пятнистое) распределение гололеда и изморози по территории, он освещен в литературе совершенно недостаточно. Неравномерное распределение гололеда объясняется в основном влиянием абсолютной высоты места [1, 3]. Поэтому основной задачей настоящей работы явилось выяснение степени влияния особенностей рельефа местности на повторяемость и размеры отложений гололеда.

Сравнительно небольшие размеры выбранного для исследования района и достаточная обеспеченность его материалами наблюдений позволили произвести изучение гололедообразования на территории Украины более углубленно и применить ряд методов, которые в других работах не использовались. Полученные выводы являются затем основой для построения карты расчетных районов гололедности Украины.

В работе использованы материалы гололедных наблюдений 150 метеорологических станций, равномерно расположенных по территории Украины и имеющих непрерывный ряд инструментальных (или визуальных) наблюдений над гололедом за 10 зим (с 1946 по 1956 г.).

Основным рабочим материалом послужили таблицы инструментальных наблюдений над обледенением проводов (ТМО-1), полученные нами в УГМС УССР. По некоторым станциям, не производившим инструментальных наблюдений, за отдельные годы были использованы месячные метеорологические таблицы (ТМ-1).

Статистическая обработка материалов наблюдений заключалась в критическом анализе их, составлении таблиц (повторяемости, размеров отложений и т. д.) по отдельным пунктам, в вычислении средних многолетних значений по типам рельефа и в целом для всей территории.

Большую работу потребовалось выполнить при выявлении основных типов, характеризующих особенности рельефа на исследуемой территории. Для этого пришлось ознакомиться с описаниями метеорологических станций Украины, а также детально изучить характер рельефа в районе каждой из них по физико-географическим и топографическим картам крупного масштаба. Кроме того, летом 1957 и 1958 гг. кафедра климатологии Одесского гидрометеорологического института провела две специальные экспедиции с участием преподавателей и студентов-метеорологов старших курсов с целью ознакомления с особенностями рельефа в сильно гололедных районах Крыма и Карпат.

В результате исследования рельеф местности был разбит на семь типов, отличающихся относительной высотой и степенью защищенности по отношению к ветрам, приносящим гололед. Отнесение пункта наблюдения к определенному типу рельефа производилось с учетом положения (экспозиции) того микросклона, на котором находится данная метеостанция.

В процессе работы не проводилась слишком подробная типизация форм рельефа, а ограничились выделением только основных его особенностей, оказывающих существенное влияние на распределение гололеда по изучаемой территории.

Выявленные особенности рельефа на территории Украины сводятся к следующему¹.

Тип I. Узкие (иногда почти ущелистые), большей частью меридионально ориентированные долины рек, защищенные с запада и востока высокими возвышенностями, поднимающимися над долиной на 50—100 м и более. Метеостанция расположена в долине реки (или на берегу моря) не выше 10 м над ее уровнем. К этому типу отнесено 16 станций, или 10,6%.

Тип II. Холмистая пересеченная местность. Сравнительно узкие, небольшие долины равнинных или горных рек, защищенные с запада и востока возвышенностями (или высокими берегами), превышающими уровень долины на 20—40 м. К этому типу рельефа отнесено 29 станций, или 16,5%.

Тип III. Равнина, степь или широкая долина реки без заметного склона и с довольно пологими берегами. Местоположение пункта не доминирует над окружающей местностью и не превышает ее более чем на 10 м. Сюда отнесена 31 станция, или 20,5%.

Тип IV. Хорошо выраженные, открытые южные или северные склоны возвышенностей и водораздельных плато. Местоположение станции превышает уровень прилегающей долины на 10 м и более. В эту группу включено 11 станций, или 7,5%.

Тип V. Центральная часть небольших водораздельных плато, наветренные (восточные) довольно пологие склоны небольших возвышенностей или речных долин, как правило, открытых с востока (или запада). Высота пункта превышает уровень прилегающей долины на 10—25 м. В этот тип включено наибольшее число станций — 38, или 25,1%.

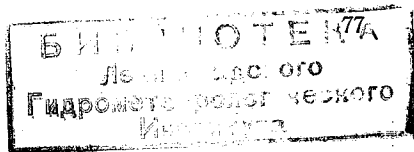
Тип VI. Вершины холмов, центральные части водораздельных довольно ровных (столовых) плато, превышающие уровень прилегающих долин на 25—50 м. Сюда отнесено 17 станций, или 11,2%.

Тип VII. Сильно пересеченная местность: а) центральные части высоких плато и плоских водораздельных возвышенностей, вершины холмов, горные перевалы, открытые с востока и запада и превышающие окружающую местность на 50 м и более; б) крутые наветренные восточные склоны значительных возвышенностей и водораздельных плато, а также высокие крутые берега больших рек, превышающие уровень прилегающей долины более чем на 25 м. К этому типу рельефа отнесено 9 станций, или 5,8%.

Чтобы дать представление о влиянии условий рельефа на повторяемость и размеры гололедных отложений, были вычислены по типам рельефа средние величины числа дней и случаев с гололедом (табл. 1), а также средние из максимальных размеров его отложений (табл. 2). Из данных табл. 1 видно, что водораздельные плато и наветренные склоны значительных возвышенностей (тип VII) в среднем характеризуются повторяемостью числа дней и случаев с гололедом, в 8—9 раз большей, чем места, хорошо защищенные от гололедонесущего потока возвышенностями (тип I), и примерно в три раза большей, чем равнинные места (тип III). Необходимо также отметить постепенное увеличение числа дней (случаев) с гололедом при переходе от типа I к типу VII.

Влияние особенностей рельефа заметно сказывается и на размерах отложений атмосферного льда (табл. 2). Так, высокие водораздельные плато, возвышенности и их наветренные склоны (типы VI и VII) харак-

¹ Эти типы рельефа могут быть применены и к другим, аналогичным по своим физико-географическим условиям, районам.



теризуются величинами максимальных отложений гололеда, в 4—5 раз большими по сравнению с местами, хорошо защищенными от гололедо-несущего потока возвышенностями и крутыми берегами рек (типы I и IV).

Таким образом, влияние особенностей рельефа может обусловить большое различие в числе дней (случаев) и размерах гололедных отложений даже в двух достаточно близко расположенных пунктах, находящихся в разных условиях рельефа. Это прежде всего определяется особенностями, которые создаются рельефом местности в ходе метеорологических элементов, благоприятствующих гололедообразованию.

Таблица 1

Повторяемость гололеда в зависимости от типа рельефа

Тип рельефа	Среднее число дней с гололедом	Среднее число случаев с гололедом	Число дней с гололедом		Число случаев с гололедом	
			относительно типа VII (%)	изменение повторяемости по сравнению с типом I	относительно типа VII (%)	изменение повторяемости по сравнению с типом I
I	2,4	1,8	10,6	1,0	12,6	1,0
II	7,4	5,1	32,7	3,1	35,6	2,8
III	7,9	5,3	35,0	3,3	37,1	2,9
IV	11,5	8,4	50,9	4,8	58,8	4,7
V	14,4	10,2	63,8	6,0	71,3	5,7
VI	18,5	12,3	82,0	7,7	85,9	6,8
VII	22,6	14,3	100,0	9,4	100,0	8,0

Таблица 2

Распределение максимальных размеров отложений гололеда по типам рельефа

Тип рельефа	Средний из максимальных (мм)	Абсолютный максимум (мм)	Абсолютный максимальный размер	
			относительно типа VII (%)	изменение по сравнению с типом I
I	11,3	24	24,0	1,0
II	20,8	59	51,4	2,5
III	19,0	53	50,2	2,2
IV	16,9	28	27,4	1,2
V	22,4	56	55,0	2,3
VI	33,0	106	104,0	4,7
VII	42,7	102	100,0	4,3

Анализ метеорологических элементов при возникновении гололеда показал, что на возвышенностях и их наветренных склонах, значительно превышающих уровень прилегающих долин (типы VI и VII), отложение гололеда происходит при более низких температурах воздуха и больших скоростях ветра. Следовательно, на выпуклых формах рельефа (возвышенности, плато) комплекс метеорологических элементов благоприятствует более длительному и интенсивному процессу гололедообразования.

Существенное различие в повторяемости и размерах отложений гололеда, выявленное нами для типов рельефа, показывает, что проектирование воздушных линий связи и электропередачи, а также прогнозирование гололеда и климатологическая обработка полученных данных должны производиться в соответствии с детальным учетом условий рельефа местности.

Установленные соотношения между повторяемостью и размерами отложений гололеда для различных типов рельефа могут служить при этом некоторым критерием (табл. 1—2).

Анализ повреждений вследствие гололеда показал, что при проектировании воздушных линий связи и электропередачи следует предусмат-

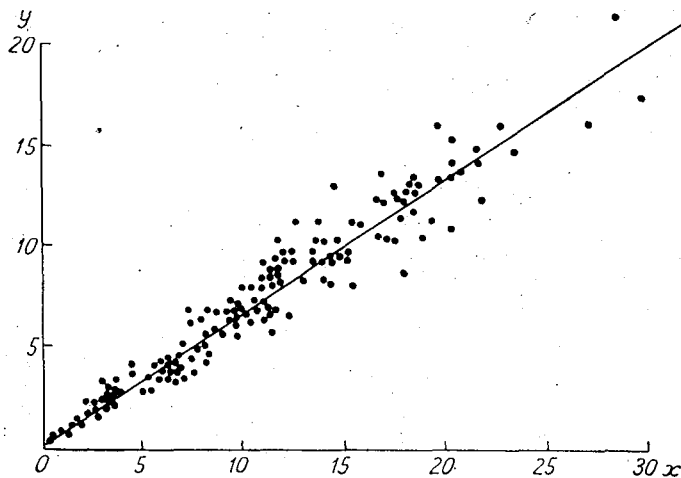


Рис. 1. Зависимость между числом дней x и числом случаев y с гололедом (за зимы 1946-47 — 1955-56 гг.).

ривать большую их прочность на возвышенных местах и наветренных склонах, так как именно там его отложения достигают наибольшей интенсивности и частоты.

Повторяемость гололеда в каком-либо районе, характеризующая степень подверженности его данному явлению, имеет большое практическое значение и выражается средним числом дней¹.

Целесообразно рассмотреть повторяемость гололеда не только в числе дней, как это принято делать обычно, но и в числе случаев. Оказалось, что между средним числом дней и числом случаев с гололедом существует определенная связь.

Используя метод, предложенный О. А. Дроздовым [2], можно построить специальные графики, на которых по оси абсцисс откладывается число дней, а по оси ординат — число случаев с гололедом и затем через начало координат проводится линия, показывающая характер зависимости между этими величинами.

На рис. 1. приведен корреляционный график числа дней и случаев с гололедом, построенный для территории Украины по наблюдениям 151 станции за 10 зим. Характер распределения точек на этом графике,

¹ Известно, что в качестве характеристики атмосферных явлений принимается среднее число дней с этими явлениями. Необходимо четко различать среднее число дней с тем или иным явлением и его повторяемость или вероятность. В отношении гололеда эти два понятия часто отождествляются и применяются как одно — повторяемость гололеда [3].

группирующихся вдоль некоторого определенного направления, свидетельствует о том, что между числом дней и числом случаев отложений гололеда существует довольно тесная корреляционная связь. Она может быть представлена в виде прямой линии, наклоненной к оси x под углом менее 45° , и выражается уравнением $y = ax$.

Если определить a как отношение среднего числа дней к среднему числу случаев с гололедом в различных пунктах, то получаем уравнение

$$y = 0,7x, \quad (1)$$

выражающее зависимость числа случаев от числа дней с гололедом и характеризующее постоянство отношений этих величин в различных пунктах Украины.

Аналогичная зависимость между числом дней и числом случаев с гололедом прослеживается для середины холодного периода, типов рельефа и отдельно взятых станций.

Вычисленный нами коэффициент корреляции $r(x, y) = 0,91$ свидетельствует о наличии достаточно хорошей связи между числом дней и числом случаев с гололедом на территории Украины.

Уравнение регрессии y на x , более полно выражающее зависимость числа случаев от числа дней с гололедом, имеет вид

$$y = 0,62x + 0,83. \quad (2)$$

Поскольку коэффициент корреляции близок к единице, это уравнение регрессии мало отличается от уравнения (1).

Зная число дней с гололедом на какой-либо станции, можно с помощью уравнений (1) и (2), не прибегая к специальным трудоемким подсчетам, определить число случаев с гололедом, характеризующее частоту его возникновения в данном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Труды ГГО, вып. 75, 1957.
2. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеонздат, Л., 1957.
3. Муретов Н. С. Гололедообразование на воздушных линиях связи и электропередачи. Гидрометеонздат, М., 1945.
4. Раевский А. Н. К вопросу о повторяемости гололеда. Метеорология и гидрология, № 1, 1953.