

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

441

КЛИМАТЫ
ЗЕМНОГО ШАРА

Под редакцией
д-ра геогр. наук А. Н. ЛЕБЕДЕВА,
канд. геогр. наук А. Ю. ЕГОРОВОЙ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

Сборник посвящен научно-методическим вопросам климата Западной Европы и некоторых других регионов мира. В нем имеются статьи, содержащие изложение новых способов расчета и картирования характеристик осадков, температурно-влажностных комплексов, облачности, продолжительности гроз. Рассматриваются вопросы теплового баланса подстилающей поверхности МНР. В ряде статей анализируется значение длины ряда наблюдений с точки зрения точности средних многолетних величин.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов — климатологов, метеорологов, инженеров проектных и изыскательских организаций, интересующихся методами климатологической обработки и климатическими закономерностями зарубежных стран.

The publication covers the research and procedure problems of studying the climate of Western Europe and other regions of the globe. It contains articles on the description of new techniques for calculating and mapping the characteristics of precipitation, temperature and humidity complexes, cloudiness, thunderstorm duration. Covered the heat balance of the underlying surface in the Mongolian People's Republic. In some articles the importance of observation series length is analyzed in terms of the many-year means accuracy.

The publication is intended for various specialists in climatology and meteorology, engineers working in designing and prospecting institutions and interested in the methods of climatological processing and climatic regularities in foreign countries.

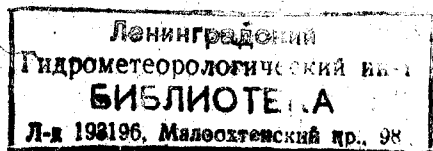


Таблица 1

Средние суточные значения суммарной солнечной радиации
(МДж/м²·сут)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рейкьявик	0,5	2,1	5,9	10,8	15,7	15,9	16,5	12,5	7,1	3,1	0,9	0,2	91,2
Лондон	2,0	3,7	7,4	10,9	15,0	17,3	15,5	12,9	9,9	5,7	2,8	1,7	104,8
Тромсё	0,1	1,1	4,7	11,1	14,1	15,8	15,1	10,4	5,5	1,8	0,2	0	79,9
Осло	1,5	4,3	9,1	14,3	18,7	21,9	20,0	15,3	10,1	4,7	1,8	0,9	122,6
Стокгольм	1,2	3,3	8,4	13,1	18,7	21,0	19,5	15,2	9,5	4,4	1,5	0,8	116,6
Хельсинки	0,9	3,1	8,0	12,9	18,1	21,8	19,8	14,5	8,5	3,7	1,1	0,5	112,9
Копенгаген	1,6	4,2	8,6	13,5	18,4	21,0	18,7	15,3	10,3	5,2	2,2	1,3	120,3
Амстердам (Де-Дилт)	2,3	4,6	8,1	12,4	16,4	18,6	16,1	14,4	10,4	6,0	2,7	1,8	113,8
Гамбург	1,9	3,9	7,9	12,4	16,3	18,8	16,6	14,4	10,1	5,6	2,4	1,4	111,7
Потсдам	2,4	4,4	8,8	11,9	17,6	19,6	18,3	15,4	11,4	6,3	2,5	1,6	120,2
Париж	2,9	5,2	9,1	13,3	16,8	19,2	18,2	15,1	11,7	6,9	3,1	2,2	123,7
Цюрих	3,5	6,2	10,4	15,1	18,2	20,7	20,8	17,1	13,2	7,3	3,6	2,6	138,7
Вена	2,8	5,1	9,1	13,8	17,5	19,1	18,9	16,4	11,9	7,0	3,1	2,2	126,9
Варшава	2,0	3,7	8,5	12,1	16,3	19,2	18,3	15,8	10,7	5,5	2,1	1,4	115,6
Будапешт	2,9	5,5	9,9	14,8	18,7	20,8	20,5	17,9	13,6	8,1	3,3	2,2	138,2
Бухарест	5,1	7,9	12,8	16,9	20,8	23,7	23,8	21,5	16,3	10,9	5,4	3,9	169,0
Лиссабон	8,2	11,7	15,7	21,6	25,0	27,8	29,1	25,8	19,7	13,9	9,3	7,4	215,2
Венеция	3,9	6,4	10,6	14,8	19,2	20,2	21,2	18,1	13,7	9,0	4,5	3,4	145,0
Рим	6,2	9,2	13,1	17,5	21,8	23,7	24,5	21,2	16,4	11,8	7,1	5,4	177,9
Мессина (о. Сици- лия)	6,6	9,6	13,4	17,8	21,7	23,0	24,1	21,2	16,4	11,4	7,8	5,9	179,7
Белград	5,2	7,9	12,1	16,6	20,2	22,4	22,3	19,9	15,4	10,6	5,7	3,8	162,1
София	4,5	7,4	10,6	13,3	16,3	18,6	19,9	17,8	13,8	9,5	5,1	3,6	140,4
Афины	6,5	9,7	13,5	18,3	22,8	24,3	24,6	21,9	17,0	12,3	8,2	6,2	185,3

15,9—16,3 МДж/м² в Рейкьявике и Тромсё. В средней части Европы (Париж, Брюссель, Потсдам, Варшава) в июне — июле в среднем за сутки солнечное тепло поступает в количестве 18,8—21,0 МДж/м².

Из табл. 1 видно, что самые солнечные местности в субтропиках Европы расположены на юге Пиренейского полуострова, где годовые значения суммарной солнечной радиации примерно в 2,5 раза больше, чем на севере Норвегии. Даже среднее суточное годовое значение суммарной солнечной радиации в районе Лиссабона составляет примерно 6536 МДж/м². В восточной половине субтропической зоны (на юге Италии и Греции) поток сол-

нечной радиации несколько меньше, чем на соответствующих широтах Испании и Португалии. Так, среднее суточное значение суммарной солнечной радиации на о. Сицилия и в Афинах равна 15,1—15,5 МДж/м², в то время как в Лиссабоне она достигает почти 18,0 МДж/м². Суточные характеристики Лиссабона во все месяцы года сравнительно велики, они заметно больше, чем в других субтропических районах Средиземного моря (на 4,2—8,4 МДж/м²). Примерно в пределах 4,2—8,4 МДж/м² могут варьировать разности между суточными значениями отдельных лет. По наблюдениям с 1942 по 1968 г. в Лиссабоне суточные значения колебались в мае от 21,8 до 29,7, в июне от 23,5 до 32,3, в июле от 27,6 до 33,1 и в августе от 21,0 до 28,9 МДж/м². Наибольшая амплитуда колебания этих показателей солнечной радиации в данном случае приходится на май—июнь, а наименьшая — на июль. Столь же непостоянны суточные значения суммарной солнечной радиации и в других районах Европы, в частности в Вене, Инсбруке, Стокгольме. Это еще раз показывает, что изменение погодной обстановки, в особенности изменение облачного покрова, существенно сказывается на интенсивности притока солнечной радиации к земной поверхности. Таким образом, можно сделать заключение, что радиационный режим находится в непосредственной зависимости не только от широты, но и от циркуляционных условий. Приведенные данные показывают, насколько велико влияние географической широты и циркуляции атмосферы в распределении солнечной радиации по месяцам, сезонам и за год на территории, что служит основной причиной формирования местных и региональных особенностей радиационных свойств климата в различных физико-географических условиях.

В тесной взаимосвязи с солнечной радиацией находится продолжительность солнечного сияния, которая в известной мере предопределяет накопление тепла по сезонам и за год. Продолжительность солнечного сияния является не только производной характеристикой состояния циркуляции атмосферы, облачного покрова и общей погодной обстановки, но и определяющей продолжительность облучения подстилающей поверхности. Расчеты показывают, что на каждую единицу суммарной солнечной радиации (0,0419 МДж/м²) приходится около 7 ч солнечного сияния. Это значит, что, зная среднюю суточную величину суммарной радиации, можно определить среднюю продолжительность солнечного сияния. Ошибки при таком расчете сравнительно невелики, не более 5—10%. Такая закономерность в распределении суммарной радиации и продолжительности солнечного сияния сохраняется во всех физико-географических районах Европы.]

Распределение продолжительности солнечного сияния, суммарной солнечной радиации и значительные изменения в географической широте служат главнейшими факторами, определяющими продолжительность и характер климатических сезонов, а вместе с этим и закономерности термического режима в суточном, сезонном и годовом ходе. На островах Ирландии, Великобритании, Ис-

ландии и на всем западном побережье Европы под влиянием Гольфстрима и господствующего западно-восточного, переноса (морских масс воздуха) с Атлантического океана климат исключительно мягкий, разность между средней месячной и годовой температурой воздуха в непосредственной близости моря и во внутренних районах суши невелика. С продвижением с юга на север температура воздуха постепенно понижается. По средним годовым характеристикам крайние северные районы суши на 17—20°C холоднее южных. В южных периферийных местах Пиренейского, Апеннинского и Балканского полуостровов средние годовые температуры воздуха варьируют около 15—17°C на севере Франции и в верховьях Дуная они сохраняются в пределах 10—15°C, а на Скандинавском полуострове — в пределах 0—3°C. В горах Центрального французского массива, в Альпах, Карпатах, в горных системах Балканского и Апеннинского полуостровов средние годовые температуры опускаются до 5, местами до 0°C и ниже.

Наиболее заметное понижение температуры воздуха с продвижением на восток наблюдается в середине зимы, чаще — в январе. В это время в умеренной зоне изотермы имеют меридиональную направленность. В полосе 44—48° с. ш. понижение средней январской температуры происходит от 5,0—7,5°C на северо-западе Франции до —2,5, —7,5°C на востоке территории, вблизи границ СССР.

Таким образом, на протяжении примерно 1500 км средняя температура января понижается на 15°C. Отрицательные температуры января характерны для Скандинавского полуострова, где они изменяются от —3, —10°C в прибрежной зоне до —8, —12°C в горах и на территории Финляндии; в наиболее низких местах они опускаются еще ниже. В Исландии они также ниже нуля (—2, —8°C), а в Великобритании повышаются выше 0°C (2—5°C). В субтропиках Европы январь сравнительно теплый, местами на крайнем юге Пиренейского полуострова средняя месячная температура повышается до 10—12°C. Даже в горах Португалии и Испании (1000—1500 м) она бывает около 1, —3°C.

С наступлением весны меридиональное распределение месячных температур ослабевает, а к маю—июню — совсем исчезает. Средние месячные температуры летних месяцев подчиняются зональному распределению. Этим подчеркивается ведущее значение географической широты в формировании климата лета.

В наиболее холодных местах в середине лета средняя месячная температура июля повышается до 10—15°C (Исландия, Фарерские о-ва). Только южная половина Ирландии и Великобритании характеризуется температурами выше 15°C.

На равнинах средней полосы температуры июля сохраняются в пределах 15—18°C и лишь на Пиренейском, Апеннинском и Балканском полуостровах они достигают 25—28°C. Итак, севернее 44° с. ш. на западе территории и севернее 48° с. ш. на востоке преобладают средние температуры июля ниже 20°C, большей частью

около 17—18°C, а южнее этих широт характерны температуры выше 22—23°C.

Разности в температурах воздуха между северными и южными районами Западной Европы в январе составляют около 20°C, в июле — около 15°C. В январе на территории Западной Европы отмечаются наибольшие термические контрасты. Почти такой же характер распределения температуры воздуха и в феврале. В весенние месяцы и в первую половину лета происходит непрерывное потепление, которое продолжается до июля на континенте и до августа на островах, а осенью и в первую половину зимы происходит непрерывное похолодание. Разность между температурами летних и зимних месяцев (амплитуда) на севере достигает 25—28°C, а на юге 18—22°C. Таким представляется термический режим по нормам месячных значений температур. В действительности все обстоит значительно сложнее, что связано с многообразием циркуляционных и годовых условий.

Если по средним месячным данным отрицательные температуры воздуха на Скандинавском полуострове наблюдаются с октября — ноября по март — апрель, а на остальной территории — с декабря по январь, то по абсолютным минимальным и максимальным температурам термические условия совершенно иные. По абсолютному минимуму отрицательные температуры на севере наблюдаются с сентября по май, местами по июнь, а на юге — с сентября — октября по апрель — май. Собственно безморозный период составляет 1—3 месяца на Скандинавском полуострове и в Исландии и около 5—6 месяцев в субтропиках (с мая по октябрь). Совершенно безморозными являются только некоторые средиземноморские острова (например, о. Мальта). Абсолютный минимум зимой местами опускается до —25, —33°C (Хельсинки, Стокгольм, Де-Билт, Бухарест и др.), а летом до 1°C в Исландии, до 5°C в Париже, до 8°C в Мадриде, до 16°C в Афинах (табл. 2—3). По данным табл. 2 нетрудно получить и среднюю месячную температуру, которая может быть принята как полусумма максимума и минимума.

Географическое распределение экстремальных температур воздуха в значительной степени определяется чисто местными особенностями: высотой местности, формами рельефа, экспозицией и крутизной склонов гор. При этом не исключается и географическая широта. Поэтому естественными представляются абсолютные минимумы —46, —47°C, наблюдающиеся на севере Норвегии (Карасйок, Рёрус) и Финляндии (Соданкюля).

В Центральной Европе абсолютные минимумы температуры воздуха около —37, —40°C обусловлены влиянием рельефа и абсолютной высотой местности. В частности, —37°C зарегистрировано в Юнгфрау на высоте 3576 м (Швейцария). Абсолютные максимумы температуры выше 40°C отмечались в субтропиках и в южных районах умеренной зоны на равнинах и внутригорных котловинах. Абсолютный максимум 46°C наблюдается в Португалии (Коимбра) и абсолютный максимум 49°C в Испании

(Севилья). По этим данным температура воздуха колеблется в пределах от -47°C на севере Норвегии в наиболее холодные зимы до 49°C в Испании в наиболее жаркие годы. Общая амплитуда температуры, таким образом, близка к 100°C . Эти крайние значения сопровождаются безоблачной погодой.

Погодные процессы находятся в состоянии постоянных изменений. Одним из явных показателей этих превращений является температура воздуха. По ежедневным наблюдениям, например, в январе в Стокгольме в 50% случаев температура воздуха находится в пределах $0-10^{\circ}\text{C}$ и в 50% — в пределах $0, -15^{\circ}\text{C}$, в июле около 40% случаев с максимальной температурой приходится на «тропические» условия ($\geq 25^{\circ}\text{C}$), но в 60% дневные максимумы остаются в пределах $15-24^{\circ}\text{C}$. Таковы термические особенности морского климата умеренной зоны.

В Лиссабоне ежедневные минимальные температуры воздуха варьируют в пределах $1-15^{\circ}\text{C}$ в январе и $14-27^{\circ}\text{C}$ в июле, ежедневные максимальные температуры колеблются в пределах $8-20^{\circ}\text{C}$ в январе и $22-28^{\circ}\text{C}$ в июле. В середине лета ежедневные максимальные температуры в 70% случаев бывают $\geq 25^{\circ}\text{C}$. Такие значения температуры принято называть «тропическими», так как они наиболее типичны для тропической зоны.

Рассмотрим ежедневные температуры воздуха на фоне средних месячных значений. Для примера на рис. 2 представлены интегральные кривые, построенные по данным четырехсрочных наблюдений за период 1959—1968 гг. Хотя число обработанных лет и невелико, однако результаты расчетов достаточно полно отражают общий размах возможных вариаций температуры в Берлине. В течение пяти лет температура воздуха по интервалам составляла: в январе $-19-11^{\circ}\text{C}$, средняя $-0,8^{\circ}\text{C}$; в апреле $-1-28^{\circ}\text{C}$, средняя $9,7^{\circ}\text{C}$; в июле $9-36^{\circ}\text{C}$, средняя $18,1^{\circ}\text{C}$, и в октябре $-0,3-24^{\circ}\text{C}$, средняя $10,1^{\circ}\text{C}$. Нетрудно убедиться, что средние месячные характеристики дают лишь приближенное представление о состоянии термического режима, но они хороши краткостью выражения. Именно этим и объясняется их широкое распространение на практике.

Однако в природе все взаимосвязано. Закономерно, что между

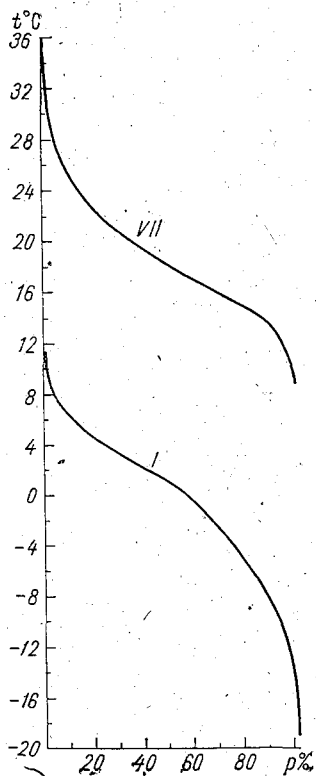


Рис. 2. Интегральные кривые распределения ежедневных температур воздуха для января и июля. Берлин.

средними значениями и характеристиками различной обеспеченности существует определенная связь; это позволяет средние и фактические температуры представить в виде универсальных графиков, получивших название климатических номограмм (рис. 3).

Основой для построения номограммы послужили ежедневные наблюдения 21 станции, обработанные за пятилетний период наблюдений. Система наклонных линий выражает определенную закономерность распределения температур обеспеченностью 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%. Крайние линии (пунктирные) определяют значение максимальных (дневных) и минимальных

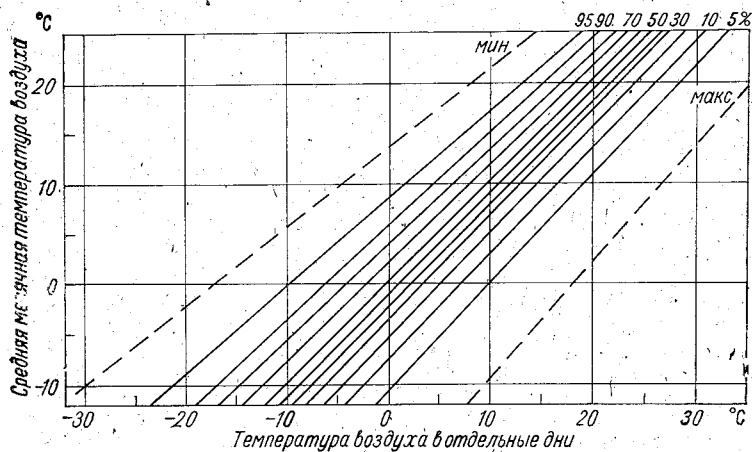


Рис. 3. Номограмма для расчета ежедневных температур воздуха различной обеспеченности.

(ночных или ранних утренних) температур при соответствующих средних. С помощью такой номограммы можно получить представление о термическом режиме Западной Европы. Зная среднее месячное значение температуры, нетрудно определить основные значения, из которых складывается норма. По номограмме нетрудно вычислить и температуры любой заданной обеспеченности для всех необходимых норм.

Однако термический режим существует не сам по себе как какое-то изолированное явление. Он определяется радиационными условиями, увлажнением, характером облачности, влажностью воздуха и почвы, количеством осадков и продолжительностью их выпадения. Эти факторы, влияющие на термический режим, в известной мере проявляются и в характере средних годовых амплитуд температуры воздуха, которые на территории Западной Европы изменяются от 10—15°C на западе территории, в субтропических районах побережья Средиземного моря, до 25—28°C на се-

вере Скандинавского полуострова и Финляндии. Географическое распределение этих амплитуд находится в полном соответствии со всеми многочисленными природными факторами.

Кажется, нигде в мире так ярко не выступает взаимосвязь термического режима с распределением осадков. Это и понятно, так как в формировании этих двух ведущих элементов климата основная роль принадлежит орографии и западно-восточному переносу, от которого нельзя отделить влияние Атлантики. Но исключительная неоднородность в годовых значениях осадков обусловлена горным рельефом, который во многих районах территории служит определяющим фактором. Именно рельеф обеспечивает годовые суммы осадков, превышающие 1600—3000 мм. Таких районов на территории Западной Европы весьма много. Районы со средним годовым количеством осадков, значительно превышающим 1600 мм, находятся на северо-западе и юге Исландии, на юго-западе и западе Ирландии и Португалии, на Апеннинском и Балканском полуостровах, в горных системах Альп и Карпат. Суммы осадков более 1600 мм в год в умеренной зоне, где испаряемость составляет около 500—700 мм, следует считать весьма значительными. Такие достаточно большие годовые суммы осадков образуются в результате орографического влияния на осадкообразование. В отдельных местах Европы, если не ежегодно, то в среднем или в отдельные годы осадков выпадает столько же, сколько во влажных тропических областях Африки, Азии, Центральной и Южной Америки (до 2000—3000 мм, местами до 3600—4000 мм). Даже в Испании (Кастелоанс) было зарегистрировано 3765 мм (1958 г.). Вся огромная масса дождевой воды быстро скатывается по горному рельефу в реки или просто «проваливается» в известняковые породы.

В отличие от тропической зоны обильные осадки европейской зоны выпадают в течение года сравнительно равномерно. В Исландии при годовой норме 2260 мм в месяцы минимума осадков выпадает в среднем 140 мм, а в месяцы максимума 210—220 мм. В Швейцарии (Сентис, высота 2500 м) при годовой норме 2480 мм в месяц минимума осадков норма равна 150 мм, а в месяц максимума 300 мм.

В высокогорных частях Европы зимние осадки всюду аккумулируются в твердом виде, образуя обширные снежные поля и ледники. Они особенно многочисленны в Альпах и являются источниками питания многих рек.

В табл. 4 приведены нормы и обеспеченность осадков января, июля и за год для некоторых наиболее характерных и в то же время более известных городов Европы. Можно считать, что данных 11 станций недостаточно, чтобы отразить все многообразие в распределении осадков. Однако они позволяют получить полное представление об основных географических и сезонных закономерностях выпадения осадков. По характеристикам сумм осадков различной обеспеченности можно оценить и возможные масштабы колебания их количества от года к году.

Месячное и годовое количество осадков различной обеспеченности (мм)

Станция	Месяц, год	Средн.	Макс.	Обеспеченность, %										Мин.	
				5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
Рейкьявик	I	89	189	170	153	129	113	99	85	70	56	44	28	16	2
	VII	50	92	86	80	69	62	53	47	42	36	29	22	18	13
	Год	779	1080	1038	982	905	862	814	756	705	666	633	599	581	560
Лондон	I	53	120	110	100	60	64	53	45	39	34	29	26	24	21
	VII	56	139	124	105	83	71	61	52	44	36	29	20	15	10
	Год	602	903	776	718	680	640	614	590	570	550	518	488	460	319
Валенсия	I	164	298	291	250	214	193	178	164	154	140	135	87	60	27
	VII	107	233	206	182	145	127	114	105	95	81	64	40	26	9
	Год	1398	1691	1658	1628	1566	1517	1462	1392	1320	1283	1251	1161	1104	1065
Берген	I	179	442	372	321	254	204	175	154	136	120	103	81	67	40
	VII	141	219	210	202	188	175	162	148	130	104	80	61	53	48
	Год	1958	2853	2570	2400	2240	2150	2060	1950	1835	1740	1655	1545	1480	1416
Стокгольм	I	43	91	83	76	61	53	45	39	33	28	23	18	15	10
	VII	61	102	153	120	88	75	64	55	48	41	34	22	15	7
	Год	555	800	740	694	642	612	586	554	518	480	448	414	395	373
Берлин	I	44	190	86	74	61	53	47	42	37	33	28	22	18	6

VII	78	230	167	127	101	88	78	72	62	55	46	36	30	21
Год	587	811	764	722	670	630	603	580	554	530	507	447	454	389
I	46	115	85	75	64	55	48	40	33	27	21	16	12	5
VII	58	160	110	98	83	72	64	57	50	43	35	22	15	4
Год	603	830	790	754	708	664	624	542	570	548	518	460	412	272
I	55	192	152	115	80	65	55	47	40	32	25	15	10	2
VII	100	204	170	132	102	88	75	65	56	49	38	24	12	2
Год	889	1170	1170	1120	1040	980	922	880	840	802	750	620	540	454
I	94	291	225	182	148	125	102	81	62	48	35	22	10	1
VII	5	55	22	13	7	3	2	1	0,4	0	0	0	0	0
Год	704	1421	984	910	846	796	748	780	650	594	548	470	448	420
I	80	227	188	154	118	96	80	67	58	49	50	26	15	7
VII	15	113	70	55	34	19	12	7	4	2	1	0	0	0
Год	826	1470	1102	1050	970	918	870	822	777	724	665	616	572	357
I	40	82	72	65	55	49	44	39	34	29	24	18	13	6
VII	62	191	142	116	93	77	64	55	46	38	30	20	12	2
Год	647	983	896	832	758	720	694	661	624	593	549	482	442	826

Париж

Женева

Лиссабон

Рим

Белград

Среднее месячное и годовое количество осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рейкьявик	89	64	62	56	42	42	50	56	67	94	78	79	779
Вик	184	174	188	184	137	160	171	205	217	208	217	221	2263
Ахнашин	232	177	127	156	93	114	148	150	189	234	196	242	2058
Лондон	53	40	37	38	46	46	56	59	50	57	64	48	594
Дублин	64	49	50	46	59	52	69	80	63	66	66	74	738
Мангергон	457	313	235	200	197	179	249	267	270	344	397	404	3512
Манчестер	77	53	45	49	57	61	79	81	67	78	80	72	799
Тромсё	96	79	91	65	61	59	56	80	109	115	88	95	994
Берген	179	139	109	140	83	126	141	167	228	236	207	203	1958
Осло	41	32	32	37	43	50	75	84	62	68	52	47	623
Каресуандо	19	18	17	19	26	46	63	57	41	26	26	22	380
Эстерсунд	34	23	23	29	31	69	77	74	51	43	42	36	532
Стокгольм	43	30	26	31	34	45	61	76	60	48	53	48	555
Хельсинки	52	41	38	39	46	48	61	72	69	68	66	59	664
Брест	133	96	83	69	68	56	62	80	90	104	138	150	1129
Париж	46	39	40	44	53	55	58	58	50	57	51	51	602
Аннеси	101	99	81	85	102	130	100	128	126	107	115	97	1271
Марсель	43	32	43	42	46	24	11	34	60	76	69	66	546
Де-Вилл	61	47	37	64	52	64	76	85	68	73	66	71	764
Бонн	42	43	34	47	58	74	67	81	51	46	48	44	640
Цугшпитце	104	89	88	122	140	187	196	178	136	108	87	92	1527

Берлин	44	34	36	40	49	59	78	60	45	48	44	44	581
Брокен	165	120	98	109	82	102	133	132	108	129	118	146	1445
Ланген	162	132	139	155	158	202	234	220	166	133	138	150	1989
Вена	39	36	45	55	72	72	82	67	49	54	47	48	666
Женева	55	55	64	64	70	84	71	100	93	80	81	72	889
Сентис	189	153	169	185	193	252	294	280	205	178	188	194	2480
Прага	23	24	23	32	61	67	82	66	36	42	26	26	508
Збойниска Хата	113	104	130	138	220	271	288	256	192	158	145	115	2130
Варшава	30	26	28	39	50	61	83	68	44	40	38	34	541
Снежка	91	77	77	79	101	123	141	139	108	105	90	96	1227
Будапешт	40	36	44	55	70	72	53	50	46	59	58	51	634
Бухарест	39	30	39	46	67	90	61	46	37	44	45	42	586
Лиссабон	94	80	93	61	43	18	5	5	35	73	100	99	706
Пеньяс-Доурадас	276	190	238	143	147	67	25	27	82	154	262	305	1916
Сан-Себастьян	142	118	121	121	102	88	65	72	109	160	149	153	1400
Мадрид	33	36	42	44	42	33	11	12	36	48	52	43	432
Тарвизио	55	72	83	125	133	140	148	164	155	162	180	112	1529
Рим	80	72	69	70	57	38	15	23	70	118	111	100	803
Белград	40	37	42	56	74	82	62	54	46	57	54	49	653
Црквце	549	457	564	403	268	141	72	85	251	750	978	800	5317
София	42	31	37	55	71	90	59	43	42	55	52	44	622
Златоград	103	99	83	75	91	78	62	57	39	86	120	122	1015
Тирана	132	120	109	87	99	60	28	39	73	157	152	142	1189
Афины	57	37	35	21	19	13	5	10	17	46	51	55	366
Керкира, о-ва Ионические	196	132	100	70	41	14	4	20	95	184	237	259	1352
Макомер, о. Сардиния	114	122	90	87	47	42	8	18	51	110	168	181	1038
Кальтаниссетта, о. Сицилия	78	47	52	47	38	16	15	8	42	60	73	74	550
Ла-Валлетта	81	58	38	23	13	2	0	5	28	79	94	94	516

Анализ годовых значений сумм осадков показывает, что наименьшие их количества обычно вдвое меньше, чем наибольшие. С продвижением в субтропические широты это соотношение постепенно изменяется и минимум относится к максимуму как 1:3.

Материалы наблюдений позволяют сделать заключение о том, что возможные колебания в годовых и месячных значениях осадков сравнительно велики. Например, в июле в Лондоне при норме 56 мм в дождливые годы выпадает 120 мм, а в засушливые 10 мм; в Бергене при норме 140 мм соответственно 220 и 50 мм, в Берлине при норме 80 мм — 230 и 20 мм. В январе осадки столь же непостоянны. В годовых значениях разности между максимальными и минимальными количествами составляют примерно 600—700 мм. Большое постоянство этих разностей позволяет считать, что режим осадков достаточно однороден и устойчив. В частности, по наблюдениям с 1771 по 1960 г. в Париже максимальное годовое количество осадков составляет 830 мм (1930 г.), а минимальное — 278 мм (1921 г.). Средняя многолетняя сумма по данным 1771—1940 гг. равна 576 мм, а по данным 1881—1960 гг. — 603 мм; разность между ними, составляющую 4 %, можно принять за погрешность расчетов. Фактически эти нормы весьма идентичны. Они указывают на устойчивый режим осадков в течение последних 200 лет.

Для территории Европы характерны большие колебания месячных и годовых значений осадков. Даже в пределах отдельных стран, сравнительно небольших по площади, встречаются колоссальные различия в значениях осадков не только в различные годы, но и в нормах. Чтобы подчеркнуть эту особенность, для исследования были взяты станции со сравнительно малыми суммами осадков: большей частью это столицы государств и пункты наиболее дождливых районов. Во многих случаях разности в годовых значениях достигают более 1000—1500 мм. Такие колоссальные различия даже в годовых нормах находим на территории Исландии, Англии, Норвегии, Швейцарии, Франции, Югославии и др. А в некоторых, например в Лондоне, норма составляет 594 мм, в Мангертоне 3512 мм, в Осло 623 мм, в Бергене 1958 мм, в Лиссабоне 706 мм, в Пенъяс-Доурадасе 1916 мм, в Белграде 653 мм, в Цркнице 5317 мм (табл. 5).

Анализ данных табл. 5 показывает исключительную неоднородность режима увлажнения. Если опустить некоторые несущественные детали в годовых нормах осадков, то окажется, что они изменяются по территории примерно в пределах 300—5300 мм. Для климата умеренных широт эти изменения весьма существенны. Главной причиной их является рельеф местности и циркуляционные факторы.

Изменения, наблюдаемые в распределении осадков во времени, обнаруживают еще более значительную неоднородность. Это довольно хорошо прослеживается по номограммам, которые позволяют получить характеристику осадков и показать, из каких значений они получены. Только с помощью номограмм может

быть выявлен весь спектр распределения значений от максимальных до минимальных величин. Номограммы позволяют строго определять пределы колебаний сумм осадков для каждого физико-географического района и даже отдельного пункта. Например, экстремальные значения в районе Лондона при норме 600 мм в год в значительно засушливые годы, каким был 1976 г., выпадает 280—300 мм, а в дождливые 900—1000 мм.

Предлагаемые для рассмотрения данные станций равномерно располагаются по территории, поскольку на одной ее половине в среднем выпадает 225—650 мм, а на другой — более 650 мм, в пределах 651—5300 мм. Около 10% площади получает более 1250 мм осадков. Такие данные наблюдаются в Исландии, Великобритании, на юго-западном побережье Норвегии, в Альпах, Пиренеях и в других горных областях. В условиях умеренной зоны осадки являются источником питания и формирования ледников и вечных снегов на высотах свыше 2500—2800 м. Классическим примером служат многочисленные ледники альпийской горной системы.

Немалую роль в увлажнении территории играет и частота выпадения осадков. Анализ годовых сумм осадков и числа дней с осадками показывает, что между этими характеристиками существует определенная взаимосвязь. Нередко там, где больше осадков, больше и число дней с осадками. Примерно на 14% всей площади Западной Европы среднее годовое число дней с осадками превышает 200, а местами даже 250. Особенно дождливы отдельные районы Ирландии и Великобритании, находящиеся под непосредственным влиянием влажных океанических масс воздуха, поступающих с Атлантики. Но частые моросящие осадки характерны и для многих частей Скандинавии и равнинной территории средней полосы, где мелкие моросящие осенние и зимние осадки — обычные спутники облачной погоды.

Распределение количества средних месячных сумм осадков также имеет очень большие временные колебания. Например, укажем данные для пар станций, относящихся к отдельным странам: январская норма осадков в Лондоне составляет 53 мм, в Мангертоне 457 мм; ноябрьская в Белграде 54 мм, в Црквице 978 мм; июльская в Женеве 71 мм, в Сентисе 294 мм, в Осло 62 мм, в Бергене 288 мм.

Из приведенных данных нетрудно видеть, что во всех столичных городах Европы годовые осадки не так велики. Большей частью они сохраняются примерно в пределах 500—700 мм. Исключением из этого правила служит Тирана (Албания), где годовая сумма осадков равна 1189 мм. Месячные суммы осадков варьируют от 5 мм в субтропических странах в июле до 200—300 мм в наиболее дождливых местах, а в районе Црквице колеблются от 72—85 мм в июле — августе до 750—980 мм в октябре, ноябре и декабре. Црквице представляет собой особый весьма дождливый район субтропиков и умеренной зоны Западной Европы. В этой же зоне находятся и наиболее засушливые места. По имею-

щимся данным таким местом является Альмерия (Испания), где за год в среднем выпадает 226 мм осадков.

В районах таких известных европейских городов, как Париж, Вена, Лейпциг, Мюнхен, Дрезден, отмечается до 160—180 дней с осадками. Еще больше дождливых дней на побережье Балтийского моря (например, на о. Гельголанд и в Гамбурге 190 дней).

На севере Западной Европы, в Швеции, Норвегии, Финляндии, Нидерландах, Великобритании, где орография интенсифицирует осадкообразующие процессы, число дней с осадками достигает более 200, а в отдельных местах даже более 250. Но во многих районах этих стран выпадение осадков наблюдается в течение 200—230 дней в году. Вместе с тем, как исключение, здесь встречаются

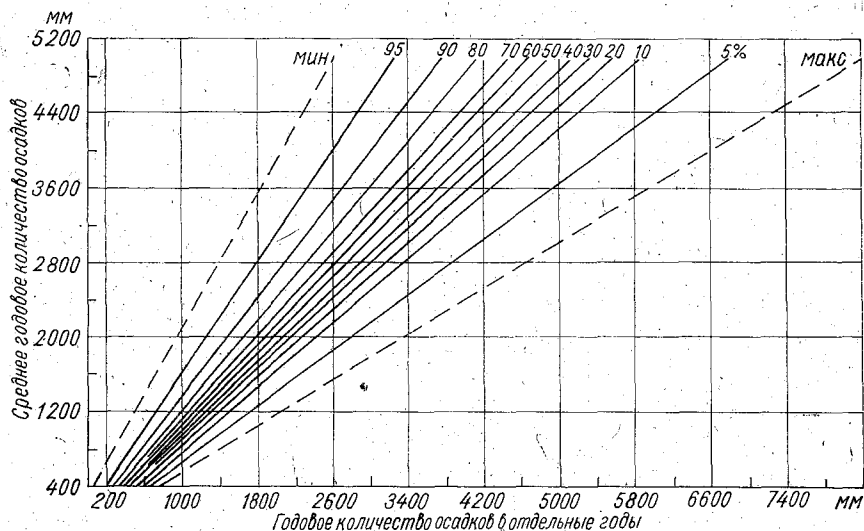


Рис. 4. Номограмма для расчета годовых сумм осадков различной обеспеченности.

и места с числом дней около 120—150, которые находятся в условиях хорошей защищенности. В средней полосе территории, севернее Альп, с продвижением с запада на восток и с усилением континентальности климата происходит общее уменьшение числа дней с осадками в году до 150—130.

В Австрии, Чехословакии, Швейцарии и в соседних с ними районах наблюдается значительная неоднородность в частоте выпадения осадков. В замкнутых внутригорных долинах и плато или вообще на подветренных склонах гор число дней с осадками в году изменяется в пределах от 90 до 120, а на наветренных склонах гор и на их вершинах (до 2000—2500 м), открытых воздействию циклонических систем, идущих с Атлантики, — до 180—200. Уменьшение числа дней с осадками отмечается и с продвижением на юг. Исключение составляют только высокогорные места. На юге

Западной Европы в пределах Пиренейского, Апеннинского и Балканского полуостровов, на юге Франции, в районах Каталонской, Французской и Итальянской Ривьер число дней в году с осадками до 50—90, в центральной части Испании, местами в Греции и других засушливых районах — только 60—80.

С помощью приведенной номограммы (рис. 4) удастся получить развернутую характеристику распределения норм годовых сумм осадков и почти всех возможных их значений, встречающихся в различных районах исследуемой территории в течение всех лет обработанного периода наблюдений (≥ 30 —50 лет). Влияние местных особенностей, проявляющихся на средних значениях, автоматически учитывается номограммой.

Приведенная номограмма описывает все основные пространственно-временные закономерности распределения годовых сумм осадков на территории всей Европы. Разумеется, вычисляемые с ее помощью вероятностные показатели осадков имеют сглаженный характер, так как различия в суммах краевых значений и в значениях по грациям обеспеченностей, получающиеся за счет неодинаковой длины периода, в известной мере нивелируются. Однако результаты расчетов позволяют сделать заключение о том, что эмпирические и вычисленные графически данные имеют хорошую сходимость. Расхождение между этими данными остаются в пределах допустимых погрешностей или неточностей. Таким образом, вся многочисленная информация о режиме годовых сумм осадков на огромном орографически сложном пространстве представлена на одном графике.

По данным 982 станций были построены интегральные кривые, характеризующие степень увлажнения территории атмосферными

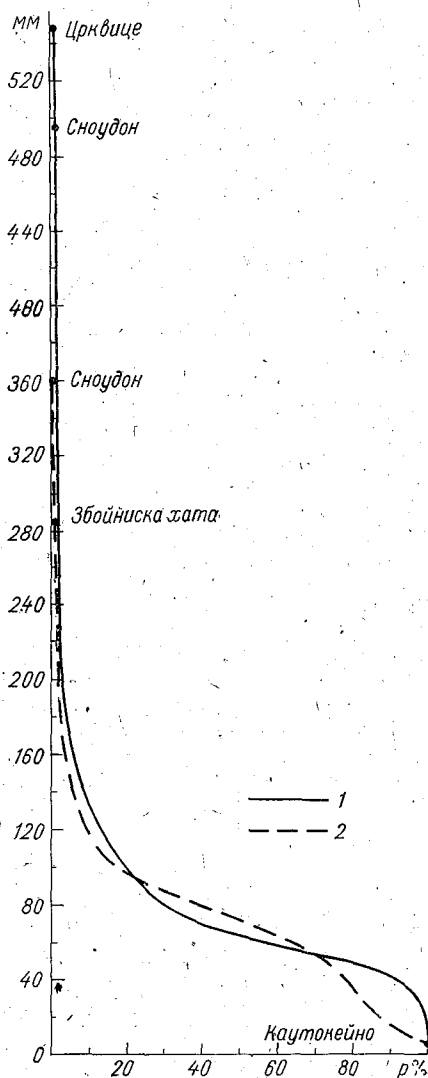


Рис. 5. Интегральные кривые средних месячных сумм осадков по площади. 1) январь, 2) июль.

осадками в январе, июле и в сумме за год. Если допустить, что эти станции более или менее равномерно освещают всю Западную Европу, тогда с помощью таких кривых можно определить и размеры различных частей рассматриваемой территории в зависимости от количества выпадаемых осадков.

Интегральные кривые норм осадков за январь и июль, приведенные на рис. 5, показывают, что в январе наименьшее количество осадков выпадает в Каутокейно (8 мм), а наибольшее — в Црквице (549 мм) и в Сноудане (494 мм). В июле в самом дождливом месте (Сноудан) выпадает 360 мм, а в самом сухом 4—5 мм. Обе кривые показывают, что осадки более 100 мм мало характерны, они занимают менее 1/5 всей территории. Сравнительно небольшую территорию занимают и осадки менее 20—40 мм. Примерно на 70% всей территории месячные суммы осадков составляют 40—100 мм в январе и 20—100 мм в июле. Между распределением осадков по площади в январе и июле нет существенной разницы.

Однако в условиях горной местности субтропиков при переходе к умеренной зоне (Югославия, северная часть Италии и Болгарии) осадки выпадают не так редко — до 120—150 дней в году, а местами и несколько более. Так, в Софии в году бывает 125 дней с осадками, в Белграде 144.

Общая облачность, выраженная в средних месячных количествах, представляется достаточно инертной характеристикой, слабо реагирующей на неоднородности подстилающей поверхности. Она сравнительно мало изменяется в годовом ходе и по территории. Ни широтные, ни меридиональные различия не выделяются резкими контрастами. Всюду в умеренной зоне средняя облачность зимой составляет 7—8 баллов, а летом 5—6. Только над Исландией и северными районами Финляндии в течение всего года сохраняется облачность более 7 баллов.

С переходом в субтропическую область облачность заметно уменьшается, более резко проявляется и ее годовой ход. Здесь зимняя облачность составляет 5—6 баллов, а летом 1—3 балла. В целом же по территории Западной Европы средняя годовая облачность постепенно увеличивается от 4—5 баллов в южных субтропических широтах до 7 и более в северных районах умеренной зоны (табл. 6).

По распределению средней месячной и годовой облачности фактически ничего нельзя сказать об усилении континентальности климата в восточном направлении. Очевидно, неточности в визуальных наблюдениях перекрывают меридиональные и широтные различия в распределении общей облачности, хотя по общим закономерностям климата это распределение должно быть разным.

Достаточно грубы и характеристики средней относительной влажности. Лишь раздельный анализ дневных и утренних значений влажности воздуха позволяет выделить региональные особенности ее распределения. Утренняя максимальная влажность воздуха всюду велика, она составляет 80—90% в Рейкьявике,

Оредняя месячная и годовая облачность (баллы)

Станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рейкьявик	7,0	7,0	7,1	7,2	7,2	7,2	7,6	7,4	7,5	7,2	7,1	7,1	7,2
Лондон	7,4	7,3	6,6	6,5	6,6	6,5	6,9	6,6	6,0	6,5	7,1	7,3	6,7
Осло	7,0	6,6	6,5	6,5	6,6	5,9	6,5	6,5	7,3	7,0	7,6	7,1	6,7
Стокгольм	7,5	7,4	6,1	6,2	5,8	5,3	6,1	6,1	6,5	6,9	7,5	7,6	6,6
Хельсинки	7,5	7,4	5,9	6,0	5,6	5,3	5,5	5,8	6,6	7,4	8,0	8,1	6,6
Брюссель (Икль)	7,5	7,2	6,9	6,3	6,4	6,5	6,5	6,3	6,0	6,7	7,3	7,5	6,8
Берлин	7,3	7,2	6,6	6,0	5,6	5,6	6,1	5,8	5,5	6,5	7,3	7,7	6,4
Париж	7,2	6,6	5,9	5,3	5,8	5,9	5,7	5,7	5,5	6,0	7,4	7,7	6,2
Цюрих	8,1	7,0	6,2	6,4	6,1	6,0	5,6	5,5	6,0	7,0	8,0	8,4	6,7
Вена	7,4	7,3	6,6	6,1	5,9	5,8	5,2	5,0	5,0	6,1	7,7	7,8	6,3
Прага	7,7	7,1	6,1	6,1	5,8	5,6	5,7	5,4	5,4	5,5	6,6	8,0	7,9
Варшава	7,3	7,3	6,4	6,2	6,1	5,4	6,1	6,1	5,2	6,2	8,1	8,2	6,6
Будапешт	7,2	7,1	6,5	6,4	6,1	5,8	5,4	4,9	5,3	6,3	6,9	7,9	6,3
Бухарест	7,1	6,8	6,1	5,7	5,8	5,3	4,1	3,6	4,0	5,4	6,8	7,4	5,7
Лиссабон	5,3	5,3	5,3	5,0	4,7	4,0	2,0	2,3	2,3	4,3	5,3	5,3	4,3
Мадрид	4,8	4,6	4,6	4,9	4,7	3,7	2,1	2,2	3,9	4,7	5,1	5,2	4,2
Рим	5,5	5,6	5,5	5,6	5,3	4,1	2,3	2,2	2,8	5,2	5,3	5,8	4,7
Палермо, о. Сицилия	6,2	6,3	5,5	5,3	4,6	3,2	1,5	1,6	3,4	5,2	5,6	6,5	4,6
Тирана	6,4	6,1	5,6	5,4	5,4	3,9	2,2	2,1	3,4	5,3	6,1	6,1	4,8
Белград	6,9	6,7	6,2	5,7	5,5	5,0	4,0	3,6	4,0	4,5	6,8	7,4	5,5
София	7,7	7,1	6,5	6,1	5,9	5,2	3,8	3,3	3,9	5,4	7,1	7,8	5,8
Афины	6,5	5,7	5,3	6,1	4,0	2,5	1,1	1,2	2,2	4,0	5,7	5,9	4,0

Таблица 7

Средняя месячная и годовая относительная влажность воздуха в различные сроки (%)

Станции	Сроки, ч мин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рейкьявик	8 30	81	78	78	80	75	78	81	81	82	83	80	81	80
	14 30	79	75	72	73	67	72	72	71	73	78	80	80	74
Лондон	9	86	85	81	71	70	70	71	76	80	85	88	87	79
	15	77	72	64	56	57	58	59	62	65	70	78	81	67
Осло	6 30	86	84	80	75	68	69	74	79	85	88	88	87	80
	12 30	82	74	64	57	52	55	59	61	66	72	83	85	67
Стокгольм	7	85	83	82	76	66	68	74	81	87	88	89	88	81
	13	83	77	68	60	53	55	59	64	69	76	85	86	69
Хельсинки	7 30	89	89	86	81	70	72	76	83	89	91	90	90	84
	13 30	87	82	70	66	58	59	63	67	72	79	86	89	73
Копенгаген	8	88	86	85	79	70	70	74	78	83	86	88	89	81
	14	85	83	78	68	59	60	62	64	69	76	83	87	73
Париж	6	88	87	85	82	83	83	83	87	90	91	91	90	87
	12	80	73	63	54	55	58	57	61	65	71	79	82	67
Де-Вилл	7 30	90	90	86	79	75	75	79	82	86	90	92	91	85
	13 30	82	76	65	61	59	59	64	65	67	72	81	85	70
Цюрих	7	88	88	86	81	80	80	81	85	90	92	90	89	86
	13	74	65	55	51	52	52	52	53	57	64	73	76	60
Берлин	7	89	89	88	84	80	80	84	88	92	93	92	91	87
	14	82	78	67	60	57	58	61	61	65	73	83	86	69
Вена	7	81	80	78	72	74	74	74	78	83	86	84	84	79
	14	79	66	57	49	52	55	54	54	56	64	74	76	61

Прага	7	84	83	82	77	75	74	77	81	84	87	87	81
Варшава	14	73	67	55	47	45	40	49	48	51	60	73	78
Будапешт	7	90	89	90	85	80	82	86	90	92	93	93	92
Лиссабон	13 30	54	80	70	61	56	59	63	63	64	73	83	87
Мадрид	7 30	85	83	79	72	72	72	71	74	79	86	88	87
Рим	14 30	76	68	55	48	49	49	47	47	49	60	76	81
Валлетта	8 30	85	80	78	69	68	65	62	64	70	75	81	84
Белград	14 30	71	64	64	56	57	54	48	49	54	59	68	72
София	7	86	83	80	74	72	66	58	62	72	81	84	86
Тирана	13	71	62	56	49	49	41	33	35	46	58	65	70
Афины	7	85	86	83	83	77	74	70	73	83	86	87	85
	13	68	64	56	54	54	48	42	43	50	59	66	70
	8	76	73	78	78	75	72	71	76	76	77	78	77
	14	67	66	65	64	63	60	59	62	64	65	67	68
	7 30	85	83	77	72	73	74	71	73	76	82	85	85
	14 30	75	67	56	49	51	51	47	46	47	58	71	76
	7	88	85	83	77	79	77	75	77	86	88	90	88
	14	76	69	57	49	51	51	45	43	47	58	71	76
	7	83	83	83	83	83	74	72	75	82	85	86	83
	14	58	54	53	54	56	49	42	39	45	49	63	63
	7	77	74	71	65	60	50	47	48	58	70	78	78
	13	62	57	54	48	47	39	34	34	42	52	61	63

Стокгольме, Париже, Цюрихе, Варшаве, Белграде и во многих других местах. Только в районах типичных субтропиков, где влияние моря невелико, она снижается до 65—75% (табл. 7).

Средняя годовая относительная влажность воздуха везде ниже средней утренней влажности на 10—20%, местами на 25%. На островах и на некоторых побережьях утренние и дневные значения относительной влажности мало отличаются друг от друга. Разности между ними не превосходят 5% (Монако, Де-Билт). В месячных величинах разности между утренними и дневными характеристиками заметны существеннее, чем в годовых, а в большинстве случаев они достигают 20—25% и более. Однородности в режиме увлажнения прослеживается во всех его составляющих — влажности, облачности и осадках.

С продвижением в южные районы, по мере приближения к субтропикам, сдвиг наиболее влажного периода года к осенне-зимнему сезону, а наиболее сухого периода — к летнему становится более определенным и более устойчивым. Это видно по данным Тираны, Рима, Афин и островных станций Средиземного моря. Здесь всюду лето оказывается сравнительно сухим и мало дождливым сезоном. Это одно из характернейших явлений климата субтропической зоны, показательное для равнинных и горных станций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатический справочник Западной Европы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 678 с.
2. Агроклиматические ресурсы территории социалистических стран. Под ред. И. А. Гольцберг. — София; 1971. — 34 с.

И. С. Борушко

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ ВОЗДУХА НАД ЕВРОПОЙ

Положение Европы в умеренном климатическом поясе обуславливает господство над материком западного планетарного воздушного течения. Степень развития этого потока в значительной мере определяется действием двух мощных барических образований — азорского антициклона и исландского циклона.

Азорский антициклон является составным участком субтропической зоны повышенного давления. Располагается он над Атлантическим океаном, примерно в районе 30° с. ш. и 30° з. д. В зависимости от времени года, центр азорского антициклона смещается по широте — летом к северу, зимой в сторону экватора. Общее его перемещение вдоль долготы составляет 16° (на уровне океана). Это перемещение невелико по сравнению, например, с миграцией южно-индийского антициклона, которая достигает 30° долготы. Поэтому принято относить азорский антициклон к квазистационарному барическому образованию.

Распределение атмосферного давления в области антициклона в течение года относительно сложное. В его годовом ходе выделяется двойная волна с двумя главными экстремумами. Примером служат данные двух станций Азорских островов (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что в пунктах Хорта и Санта Мария главный максимум давления (1025—1026 гПа) приходится на середину лета (июль), а главный минимум (1016 гПа) — на начало весны (март). В центральной части антициклона, которая располагается южнее Азорских островов, главный минимум смещен во времени и отмечается зимой (январь — февраль).

Анализ данных по давлению воздуха [1, 3] показал, что мощность антициклона существенно возрастает от зимы к лету. Если в зимние месяцы и ранней весной перепад давления между центром антициклона и его периферией составляет 3—5 мбар, то летом он достигает уже 10 гПа. В течение года существенно меняются пространственные размеры антициклона: площадь, занятая летом, примерно в четыре раза превосходит занятую зимой. Летом дополнительно формируется отрог высокого давления, охватывающий Средиземное море и Южную Европу. Положение отрога

способствует созданию здесь особого средиземноморского климата с сухим и жарким летом.

Увеличение мощности антициклона летом объясняется в основном значительными контрастами температур между относительно прохладным океаном и сильно прогретыми соседними участками Африки и Северной Америки.

Второе крупное барическое образование, исландская область низкого давления, располагается на севере Атлантического океана, примерно вдоль 60° с. ш. Исландский циклон имеет сильно вытянутую форму в северо-восточном направлении и занимает довольно обширную территорию. На месячных картах распределения давления воздуха почти в течение всего года вырисовывается несколько отдельных барических центров, которые можно объединить в общую область исландской депрессии. Формирование исландского минимума происходит в результате регулярного зарождения

Таблица 1

Атмосферное давление на уровне моря (гПа)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Хорта	1019,7	18,4	16,2	20,5	21,3	23,5	25,6	23,6	21,6	20,1	19,5	21,5	1021,0
Санта-Мария	1021,2	18,8	16,5	21,2	21,8	23,9	25,3	22,9	21,6	19,2	19,8	24,1	1021,4
Рейкьявик	999,6	1005,0	06,7	08,7	14,3	11,5	08,7	07,9	05,5	02,5	01,8	998,5	1005,9
Вейстманнаэйр, о.	998,2	1001,7	05,1	08,3	13,3	11,8	09,4	08,5	06,1	04,1	01,5	997,4	1005,4
Яссы	1020,6	18,8	19,7	16,7	16,2	15,9	14,8	15,7	19,0	20,7	21,7	20,8	1018,3
Бухарест	1019,0	17,5	17,6	14,9	14,4	14,3	13,5	14,4	18,1	19,3	20,4	20,0	1017,0

дения подвижных циклонов на атлантической ветви арктического фронта. Подвижные циклоны обычно перемещаются на восток, и, пересекая Баренцево и Карское моря, достигают нередко Таймырского полуострова. Иногда серии циклонов образуют так называемый планетарный вихрь. В этом случае, как указывает А. П. Крыжановская [4], траектории циклонов огибают полюс, как бы закручиваясь вокруг него.

Убедительно и своеобразно объясняют особенности формирования исландской депрессии Г. И. Марчук и Г. П. Курбаткин [5]. Они отмечают, что у берегов Исландии находится область наиболее интенсивного теплообмена между океаном и атмосферой. Здесь над сильно прогретыми водами Гольфстрима простираются холодные массы воздуха. Из-за различия их температур создается зона вертикальной неустойчивости, которая способствует образованию мощных конвективных движений — циклонов. Увлекаемые на восток планетарным течением умеренных широт циклоны переносят тепло и осадки на европейский континент, образуя там зону аномального потепления.

воздушных масс стратификация атмосферы может стать неустойчивой, при которой возникают конвективные токи значительного масштаба. В этом случае выпадают местные, довольно обильные, осадки.

В районе Средиземного моря летом создаются благоприятные атмосферные условия для формирования особого средиземноморского типа климата с теплыми и солнечными днями при слабом ветре. Эти климатические условия обеспечиваются северо-восточным пассатом, оттекающим от отрога азорского антициклона.

В целом для циркуляции воздушных масс над Европой свойственно разнообразие кратковременных атмосферных процессов

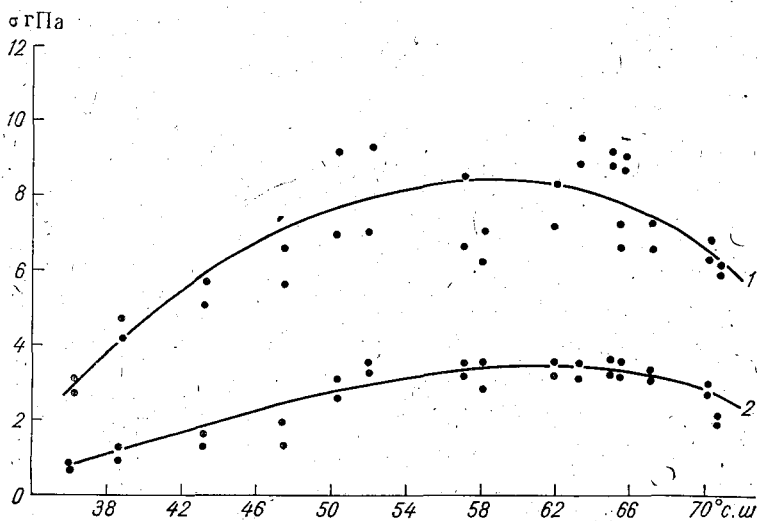


Рис. 2. Взаимосвязь между изменчивостью давления (σ) и местоположением станции (широта). Январь — февраль (1), июль — август (2).

на фоне общего западного течения. Одним из показателей неустойчивости метеорологических условий может служить повторяемость циклонов над Европой, а с прохождением циклонов связана быстрая смена состояния атмосферы. Самое большое число дней с циклонами, когда давление в их центре ниже 1000 гПа отмечается в районе Исландии, в среднем составляет 18—19 в году [2]. Относительно часто, 8—9 дней в году, циклоны наблюдаются над водными просторами Северного и Балтийского морей, а также у берегов Италии. Для сравнения укажем, что на северном побережье Африки вероятность прохождения циклонов незначительна — один раз в 2—3 года (при давлении в центре ниже 1000 гПа).

Объективной оценкой изменчивости давления воздуха служат средние квадратические отклонения (σ), которые были вычислены на основании рядов средних месячных значений для 25 станций Западной Европы. Значения σ представлены на рис. 2 в зависимости от широтного положения станций. Из положения точек на графике следует, что средние квадратические отклонения давления меняются в пределах от 1 до 10 гПа. Отметим, что в экваториальных и тропических широтах, за исключением районов следования тропических ураганов, σ составляет 1—2 гПа [7]. Из рис. 2 также видим, что абсолютные значения σ растут с увеличением широты, т. е. по направлению с юга на север. Особенно

Таблица 2

Экстремальные значения давления воздуха по ежедневным наблюдениям.
1961—1970 гг. (гПа)

Станция	Характеристика	I	II	VII	VIII
Копенгаген	Среднее	1012,5	1008,6	1010,0	1010,3
	бс. макс.	1038,2	1042,0	1027,5	1028,3
	Абс. мин.	969,5	968,4	982,8	988,7
	Амплитуда	68,7	73,6	44,7	39,6
Торсхавн, Фарерские о-ва	Среднее	1004,8	1006,7	1007,9	1007,1
	Абс. макс.	1041,4	1039,5	1028,4	1032,1
	Абс. мин.	947,1	951,1	970,3	976,7
	Амплитуда	94,3	88,4	58,1	55,4

велики значения σ зимой, в январе — феврале, когда они в 2—3 раза превышают летние. Обращает на себя внимание уменьшение абсолютных значений средних квадратических отклонений в направлении полярных широт, начиная с параллели 65°. Оно обусловлено относительной устойчивостью циркуляции в области, занятой полярным антициклоном. Полученная закономерность позволяет установить, что распределение давления летом от года к году меняется незначительно по всей территории материка. Зимой же изменчивость в несколько раз возрастает и достигает наибольших значений в зоне 60—65° широты.

Располагая сведениями о значениях средних квадратических отклонений для рядов со средними месячными данными давления, можно предположить (на основании закона математической статистики), что средние квадратические отклонения ежедневных наблюдений за определенный срок будут их превосходить в 5—6 раз (здесь имеется в виду пропорциональность квадратному корню из числа случаев ограниченной выборки общего ряда, которая в данном случае соответствует числу дней в месяце). Следовательно, междусуточные колебания давления могут достигать

50 гПа и более (исходя из наибольших значений σ для средних месячных распределений, равных 10 гПа);

Полученная закономерность справедлива для рядов с нормальным, случайным характером распределения. Выполнимость закона нормального распределения была проверена для рядов с длительными периодами методом, предложенным Б. П. Вейнбергом и М. А. Омшанским [6], заключающимся в выполнении соотношения 2/3 числа экстремумов в ряду, и методом сходимости критерия Корню.

Примеры возможных предельных (крайних) колебаний давления воздуха в климатические сроки наблюдений, зарегистрированные на станциях Дании, приведены в табл. 2. Взяты станции расположены в зоне относительно частой смены барических систем, а, следовательно, значительной изменчивости давления.

Из табл. 2 видно, что экстремальные значения давления в отдельные дни в Копенгагене могут меняться в пределах 70 гПа зимой и 40—45 летом (по данным наблюдений за 10 лет). В Торсхавне, характерном для района перемещения исландских минимумов, разность между экстремальными значениями давления еще выше и достигает 90 гПа зимой и почти 60 летом.

В заключение следует отметить, что над Европой наблюдается интенсивное зональное перемещение воздуха, обусловленное значительными контрастами температуры между холодными полярными и теплыми тропическими широтами. Зимой, когда особенно велики контрасты температуры, атмосферные процессы сильно активизируются и зональная циркуляция проявляется наиболее ярко. Летом градиенты температуры между широтами уменьшаются, в связи с чем происходит общее ослабление атмосферных процессов и возможна довольно частая смена зональной циркуляции меридиональной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас климатических характеристик в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария. Выпуск 1. Многолетние средние месячные значения давления и температуры воздуха на уровне моря. Приложение № 1 к «Синоптическому бюллетеню» Под ред. Д. И. Стехновского. — М.: Гидрометеиздат, 1975. — 128 с.
2. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1957. — 558 с.
3. Климатический справочник Западной Европы. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 680 с.
4. Крыжановская А. П. Траектории циклонов и антициклонов на уровне моря в северном полушарии. — Труды ГМЦ, 1968, вып. 26, с. 78—91.
5. Марчук Г. И., Курбаткин Г. П. Численный прогноз погоды. — Земля и Вселенная, 1978, № 1, с. 37—43.
6. Омшанский М. А. О дисперсии особенностей случайного бессвязного ряда. — Труды ГГО, 1936, вып. 10, с. 73—92.
7. Челпанова О. М., Коробейникова Т. В. Среднее многолетнее давление воздуха над океанами. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 112 с.
8. Wallen C. C. Climates of Northern and Western Europe (World survey of climatology. Vol 5. Ed. H. E. Landsberg): — Amsterdam — London — New-York: 1970. — 253 p.

В. П. Ходакова

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Исследованию распределения солнечной радиации по земному шару много внимания уделено в работах [1—3]. Большой интерес в этих работах представляют вероятностно-статистические оценки ее изменчивости. Вопросы временной изменчивости солнечной радиации были затронуты в работах [4, 7]. Однако подобные исследования для территории Западной Европы не производились. Возможность несколько уточнить и дополнить данные о закономерностях изменения суммарной радиации по территории Западной Европы появилась в связи с увеличением периода наблюдений за солнечной радиацией.

Представление о характере изменчивости суточных значений суммарной радиации можно получить на основании табл. 1, в которой получены данные для ряда станций Западной Европы, расположенных в различных климатических районах. При расчетах были использованы ежедневные наблюдения более чем за 10-летний период.

Повторяемость суточных значений суммарной солнечной радиации в табл. 1 дана для месяцев, в которые отмечается период зимнего, летнего солнцестояния, весеннего и осеннего равноденствия. Значение суммарной радиации зависит от высоты солнца и продолжительности солнечного сияния. Изменчивость суммарной радиации возрастает от зимы к лету.

В декабре диапазон изменения радиации в основном определяется географической широтой станции. На крайнем севере (Соданкюля) в период полярной ночи поступление солнечного тепла отсутствует. В Стокгольме в это время суммарная радиация не достигает более 3,4 МДж/м²·сут. С продвижением к югу отмечается некоторое разнообразие в повторении различных градаций солнечной радиации, но значение суммарной радиации в Потсдаме, Градец-Кралове в основном определяется градацией 0—3,4 МДж/(м²·сут) с повторяемостью 98 и 84%, в Будапеште и в Бухаресте градациями 0—3,4, 3,5—10,1 МДж/(м²·сут) с повторяемостью более 80%. На самых южных станциях Европы (Афины и Лиссабон) в зимний период наблюдаются большие колебания

Таблица 1

Повторяемость (%) различных градаций суточных значений
суммарной радиации (МДж/м²·сут)

Станция	0—3,4	3,5—10,1	10,2—16,8	16,9—23,5	23,6—30,2	30,2
Декабрь						
Соданкюля	0					
Стокгольм	100					
Потсдам	98	2				
Градец-Кралове	84	16				
Будапешт	59	41				
Бухарест	48	47	5			
София	57	40	3			
Афины	19	36	45			
Лиссабон	12	33	39	16		
Март						
Соданкюля	15	68	17			
Стокгольм	15	50	35			
Потсдам	12	46	42			
Градец-Кралове	10	47	41	2		
Будапешт	5	37	50	8		
Бухарест	4	30	41	25		
София	6	43	41	10		
Афины	2	19	42	37		
Лиссабон	4	27	31	38		
Июнь						
Соданкюля	3	7	24	32	30	4
Стокгольм	1	5	14	28	39	13
Потсдам	1	10	23	31	34	1
Градец-Кралове	2	10	24	31	29	4
Будапешт	1	7	46	25	49	2
Бухарест	1	2	10	24	59	4
София	1	9	27	39	23	1
Афины		2	6	22	68	2
Лиссабон		2	6	15	49	28
Октябрь						
Соданкюля	21	65	14			
Стокгольм	11	43	44	2		
Потсдам	5	36	55	4		
Градец-Кралове	5	30	52	13		
Будапешт	2	21	54	23		
Бухарест	4	12	37	47		
София	4	22	43	31		
Афины		4	29	64	3	
Лиссабон		6	20	59	15	

в поступлении солнечного тепла, обусловленные не только большей продолжительностью дня и высотой солнца, но и характером облачности. Наибольшая и почти равновеликая повторяемость суммарной радиации на этих станциях приходится на градации 3,5—10,1, 10,2—16,8 МДж/м²·сут.

В марте с увеличением продолжительности солнечного сияния и уменьшением облачности возрастает предел колебаний суммарной радиации и ее абсолютное значение. Фактически на всех рассматриваемых станциях поступление солнечной радиации почти одинаково. Суммарная солнечная радиация повторяемостью более 80 % изменяется в пределах 3,5—16,8 МДж/м²·сут, на крайнем юге при той же повторяемости она колеблется в пределах 10,2—23,5 МДж/м²·сут.

В июне значительные колебания потока солнечного тепла связаны с частыми изменениями облачности. Значения суммарной солнечной радиации более 30,2 МДж/м²·сут (с небольшим процентом повторяемости отмечается на всех станциях) возможны только при безоблачном небе или при незначительной облачности (около 2 баллов).

При увеличении облачного покрова солнечная радиация уменьшается. Как следует из табл. 1, для июня характерен широкий спектр изменения суточных сумм от максимальных величин (30,2 МДж/м²·сут) до минимальных (3,4 МДж/м²·сут). В рассмотренный период наблюдений 1957—1970 гг. в Соданкюля наибольшее значение суммарной радиации 30,2 МДж/м²·сут наблюдалось 27 июня 1961 г., а наименьшее 4,4 МДж/м²·сут — 12 июня 1964 г.

В Лиссабоне около 30 % приходится на радиацию более 30,2 МДж/м²·сут; по данным за период 1955—1969 гг. здесь отмечались значения более 33,5 МДж/м²·сут: 8 июня 1956 г. было зарегистрировано значение 37,2 МДж/м²·сут.

В октябре отмечается обратная картина: уменьшается размах колебаний суммарной солнечной радиации в зависимости от широты. Так, в Соданкюля 65 % падает на градацию 3,5—10,1 МДж/м²·сут, в Потсдаме, Градец-Кралоуе, Будапеште — около 55 % на 10,2—16,8 МДж/м²·сут, в Афинах и Лиссабоне наиболее часто встречается значение 16,9—23,5 МДж/м²·сут.

Приведенные в табл. 1 данные позволяют не только получить представление о пределе колебаний суточных сумм солнечной радиации, но и судить о внутренней структуре распределения. Наиболее отчетливо это видно по данным изменчивости солнечной радиации в Афинах. В июне и декабре преобладают градации больших суточных сумм (правая асимметрия). Асимметричным распределение представляется в марте и сентябре.

Данные табл. 1 показывают, что и на других станциях ни в один из рассматриваемых месяцев нет нормального распределения; во всех случаях отмечается некоторая асимметричность.

Представляет интерес выяснить обеспеченность в реальных условиях значений суммарной радиации. Для этого, используя ме-

тодику номографирования [3, 4, 5], произведем соответствующую обработку исходных данных, построив на основе расчета обеспеченностей суточных значений суммарной солнечной радиации для годового интервала по данным более 50 станций и за период 15—20 лет номограмму (рис. 1).

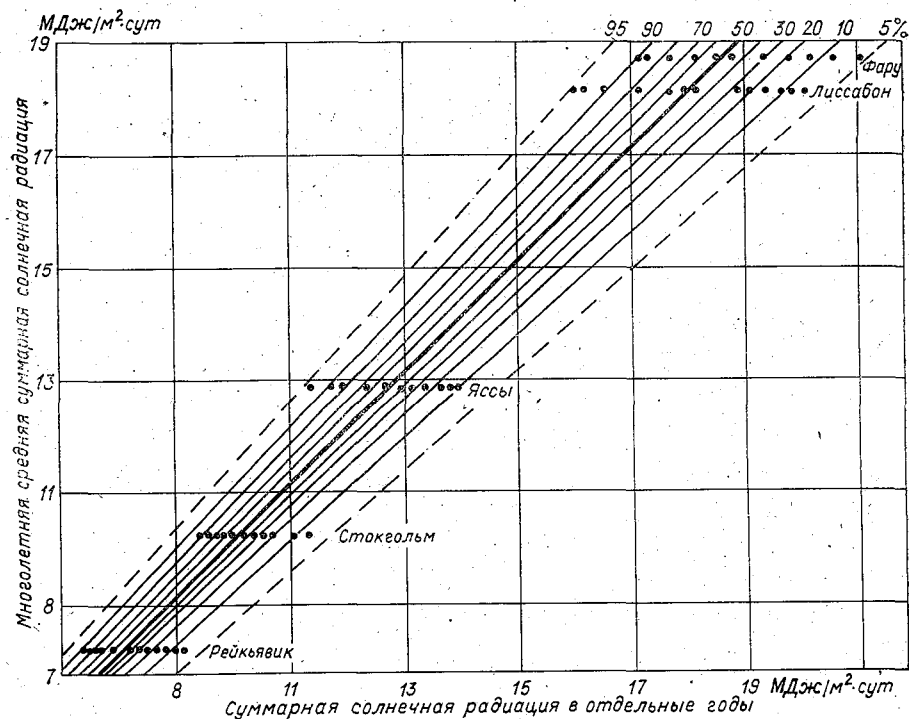


Рис. 1. Номограмма для расчета суточных сумм радиации (МДж/м²·сут).

Номограммы служат средством весьма компактного выражения пространственных закономерностей климата и удобной формой обобщения большого объема информации. Точность снимаемых с номограмм данных зависит от размеров исследуемой территории и от временных интервалов (сутки, месяц, год). Почти для любой метеорологической величины изменчивость уменьшается с увеличением интервала их обобщения. Коэффициенты вариации c_v месячных величин всегда больше годовых, поэтому для номограммы, построенной для года, характерна наибольшая точность исследуемой характеристики.

По вертикальной оси номограммы даны средние многолетние суточные величины суммарной солнечной радиации, а по горизонтальной — значения суммарной радиации, зарегистрированные актинометрическими станциями в отдельные годы за тот же период. В ноле номограммы для примера указаны станции: Фару, Лисса-

бон, Яссы, Рейкьявик. Наклон линий обеспеченности и постепенное расширение этих линий в верхней части номограммы показывает на характер изменчивости значений. Для Лиссабона отмечается наибольшая изменчивость.

В отдельные годы в районах Португалии, Испании, Греции с обеспеченностью 95% возможны суточные суммы солнечной радиации не ниже $17,0 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$ и в 5% случаев она может быть выше $21,0 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$.

В центральных районах Европы разность между наибольшим

и наименьшим значением годовой суммарной радиации по абсолютным данным уменьшается, а наименьшей — отличается в северных районах.

Наиболее плотно линии обеспеченности концентрируются в средней части номограммы (около обеспеченности 50%). В верхней части, правее линий обеспеченностей 20—10% интервал между этими градациями и градациями 10—5% увеличивается.

Таким образом, с помощью номограммы, зная среднее многолетнее значение суммарной радиации легко определить ее значения любой заданной обеспеченности. Данные, снятые с номограммы, можно использовать для определения не только возможных значений суммарной радиации, но и границ ее вариации.

Кроме изменчивости суммарной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность территории Западной Европы, представляет интерес изучение закономерности ее изменчивости в горах.

Для сравнения на рис. 2 приведены инте-

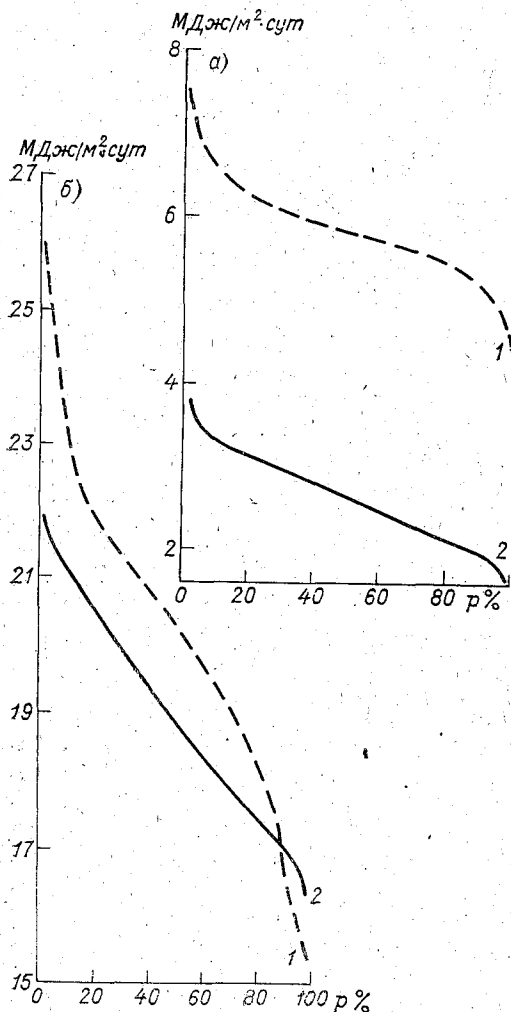


Рис. 2. Интегральные кривые суточных сумм радиации ($\text{МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$) по данным пунктов Вена (1) и Зоннблик (2). Январь (а), июль (б).

гральные кривые суточных величин суммарной солнечной радиации для двух пунктов Австрии: Вена (202 м) и Зоннблик (3106 м). Интегральные кривые за январь и июль для Вены построены по наблюдениям за 37 лет (1938—1974 гг.), для Зоннблик — за 28 (1937—1973 гг.).

Как видно по данным рис. 2 а, суммарная солнечная радиация в горах (Зоннблик) возрастает с увеличением высоты. Здесь значение суммарной солнечной радиации в январе почти в два раза превышает значение суммарной радиации в Вене. Это вызвано тем, что в зимнее время облачность не всегда достигает больших высот, восходящие токи в горах развиты слабо и часто отмечается нисходящее движение воздуха, в долинах же — наоборот, в зимний период облачность весьма значительна из-за преобладания влажных воздушных потоков с Атлантики.

В июле (рис. 2 б) интегральные кривые распределения суммарной радиации в Вене и Зоннблике имеют незначительные различия, их средние при обеспеченности 50% различаются на $1,2 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Действительно, с развитием восходящих токов в теплый период на склонах гор увеличивается облачность, что приводит к сглаживанию потоков солнечной радиации. Однако, как видно из рис. 2 б, интегральная кривая для Зоннблика в точках максимума и минимума суммарной радиации сильно расходится с интегральной кривой, полученной для Вены. Так, в Зоннблике максимум суммарной радиации в июле составил $25,8 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, в Вене $21,7 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, минимум в Зоннблике в июле 1973 г. $15,5 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, в Вене $16,2 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$

Таким образом, суммарная солнечная радиация весьма изменчива на территории Западной Европы. Ее величина меняется в широком диапазоне и зависит от географических и метеорологических факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас теплового баланса земного шара/Под ред. М. И. Будыко.— М.: ГГО, 1963.— 6 с., 69 л. карт.
2. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 228 с., 13 л. карт.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 472 с.
4. Климаты зарубежной Азии/Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 448 л.
5. Климаты Южной Америки/Под ред. А. Н. Лебедева, И. Л. Копанева.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 328 с.
6. Климатический справочник Западной Европы/Под ред. А. Н. Лебедева, И. С. Борушко, А. Ю. Егоровой.— Л., Гидрометеиздат, 1979.— 678 с.
7. Параметры тропического климата для технических целей. Под ред. А. И. Лебедева, В. Н. Лашкова.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 514 с.

В. П. Ходакова

О ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Наблюдения за продолжительностью солнечного сияния ведутся сравнительно давно, однако в климатологическом отношении эта характеристика изучена не достаточно полно. Необходимость исследований колебаний продолжительности солнечного сияния обусловлена существенной зависимостью от нее радиационного и термического режима различных географических районов.

Автором сделана попытка показать колебания продолжительности солнечного сияния в многолетнем ряду наблюдений относительно их многолетних средних значений (нормы). С помощью метода номографирования показать продолжительность солнечного сияния различной обеспеченности. В качестве материала были взяты ежемесячные данные наблюдений и годовые суммы продолжительности солнечного сияния из различных зарубежных источников. Для анализа многолетнего хода использовались данные по Потсдаму (ГДР) однородных наблюдений с 1893 по 1960 г. [4], Женевы и Сентис (Швейцария) — с 1901 по 1960 г. [5]. Номограммы по распределению продолжительности солнечного сияния различной обеспеченности были построены на основании расчетов, опубликованных в [3], выполненных ранее по данным наблюдений более 80 станций различных районов Западной Европы за период не менее 15—20 лет. Анализ многолетнего хода годовых сумм продолжительности солнечного сияния представлен на рис. 1 для трех станций, расположенных в разных климатических и физико-географических условиях. Потсдам (рис. 1 а) в климатическом отношении является представителем умеренно-континентального климата Центральной Европы, Женева и Сентис (рис. 1 б и 1 в) имеют черты, близкие к субтропической зоне Южной Европы, к тому же Сентис расположена в Альпийских горах на высоте 2500 м.

Для определения возможной в данных рядах наблюдений какой-то скрытой периодичности применим метод скользящих средних. Из рис. 1 видно, что 10-летние скользящие средние значения в рассматриваемых рядах сумм продолжительности солнечного

сияния имеют тенденцию к долгопериодичным колебаниям, проявляющимся по-разному. Характер изменения продолжительности солнечного сияния в Потсдаме и Женеве во многом сходен.

В период 1900—1920 гг. скользящая кривая 10-летней средней идет ниже линии нормы, установленной для этих станций, а далее остается выше нормы до 1960 г. Максимальные отклонения числа часов с солнечным сиянием приходятся на 50-е годы.

В Сентисе ход изменения 10-летней средней в отличие от Потсдама и Женевы несколько иной. В период 1900—1928 гг. она, наоборот, выше нормы, а далее изменение ее несколько отличает-

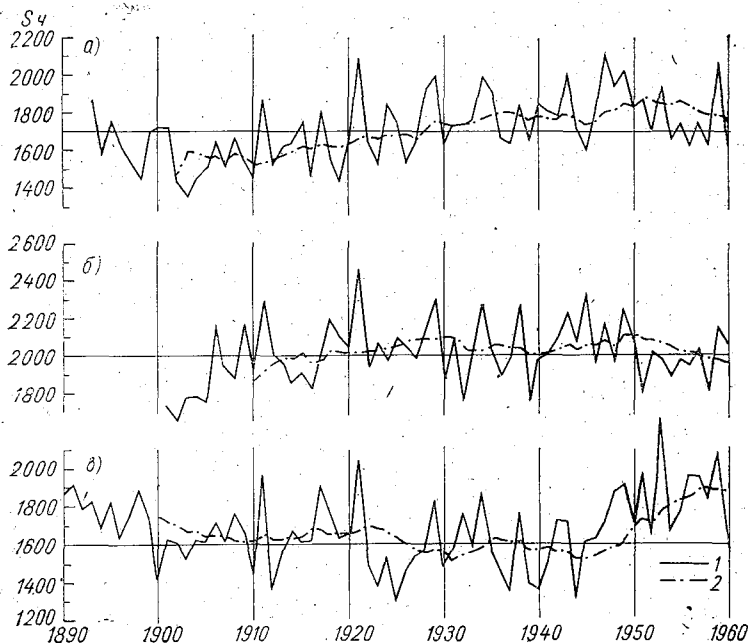


Рис. 1. Вековой ход годовых сумм продолжительности солнечного сияния (часы).

а — Потсдам, б — Женева, в — Сентис.

ся от нормы. Эти различия обусловлены не только физико-географическим положением высокогорной станции Сентис, но и комплексом метеорологических факторов, характерных для этого района. Летом в горах происходит интенсивное развитие восходящих токов, приводящее к развитию облачности и образованию осадков. Годовая норма осадков в Сентисе 2480 мм, она почти в три раза превышает норму в 889 мм в Женеве. Увеличение облачности и осадков, особенно в летний период, вносит значительный вклад в уменьшение общего числа часов солнечного сияния в целом за год.

Применение скользящей средней по 10-летиям ослабило влияние случайных колебаний из года в год и усилило систематические тенденции в рядах солнечного сияния. Однако в повседневной практике, кроме установления общей тенденции изменения величины, большое значение имеет знание их возможных колебаний.

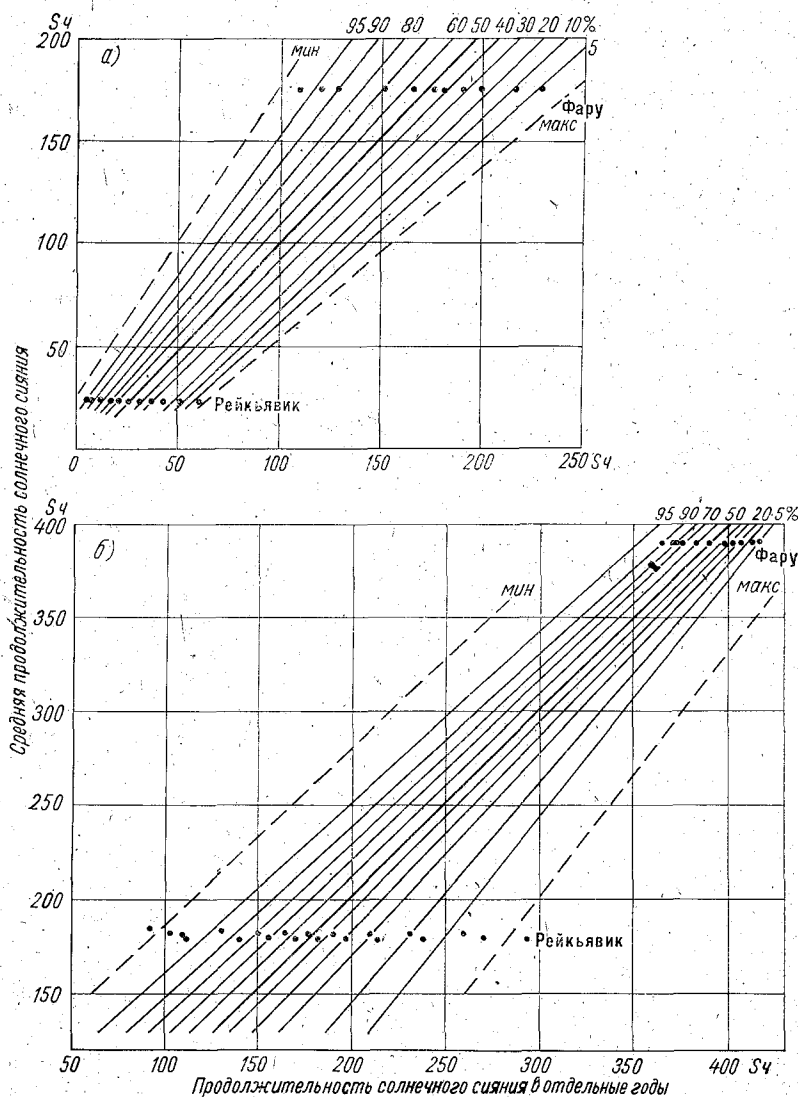


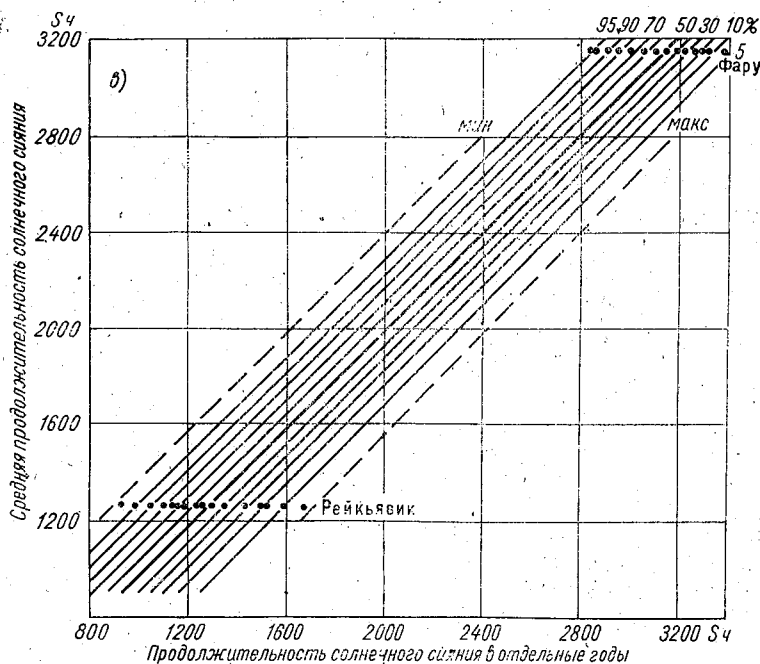
Рис. 2. Номограммы для расчета продолжительности
а — январь,

Многолетнее значение (норма), приведенное на рис. 1, получено путем осреднения годовых сумм продолжительности солнечного сияния за имеющийся период наблюдений. Из рис. 1 видно, как отклонялись от этого уровня значения продолжительности солнечного сияния год от года: кривая изменения получилась с весьма размашистыми зубцами.

Если подсчитать общее число максимальных и минимальных значений по любой кривой рассматриваемых станций, то получим, что их число составляет $2/3$ общего периода наблюдений. Согласно критерию Б. П. Вейнберга [2], в первом приближении можно сказать, что в рассматриваемых рядах отмечается случайный характер изменения исследуемой величины и ряд является бесвязным.

В качестве примера, показывающего важное значение аномальных лет, в частности для сельского хозяйства, можно привести данные, опубликованные в Бюллетене ВМО [1].

Наиболее существенными характеристиками особенностей 1972 г. [1] явились малая продолжительность солнечного сияния в течение зимнего, весеннего и летнего сезонов (особенно в западной и центральной частях европейского континента), холодное лето и теплая осень. Причиной такой значительно меньшей продолжительности солнечного сияния, чем многолетняя средняя,



солнечного сияния (часы).

б — июль, в — год.

явился мощный облачный покров. В Де-Билте (Нидерланды) продолжительность солнечного сияния составила всего 434 часа (одно из наименьших значений для летнего сезона в этом столетии). В Финляндии многие сельскохозяйственные культуры, особенно овес, не получили достаточного количества тепла для вызревания, жатва затянулась из-за дождливой осени, общий ущерб составил почти 100 млн. ам. долларов.

Для обеспечения надежности количественной оценки появления в природе возможной продолжительности солнечного сияния различной обеспеченности были построены номограммы для января, июля и за год (рис. 2). С их помощью по данным средних многолетних значений нетрудно определить возможные экстремальные суммы и суммы часов солнечного сияния по всем градациям обеспеченностей. Номограммы дают представление о том, какие месячные и годовые суммы при соответствующих нормах наиболее вероятны, какие суммы числа часов с солнцем маловероятны и какие из них невозможны. Плотность линий связи и их размах служат указанием на изменчивость продолжительности солнечного сияния. Общий вид номограмм выражает закономерности распределения солнечного сияния по территории Западной Европы.

В январе нижняя часть номограммы (рис. 2 а) показывает закономерности распределения числа часов с солнцем для северных районов Западной Европы. В силу астрономических факторов, малой продолжительности дня и высоты солнца на севере Европы изменчивость числа часов с солнцем мала. При средней продолжительности солнечного сияния 20 ч, она практически не превышает 80 ч.

Верхняя часть номограммы характеризует продолжительность солнечного сияния в южных районах Европы. С увеличением средних месячных сумм изменчивость числа часов с солнцем возрастает. Наибольшие колебания ее в январе отмечаются в Португалии, Испании, Италии и Греции. При средней многолетней сумме в январе 100 ч в 5% случаев число часов с солнцем не выше 200 и в 95% случаев не ниже 50 ч.

Номограмма для июля (рис. 2 б) показывает, что максимальные колебания числа часов с солнцем в отличие от января отмечаются в Центральной и Северной Европе, а минимальные — в Южной.

Так, в Рейкьявике (Исландия) при средней многолетней продолжительности 180 ч возможны колебания значений в пределах 100—300 ч. Для южных районов с увеличением абсолютных значений средней многолетней возможны значительно меньшие отклонения. Так, в Фару (Португалия) средняя многолетняя 380 ч изменяется в пределах 350—450 ч.

Номограмма суммарной продолжительности солнечного сияния, построенная для всего годового периода (рис. 2 в), показывает амплитуду ее годовых колебаний. Она изменяется от 1000 ч в год на севере Европы до 3000 ч на юге. Внешняя форма номограммы

указывает, что межгодовая изменчивость суммы числа часов с солнцем почти одинакова для всех станций Европы, отклонения ее от средней (нормы) в отдельные годы могут достигать порядка 400 ч.

Представленные номограммы показывают, в каких пределах возможны средние месячные продолжительности солнечного сияния в отдельные наиболее солнечные и наиболее пасмурные годы. За пределами обеспеченности 5% лежат средние месячные продолжительности аномально солнечных лет с максимальной продолжительностью солнечного сияния, наблюдающихся реже одного раза в 20 лет, а за пределами обеспеченности 95% лежат минимальные значения числа солнечного сияния аномально пасмурных лет, также наблюдающиеся реже одного раза в 20 лет.

Реальная картина распределения солнечного сияния не может быть получена на основе средних сумм (норм). Экстремальные величины продолжительности солнечного сияния всюду существенно отличаются от норм, и, как мы видели, достигают значительных размеров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Важнейшие явления погоды в 1972 г. Ч. 2. — Бюллетень ВМО, 1978, т. 27, № 4, с. 308—317.
2. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 268 с.
3. Климатический справочник Западной Европы. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 678 с.
4. Meteorologische abhandlungen. B. 32. H. 2. Das Klima von Potsdam. Ergebnisse 60 jahr. Beobachtungen am Meteorologischen observatorium. 1893—1952. — Berlin: 1963. — 222 s.
5. Klimatologie der Schweiz. — Zürich: 1962, Bd. 1, T. I. Sonnensheindauer. — 36 s.

А. Н. Лебедев

О МЕТОДАХ ОБРАБОТКИ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Термический режим является важнейшим элементом климата, определяющим деятельность человека и жизнедеятельность растительного и животного мира. Температура воздуха — это основной показатель тепловых возможностей той или иной страны мира.

В зарубежной климатологии, как правило, пользуются одними средними значениями температуры воздуха: годовыми, сезонными, месячными, декадными и др. Отдельно рассматриваются средние максимальные, минимальные и абсолютные значения температур. Иногда, для отдельных пунктов наблюдений, в отрыве от средних значений, даются повторяемости температур по градациям, чаще через 5°C. Наличие такого изобилия данных для характеристики одного и того же метеорологического элемента вызвано требованиями практики, которая нуждается в более полном освещении тепловых ресурсов территории.

Для примера по некоторым пунктам Западной Европы в табл. 1 даны средние многолетние температуры воздуха по месяцам и за год. Эти данные были получены путем арифметического суммирования средних месячных температур воздуха, наблюдаемых в отдельные годы за длительный период времени. В средних значениях погашены все колебания температур воздуха. Ясно, что многолетняя средняя, вычисленная из этих значений за тот или иной период наблюдений, не сможет дать верного представления о тех изменениях, которые испытывает температура в реальных условиях действительности. При таком подходе к обработке исходной информации истинные колебания температур окажутся сильно заниженными. Покажем это на примере табл. 2.

Данные табл. 2 позволяют получить полную и развернутую картину распределения средних месячных значений во времени. Они показывают, как часто при данных многолетних средних значениях встречаются средние месячные значения за отдельные годы по градациям обеспеченностей 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95% и когда наблюдались самые высокие и самые низкие сред-

Осредняя месячная и годовая температура воздуха

Станция	Период наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рейкьявик	1931—1960	-0,2	0,2	1,5	3,6	6,8	9,8	11,4	10,8	8,5	5,2	2,2	0,4	5,0
Лондон, аэр.	1947—1960	3,8	4,3	6,6	9,3	12,5	15,9	17,6	17,3	14,9	10,9	7,2	4,9	10,4
Валенсия, сбс.	1931—1960	7,0	6,8	8,3	9,4	11,5	13,8	15,0	15,4	14,0	11,6	9,1	7,8	10,8
Дублин, аэр.	1931—1960	4,7	5,1	6,4	8,2	10,6	13,6	15,1	15,0	13,2	10,3	7,4	5,8	9,6
Осло	1931—1960	-4,7	-4,0	-0,5	4,8	10,7	14,7	17,3	15,9	11,3	5,9	1,1	-2,0	5,9
Стокгольм	1931—1960	-2,9	-3,1	-0,7	4,4	10,1	14,9	17,8	16,6	12,2	7,1	2,8	0,1	6,6
Эстерсунд	1881—1960	-8,2	-7,5	-4,2	1,1	6,7	11,6	14,6	12,4	8,1	2,8	-1,8	-5,9	2,5
Хельсинки	1881—1960	-5,3	-6,1	-3,5	2,4	8,8	14,0	17,3	15,7	11,0	5,6	1,1	-2,8	4,9
Копенгаген	1881—1960	0,1	-0,1	1,8	6,1	11,5	15,3	17,3	16,4	13,2	8,7	4,6	1,8	8,1
Париж	1931—1960	3,1	3,8	7,2	10,3	14,0	17,1	19,0	18,5	15,9	11,1	6,8	4,1	10,9
Брюссель	1931—1960	2,1	2,8	6,0	9,4	13,3	16,2	17,8	17,6	15,1	10,6	5,8	3,1	10,0
Цюрих	1881—1960	-0,8	0,7	4,6	8,6	13,1	16,3	17,9	17,2	14,1	8,9	4,1	0,6	8,8
Бонн	1931—1960	1,9	2,5	5,9	9,6	13,8	17,0	18,6	18,0	15,1	10,3	6,3	3,1	10,2
Берлин	1881—1960	-0,4	0,4	3,9	8,3	13,7	16,5	18,3	17,2	13,8	8,8	3,9	0,7	8,8
Вена	1881—1960	-1,2	0,5	4,6	9,5	14,4	17,5	19,4	18,6	15,0	9,6	4,3	0,7	9,4
Прага	1881—1960	-0,7	0,4	4,2	8,9	14,3	17,6	19,4	18,5	14,8	9,3	4,3	0,9	9,3
Варшава	1881—1960	-2,9	-2,2	1,6	7,7	14,0	17,2	19,0	17,7	13,6	8,0	2,7	-1,0	8,0
Будапешт	1881—1960	-1,0	0,8	5,8	11,4	16,7	19,8	21,9	21,1	16,8	11,1	5,2	1,1	11,0
Бухарест	1881—1960	-3,0	-1,0	4,8	11,2	16,8	20,4	22,8	22,4	17,9	11,8	5,1	-0,2	10,8
Лиссабон	1931—1960	10,8	11,6	13,6	15,6	17,2	20,1	22,2	22,5	21,2	18,2	14,4	11,5	16,6
Мадрид	1881—1960	4,7	6,4	9,2	12,1	15,8	20,5	24,3	24,1	19,5	13,6	8,5	5,3	13,7
Гибралтар	1881—1930	12,7	13,1	13,9	15,6	18,1	20,4	22,7	23,6	21,8	18,7	15,6	13,4	17,5
Рим	1881—1960	7,1	8,2	10,8	13,9	18,1	22,1	24,9	24,6	21,5	16,7	11,9	8,4	15,7
Белград	1884—1914, 16—18, 20—60	-0,5	1,2	6,4	11,8	16,8	20,1	22,2	21,6	17,8	12,5	6,6	2,0	11,5
София	1881—1882, 87—1963	-2,0	0,0	4,9	10,4	15,3	18,8	21,2	20,7	16,5	11,1	5,2	0,3	10,2
Тирана	1931—1960	7,3	8,3	10,6	14,4	18,4	24,4	25,0	24,9	21,8	17,4	12,9	9,2	16,0
Афины	1811—1960	8,5	8,8	11,1	14,6	19,7	24,0	27,0	26,7	22,8	18,1	13,9	10,5	17,1

Средняя месячная температура воздуха (°C) различной обеспеченности

Станции	Средн. °C	Макс. °C	Год	Обеспеченность, %												Мин.	
				5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	°C	год	
Январь																	
Осло	-4,7	1,4	1930	0,5	-0,5	-1,7	-2,4	-3,1	-4,4	-5,2	-5,8	-6,7	-8,0	-11,2	-13,0	1941	
Эстерсунд	-8,7	-0,4	1973	-1,1	-2,5	-6,8	-7,9	-8,4	-9,0	-10,2	-11,0	-11,5	-12,0	-13,2	-15,3	1966	
Берлин	0,0	5,0	1921	4,0	3,3	2,5	1,6	1,0	0,4	-0,1	-1,7	-2,4	-3,2	-5,8	-9,6	1940	
Вена	-0,9	4,8	1916	4,3	2,4	1,5	0,9	0,4	-0,6	-1,6	-2,4	-3,1	-4,6	-5,9	-9,3	1942	
Париж	3,3	7,8	1932	7,0	6,2	5,3	4,6	4,2	3,6	3,0	2,2	1,0	0,0	-0,9	-2,4	1940	
Бухарест	-2,6	4,2	1936	2,6	1,4	0,4	-0,4	-1,2	-2,7	-3,8	-4,7	-5,7	-6,7	-7,5	-10,3	1942	
Апрель																	
Осло	4,8	8,9	1921	7,6	6,6	6,1	5,8	5,4	4,8	4,3	3,9	3,5	2,7	2,0	1,6	1958	
Эстерсунд	1,2	4,5	1952	3,8	2,9	2,2	1,7	1,4	1,0	0,7	0,3	-0,2	-0,8	-1,3	-1,9	1966	
Берлин	8,7	12,4	1952	11,9	11,4	10,4	9,8	9,2	8,7	8,2	7,5	7,0	6,2	5,9	5,4	1929	
Вена	9,6	12,8	1952	12,7	12,0	11,0	10,3	10,0	9,6	9,2	8,4	7,9	7,4	6,8	6,4	1929	
Париж	10,0	13,2	1949	12,6	12,1	11,3	10,7	10,4	9,9	9,5	9,1	8,6	8,2	7,8	6,3	1917	
Бухарест	11,4	15,4	1950	14,4	13,6	12,8	12,2	11,9	11,4	11,1	10,6	10,0	9,2	8,4	7,5	1929	
Июль																	
Осло	17,3	22,7	1901	20,0	19,2	18,5	18,1	17,6	17,3	16,8	16,3	15,8	15,0	14,4	13,8	1960	
Эстерсунд	13,6	16,3	1973	16,1	15,9	14,7	14,2	13,7	13,4	13,1	12,9	12,5	11,9	11,6	11,4	1964	
Берлин	19,0	21,1	1901	20,7	20,5	20,1	19,8	19,5	19,2	18,8	18,4	17,9	17,3	16,9	16,1	1954	
Вена	19,4	21,6	1928	21,4	21,2	20,7	20,3	20,0	19,5	19,0	18,6	18,2	17,7	17,4	16,2	1913	
Париж	18,6	21,7	1921	21,4	20,9	20,2	19,8	18,8	18,2	17,8	17,8	17,3	16,7	16,1	15,2	1920	
Бухарест	22,9	25,7	1936	25,1	24,5	24,0	23,5	23,1	22,7	22,4	22,1	21,9	21,6	21,3	20,1	1913	
Октябрь																	
Осло	5,7	9,7	1907	8,7	8,0	7,2	6,7	6,4	5,8	5,2	4,6	4,2	3,7	3,0	2,5	1960	
Эстерсунд	3,7	7,9	1961	7,2	5,8	5,5	5,0	4,5	3,9	3,6	2,8	1,5	0,4	0,1	0,0	1960	
Берлин	9,5	13,3	1907	11,8	11,3	10,6	10,4	9,8	9,5	9,3	8,8	7,9	7,3	6,7	5,8	1905	
Вена	9,6	13,5	1907	11,7	11,3	10,8	10,3	9,9	9,6	9,2	9,0	8,5	7,5	6,7	5,7	1905	
Париж	10,8	14,0	1921	12,9	12,4	11,9	11,6	11,3	11,0	10,8	10,3	9,8	9,0	8,2	6,8	1905	
Бухарест	11,8	17,0	1932	15,2	14,2	13,9	12,6	12,0	11,6	11,4	11,1	10,4	9,4	8,9	7,0	1920	

ние месячные температуры воздуха за обработанный период наблюдений. Так, по наблюдениям в Осло, за период 1931—1960 гг. средняя многолетняя температура января была равна $-4,7^{\circ}\text{C}$ (табл. 1). Из табл. 2 видно, что при данном среднем многолетнем значении средние месячные температуры воздуха в течение указанного периода наблюдений варьируют в весьма широких пределах: от $1,4$ до $-13,0^{\circ}\text{C}$. Амплитуда колебаний более 14°C . Велики эти пределы и для станций, расположенных южнее.

Анализ табл. 2 показывает, что средние многолетние температуры воздуха хорошо согласуются со средними месячными температурами, соответствующими обеспеченности 50%. Расхождения в показаниях значений не превышают $0,4^{\circ}\text{C}$. Как правило, они либо совпадают друг с другом, либо отличаются друг от друга на $0,1$ — $0,2^{\circ}\text{C}$. Это и говорит о том, что распределение температур во времени подчинено нормальному закону или близкому к нему. Это очень важный вывод. Он имеет большое практическое значение и позволяет широко пользоваться методами, разработанными в математической статистике для оценки надежности получаемых данных.

Какова же точность определения многолетних средних значений, полученных на основе данных средних месячных?

Из статистики известно, что точность средних величин зависит от изменчивости исследуемого объекта. Чем большей изменчивостью обладает объект, тем меньше его точность (надежность). Изменчивость объекта определяется с помощью среднего квадратического отклонения σ и коэффициента изменчивости (вариации) c_v , которые определяются по формулам:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - x_0)^2}{n}}, \quad (1)$$

$$c_v = \frac{\sigma}{x_0}, \quad (2)$$

а основная ошибка средней находится из соотношения

$$\sigma_{x_0} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}. \quad (3)$$

По данным [1] и других работ, средние квадратические отклонения средних месячных температур зимнего времени значительны. В северных континентальных районах Скандинавии и Польши, где амплитуда между теплыми и холодными январями достигает 13 — 15°C , средние квадратические отклонения изменяются в пределах $3,0$ — $4,0^{\circ}\text{C}$. Велики амплитуды и для южных районов. Здесь средние квадратические, как правило, больше $2,0^{\circ}\text{C}$. Только в типичных субтропических районах, какими являются южные области Пиренейского и Апеннинского полуостровов, средние квадратические отклонения январских температур не всегда превышают июльские.

Следует еще раз подчеркнуть, что вычисления средних квадратических отклонений были выполнены не на основе конкретных

изменений температуры в течение месяца, а на базе средних месячных данных за отдельные годы. Иными словами, канвой для расчета служили сглаженные значения, в которых были погашены все индивидуальные изменения температур, наблюдаемые в реальных условиях среды. Поэтому истинные колебания температуры будут намного больше тех, которые приведены выше.

Чтобы убедиться в этом, необходимо было произвести обработку данных на материалах ежедневных наблюдений, так как только на этой основе могут быть выявлены возможные колебания температур, которые были зафиксированы в данных пунктах за тот или иной период работы метеорологической станции.

Однако выполнение такой задачи на материалах зарубежной территории сопряжено с большими трудностями ввиду разнохарактерности исходной информации. Метеорологические архивы СССР еще пестрят значительными пропусками в поступлении текущих материалов наблюдений. Довольно сложным оказался вопрос, связанный с подбором материалов за один и тот же период наблюдений. Отсутствие единых и достаточно длинных периодов наблюдений сильно затрудняли не только анализ исходных данных, но и вычисление оценок погрешности средних многолетних. Между тем эти вопросы в современной климатологии имеют первостепенное значение, хотя им еще не всегда уделяется должное внимание.

Однако, как показывает многолетний опыт работы с метеорологическим материалом наблюдений, можно, пользуясь и короткими рядами, получить достаточно убедительные результаты. Исходя из этих соображений были отобраны отдельные станции, находящиеся в различных географических условиях среды, и для них на материалах ежегодных наблюдений были вычислены вероятностные характеристики температур воздуха различной обеспеченности. При этом использованный в обработке период наблюдений не всегда охватывает даже 5 лет и не везде он однороден по времени. Рассмотрим данные некоторых станций, взятые из «Климатического справочника Западной Европы» [1] (табл. 3). Анализ данных табл. 3 показывает, что вся имеющаяся информация по температуре воздуха представлена в одной компактной форме, в которой, наряду со средним месячным значением, вычисленным за короткий период наблюдений, даны абсолютные значения максимальной и минимальной температуры воздуха, а также значения температур различной обеспеченности.

Эти данные позволяют установить, что истинные значения амплитуд колебаний температуры, взятые за пятилетний период наблюдений, очень сильно отличаются от данных, приведенных в табл. 2.

По данным табл. 2, амплитуда колебаний температуры воздуха в январе на станции Осло равна $14,4^{\circ}\text{C}$, а по данным табл. 3 $28,8^{\circ}\text{C}$, т. е. в два раза больше. Аналогичные ситуации отмечаются в январе и на других станциях. Даже для июля амплитуда колебаний в Осло достигает $17,5^{\circ}\text{C}$, в Париже $19,4^{\circ}\text{C}$, в Берлине $27,7^{\circ}\text{C}$

Таблица 3

Средняя месячная температура воздуха (°C) различной обеспеченности (по ежедневным наблюдениям)

Средняя месячная температура воздуха (°C) в различных городах																			
Станции	Сред- няя		Макс °C	год	Обеспеченность, %												Мин. °C		год
	°C	5			10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	°C				
Январь																			
Дублин	3,9	12,8	1960	10,4	9,0	7,2	6,1	5,3	4,3	3,4	2,6	1,7	0,0	-1,0	-6,0	1962			
Осло	-3,9	11,8	1973	4,0	2,4	0,8	-0,4	-1,6	-3,9	-4,4	-5,8	-7,0	-9,3	-11,3	-17,0	1970			
Стокгольм	-2,2	7,0	1973	4,6	3,2	2,0	1,0	0,0	-1,0	-2,2	-3,5	-5,0	-7,6	-10,0	-18,4	1970			
Берлин	-0,8	11,4	1959	7,5	6,1	4,4	3,2	2,2	0,8	-0,8	-3,0	-5,6	-8,9	-11,0	-18,9	1963			
Вена	-1,3	11,3	1971	6,6	4,8	2,8	1,6	0,7	-0,3	-1,6	-3,2	-5,0	-7,4	-9,1	-13,7	1968			
Париж	3,5	13,1	1916	10,8	9,8	8,4	7,0	5,6	4,5	3,2	1,8	0,0	-3,0	-8,1	-10,4	1914			
Бухарест	-3,0	8,9	1965	4,5	2,8	1,0	-0,1	-1,0	-1,9	-2,9	-4,4	-6,3	-9,1	-10,8	-15,7	1967			
Апрель																			
Дублин	8,5	15,7	1963	13,6	12,6	11,4	10,4	9,4	8,5	8,0	7,3	6,2	4,8	3,8	-1,4	1963			
Осло	4,0	14,9	1972	11,4	9,7	7,7	6,5	5,7	4,8	4,0	3,2	2,0	1,0	0,0	-5,5	1970			
Стокгольм	3,7	14,6	1969	10,7	9,2	7,1	6,0	5,2	4,4	3,8	2,8	2,0	0,7	0,0	-6,4	1970			
Берлин	9,7	28,4	1962	19,0	17,1	14,2	12,3	10,9	9,7	8,5	7,1	5,6	3,9	2,6	-1,2	1960			
Вена	10,8	26,6	1968	20,1	18,6	15,7	13,6	11,8	10,7	9,4	8,1	6,7	4,8	3,5	0,4	1968			
Париж	9,5	25,1	1913	20,5	17,2	13,3	11,5	10,3	9,2	8,0	6,7	5,3	3,6	2,7	-1,5	1915			
Бухарест	11,9	27,0	1968	23,0	20,6	17,5	15,0	13,2	11,7	10,2	8,6	7,1	5,1	3,6	-6,3	1965			
Июль																			
Дублин	14,4	23,2	1959	19,0	18,0	16,8	16,0	15,1	14,3	13,7	13,1	12,5	11,7	10,9	8,3	1961, 63			
Осло	16,8	28,0	1973	25,7	24,4	21,8	20,1	18,7	17,8	16,9	16,0	14,8	13,3	12,4	10,5	1970			
Стокгольм	19,3	31,0	1969, 73	27,0	25,5	23,2	22,2	21,0	19,9	18,9	17,7	16,2	14,6	13,7	11,1	1970			
Берлин	18,1	36,0	1959	24,4	25,0	22,6	20,8	19,3	18,0	17,0	16,0	15,0	13,5	12,1	8,8	1960			
Вена	20,6	34,2	1968	30,0	28,0	25,1	23,2	21,9	20,7	19,5	18,1	16,6	14,5	13,5	10,3	1971			
Париж	17,2	29,5	1914	24,2	22,3	20,3	19,0	17,9	16,8	15,9	15,0	14,1	13,3	12,5	10,1	1913			
Бухарест	22,6	37,7	1968	32,0	30,1	27,7	25,8	24,0	22,4	21,0	19,7	18,5	17,0	15,8	11,8	1964			
Октябрь																			
Дублин	10,8	19,8	1959	16,2	15,1	13,5	12,7	12,0	11,3	10,5	9,4	8,4	7,0	5,9	1,6	1960			
Осло	6,1	17,0	1973	13,4	12,0	10,3	9,3	8,3	7,4	6,2	5,0	3,1	1,0	-0,4	-9,1	1973			
Стокгольм	6,9	18,2	1973	14,3	12,6	11,0	9,9	8,8	8,0	7,0	5,7	4,1	2,6	1,4	-3,6	1973			
Берлин	10,1	24,2	1962	17,6	15,4	13,5	12,2	11,0	10,1	9,2	8,3	7,3	5,8	4,4	-0,3	1963			
Вена	10,5	21,6	1967	18,7	17,3	15,0	13,4	12,0	10,8	9,7	8,4	6,9	4,9	3,4	-2,4	1972			
Париж	9,9	24,6	1917	17,2	15,6	13,7	12,5	11,4	10,2	9,0	7,9	6,5	4,7	3,5	-1,8	1916			
Бухарест	12,7	32,1	1964	22,6	20,1	17,4	15,5	13,9	12,6	11,4	10,2	8,4	6,0	4,4	-0,6	1965			

и т. д., что указывает на наличие почти одинаковых изменений колебания температуры воздуха в холодное и теплое время года.

Столь сильная изменчивость температуры воздуха во времени отрицательно сказывается на надежности средних значений температуры, о чем было указано при анализе данных табл. 2. Поэтому важно и нужно обращать особое внимание на методы обработки материалов наблюдений.

Простое сопоставление средних месячных температур воздуха табл. 2 и 3 показывает, что, несмотря на использование в табл. 3 периода наблюдений иногда менее 5 лет, данные средних значений сравнительно хорошо согласуются друг с другом. Расхождения в средних данных не превышают 1°C и чаще составляют $0,5^{\circ}\text{C}$.

Сравнение средних данных со значениями температур обеспеченностью 50% показывает, что расхождения не превышают 1°C в январе, а в остальные месяцы года либо совпадают друг с другом, либо отличаются друг от друга менее чем на $0,5^{\circ}\text{C}$. Это говорит о том, что характер распределения ежедневных температур подчиняется нормальному закону распределения или близкому к нему.

Естественно ожидать, что увеличение периода ежедневных наблюдений подтвердит полученный вывод. Это и понятно, так как при большом числе испытаний частота появления событий остается почти постоянной. Этот эмпирический факт, отмечаемый многими учеными, впервые был теоретически обоснован еще Яковом Бернулли, который установил связь между вероятностью события и частотой его появления. Устойчивость частоты (m/n) подтверждает наличие закономерностей, лежащих в основе распределения температур воздуха.

Анализ данных табл. 3 показывает, что для исследователя совсем не безразлично, как будут обработаны исходные материалы наблюдений. В одном случае они приведут к адекватному отображению действительности, а в другом — исказят ее, о чем весьма убедительно свидетельствуют материалы табл. 3.

Средние значения, приведенные в табл. 1, представляют ограниченный интерес, поскольку они изолированы от всех других средних характеристик. Однако поскольку характер распределения температур воздуха во времени подчинен нормальному закону распределения или близкому к нему, а сами средние мало отличаются от значений обеспеченности 50%, то их внутреннее содержание может быть раскрыто с помощью метода номограмм (рис. 1). Для этого достаточно отыскать на оси ординат среднее значение температуры и из этой точки мысленно провести прямую линию, параллельную оси абсцисс. Из точек пересечения прямой линии с наклонными линиями графика опустить перпендикуляры на ось абсцисс и с нее снять абсолютные значения максимальных и минимальных температур воздуха, а также значения температуры по градациям обеспеченности 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%.

Применение средних значений без учета временных изменений

температуры могут привести к существенным ошибкам при решении многих практических задач. Неудивительно поэтому, что средние значения, оторванные от их конкретного содержания, неоднократно подвергались в метеорологической литературе крайне резкой, но справедливой критике, как со стороны некоторых крупных специалистов климатологов, так и потребителей метеорологической информации.

Для практических целей известный интерес представляют и данные табл. 2, поскольку они позволяют охарактеризовать тепловое состояние атмосферы во времени и показать, в каком соотношении находятся средние месячные данные отдельных лет со

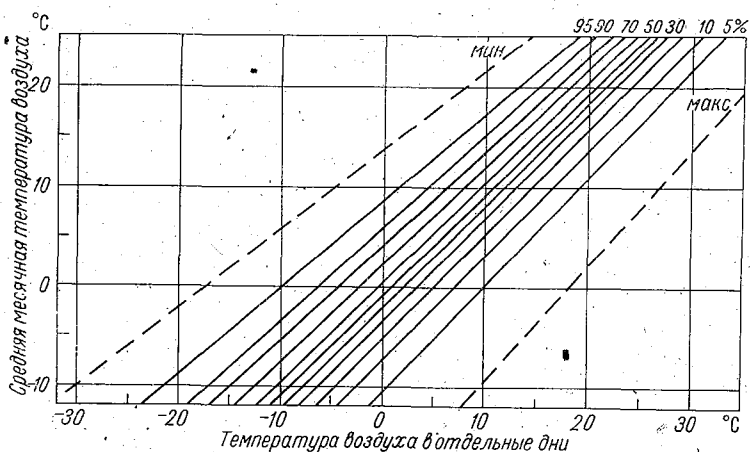


Рис. 1. Номограмма для расчета температуры воздуха различной обеспеченности (по ежедневным наблюдениям).

средним многолетним значением. Для некоторых практических целей нужны и такие данные. Но наиболее полную и исчерпывающую картину тепловых ресурсов показывают ежедневные наблюдения, обработанные с помощью вероятностного метода обеспеченностей. Эти данные легли в основу построения номограммы.

Вероятностный метод обеспеченностей и метод построения номограмм достаточно подробно рассмотрены в работах [2, 3, 4]. В зарубежной климатологии до сих пор для исследований предпочитают средние значения, которые берутся в отрыве от тех значений, из которых они получены. Применение таких характеристик неизбежно приведет к неполноценному освещению реальных условий термического режима. Именно поэтому мы так подробно остановились на использовании вероятностного метода исследований и анализе полученного материала.

Приведенный подробный анализ фактического материала дается впервые. Он окажет содействие наиболее эффективному приме-

нению вероятностного метода обеспеченностей в научных исследованиях.

Это единственный метод, с помощью которого можно получить полное представление о структуре любой метеорологической величины и выявить закон, которому подчиняются индивидуальные значения во времени и пространстве. Знание структурных особенностей средних данных значительно обогащает содержание метеорологической информации и вооружает практиков надежным материалом, учитывающим вероятность их осуществления в реальных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатический справочник Западной Европы.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— с. 678.

2. Лебедев А. Н. Методы исследования климатов земного шара.— В кн.: Итоги науки и техники. Сер. Метеорология и климатология Т. 2.— М.: ВИНТИ, АН СССР, 1974.— с. 191—220.

3. Лебедев А. Н. Приложение метода номограмм к исследованиям климатических закономерностей в тропических и экваториальных широтах.— Труды ГГО, 1965, вып. 182.— с. 94—112.

4. Лебедев А. Н. Распределение дат устойчивого перехода температуры воздуха через определенные пределы.— В кн.: Аэроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель/Под ред. Ф. Ф. Давыта.— Л.: Гидрометеиздат, 1955.— с. 55—98.

А. Ю. Егорова

ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОЙ ЕВРОПЫ

Влажность воздуха является одним из основных элементов, определяющих возникновение коррозии и скорость ее распространения. Как показали проведенные ранее исследования [1, 2], при относительной влажности 70% и более коррозия развивается достаточно устойчиво, это значение может считаться критическим. Поскольку возникновение и скорость атмосферной коррозии определяются также увлажнением поверхности при высокой относительной влажности воздуха и соответствующих температурах, наиболее показательными характеристиками условий коррозии могут служить температурно-влажностные комплексы, рассчитанные по синхронным метеорологическим наблюдениям.

Методика расчета комплексных характеристик и оценка их надежности рассмотрена в работах по климатам тропической зоны [3, 4, 5], в которых выборка исходных данных производилась по относительной влажности через 5% и по температуре через 1°C. Как правило, температурно-влажностные комплексы даются в суммарной продолжительности либо в процентах, но чаще всего в часах. В данной статье исходной информацией для получения таких комплексов послужили срочные ежедневные наблюдения за период с 1969 по 1974 г. по отдельным пунктам Южной Европы — Лиссабон (Португалия) и Милан (Италия), Салоники (Греция). Эти пункты в известной степени отражают некоторые типичные черты средиземноморского климата.

Южная Европа занимает главную часть обширной географической области, именуемой в литературе «Средиземье». Эта область прилегает к Средиземному морю и тесно связана с ним в формировании и развитии климата.

Температурные условия, так же как и режим увлажнения в Южной Европе, представляют весьма сложную картину в зависимости от положения местности по отношению к морским воздушным течениям, а также от высоты и расчлененности рельефа. Однако при всем разнообразии этих условий в отдельных райо-

нах прослеживаются и общие закономерности в распределении тепло- и влагосодержания во времени и в пространстве.

Закономерности распределения температурно-влажностного режима Пиренейского полуострова представлены данными станции Лиссабон.

Пиренейский полуостров в целом представляет собой область довольно резких контрастов рельефа, ландшафта и климата, чем он заметно отличается от остальных районов Западной Европы. Подчеркивая эту особенность полуострова, его иногда называют «Маленькой Африкой». Вместе с тем по характеру природных ус-

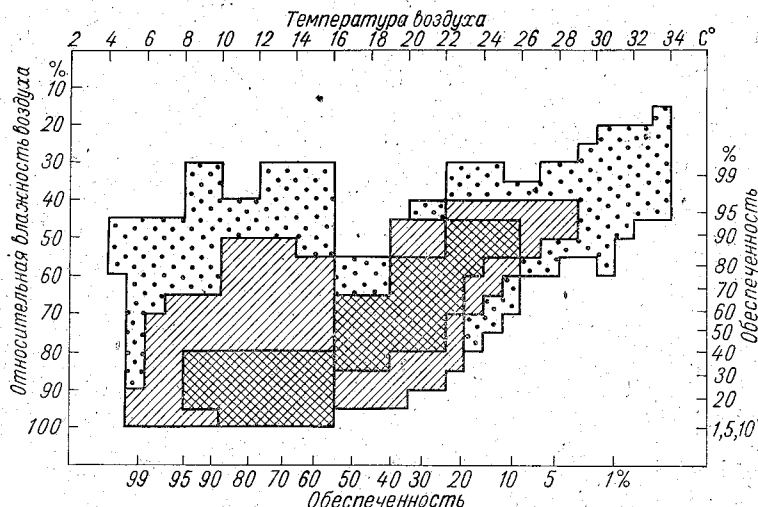


Рис. 1. График комплексов температуры и относительной влажности воздуха. Год. Лиссабон.

ловий в общих чертах он близок к остальным районам Южной Европы и принадлежит к единой Средиземноморской области. В связи с этим особенности распределения тепло- и влагосодержания Пиренейского полуострова можно до некоторой степени распространить и на южные области Апеннинского и Балканского полуостровов. Таким образом, климат Пиренейского полуострова может быть определен как океаническая разновидность средиземноморского. Доминирующими воздушными потоками в этом районе (как, впрочем, и во всей Западной Европе) являются морские массы, благодаря которым Южная Европа получает много влаги.

Лиссабон характеризуется мягкой теплой зимой и жарким довольно сухим летом. В течение года здесь выпадает в среднем 706 мм осадков с минимальным количеством (5 мм) в июне и максимальным (100 мм) в ноябре. Эта сезонность в выпадении осад-

ков четко прослеживается и по температурно-влажностным комплексам.

На рис. 1 и 2 представлены вероятность синхронных характеристик температуры и влажности воздуха за год и интегральные кривые. Прежде всего обращает на себя внимание большое количество различных вариантов комплексов, что указывает на большую суточную изменчивость температуры и влажности воздуха. Каждому температурному пределу свойствен определенный интервал значений относительной влажности. Так, в годовом цикле в Лиссабоне амплитуда колебания температуры составляет 30°C , влажности воздуха 80%. Полностью отсутствуют отрицательные значения температуры, влажность ниже 15% не опускается. Наиболее многочисленны комплексы при температурах от 12 до 16°C , влажности от 80 до 100%, а также при температурах от 18 до 26°C , влажности от 50 до 70%.

Представленный на рис. 1 общий вид распределения тепло- и влагосодержания в Лиссабоне не отражает тесной взаимосвязи между этими элементами, но вместе с тем в наиболее часто встречающихся комплексах вполне четко прослеживается закономерность, при которой повышение температуры происходит при постепенном понижении влажности воздуха, и наоборот. Это и понятно, поскольку распределение влагосодержания определяется температурным режимом и циркуляционными факторами. В зимнее время Западная Европа почти целиком лежит в поясе преобладающих западных воздушных потоков. На этот период приходится и максимальное влагосодержание. Летом эта зона западных ветров смещается несколько к северу, захватывая и южную часть Европы, вследствие чего резко сокращается общее количество переносимого водяного пара с юга Атлантики на материк. Отсюда следует, что температурно-влажностный режим Лиссабона имеет четко выраженный сезонный ход. Однако все изменения в сезонном ходе температурно-влажностного режима происходят главным образом за счет годового хода температуры. Относительная влажность остается сравнительно устойчивой характеристикой, и хотя и она

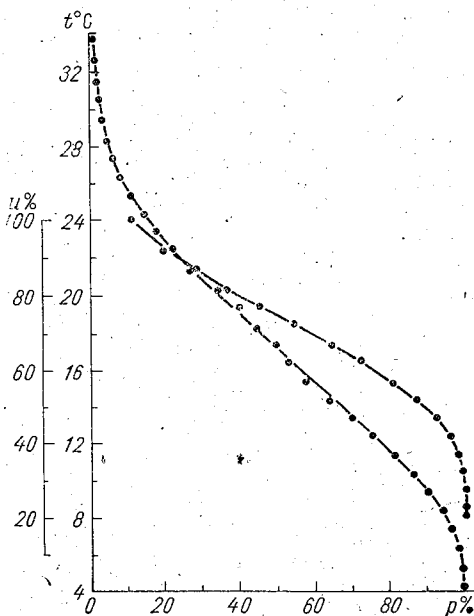


Рис. 2. Интегральные кривые распределения температуры и относительной влажности воздуха. Год. Лиссабон.

Январь. Милан

Суммарная продолжительность, ч

Обеспеченность

%

t°C и%	4,1— 5,0	5,1— 6,0	6,1— 7,0	7,1— 8,0	8,1— 9,0	9,1— 10,0	10,1— 11,0	11,1— 12,0	12,1— 13,0	Суммарная продолжи- тельность, %	Вероят- ность, %	Обеспече- ность	
												ч	%
11—15				1						1	0,1	744	100
16—20										—	—	—	—
21—25										1	0,1	743	99,9
26—30										—	—	—	—
31—35										—	—	—	—
36—40										—	—	—	—
41—45										—	—	—	—
46—50										2	0,2	742	99,8
51—55	1	3	1	3						11	1,1	740	99,6
56—60	5	3		1						21	3,1	729	98,5
61—65	1	5	3	1	3				1	23	3,3	708	95,4
66—70	8	3		3	3			5		38	5,1	685	92,1
71—75	6	5	5	1		1				52	7,1	647	87,0
76—80	7	7		3	1					77	10,3	595	79,9
81—85	8	5	3			1				79	10,6	518	69,6
86—90	8	3	3	1	3					101	13,5	439	59,0
91—95	15	3		3	3					134	18,0	338	45,5
96—100	16	29	3							159	21,3	204	27,5
	1	7	1	1						45	6,2	45	6,2
Суммарная продолжительность, ч	76	73	19	19	13	2	—	5		744	100		
Вероятность, %	10,4	9,4	2,5	2,5	1,1	0,2	—	0,7					
Обеспеченность { ч	208	132	59	40	21	8	—	6					
%	26,9	16,5	7,1	4,6	2,1	1,0	—	0,8					

Таблица 2

Вероятность (ч) синхронных характеристик температуры (°С) и относительной влажности воздуха (%).
Июль. Милан

t°С u%	15,1— 16,0	16,1— 17,0	17,1— 18,0	18,1— 19,0	19,1— 20,0	20,1— 21,0	21,1— 22,0	22,1— 23,0	23,1— 24,0	24,1— 25,0	25,1— 26,0	26,1— 27,0	27,1— 28,0
	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%	u%
16—20									2		2	2	2
21—25				1			3		5		5	2	5
26—30				2		2	2			2	4	3	5
31—35											7	4	9
36—40						3	2	2		2	3	12	2
41—45							3	2	4	5	8	3	13
46—50		1				4		2	3	7	2	7	4
51—55				2		3	3	10	6	4	8	11	7
56—60				2	7	2	4	7	6	11	9	8	2
61—65			1	3	5	8		9	9	11	7	2	5
66—70				2			3	11	6	8	3	8	2
71—75		1		5	5	3	3	10	7	8	2	2	2
76—80	1			2	9	7	3	5	7	2	2		
81—85		1	3	5	10	8	7	3	2	2		2	
86—90				3	2			3	2				
Суммарная продолжительность, ч	1	3	7	27*	38	50	33	64	54	62	62	66	58
Вероятность, %	0,1	0,4	0,9	3,6	5,1	6,8	4,5	8,7	7,3	8,1	8,1	9,0	7,8
Обеспеченность { ч	744	743	740	733	706	668	618	585	521	467	405	343	277
%	100	99,9	99,5	98,6	95,0	89,9	83,1	78,6	69,9	62,6	54,5	46,4	37,4

$t^{\circ}\text{C}$ и %	28,1— 29,0	29,1— 30,0	30,1— 31,0	31,1— 32,0	32,1— 33,0	33,1— 34,0	34,1— 35,0	35,1— 36,0	36,1— 37,0	Суммарная продолжи- тельность, ч	Вероят- ность, %	Обеспечен- ность	
												ч	%
16—20	3		1							12	1,1	744	100
21—25	2	2				1				22	3,2	732	98,9
26—30	5							1		21	3,2	710	95,7
31—35	10	7	2	2	7			1	1	57	7,7	689	92,5
36—40	8	3	8	7	7	2	1			62	8,4	632	84,8
41—45	7	8	17	8	2	2	1			81	11,0	570	76,4
46—50	21	10	8	1			1			70	9,2	489	65,4
51—55	14	4	4							76	10,3	419	56,2
56—60	2	2	3							65	8,9	343	45,9
61—65	4	4	3							72	9,3	278	37,0
66—70		4	4							60	7,9	206	27,7
71—75	2	2				1				52	7,1	146	19,8
76—80	3									41	5,5	94	12,7
81—85										43	5,9	53	7,2
86—90										10	1,3	10	1,3
Суммарная продолжительность, ч	81	46	46	18	16	5	4	2	1	744			
Вероятность, %	11,0	6,3	6,3	2,4	2,1	0,7	0,5	0,2	0,1		100		
Обеспеченность	219	138	92	46	28	12	8	3	1				
	29,6	18,6	12,3	6,0	3,6	1,5	0,8	0,3	0,1				

может варьировать почти во всем диапазоне наблюдаемых значений (от 10 до 100 %).

Если рассмотреть комплексы в их непрерывной продолжительности, то можно отметить, что наиболее устойчивыми и продолжительными оказались комплексы при температуре от 11 до 15°C и влажности от 80 до 100%, а так же при температуре 18—25°C и влажности 50—70 %. На их долю приходится 135 ч годового цикла. Четко прослеживается тенденция убывания продолжительности комплексов при температуре 25°C и влажности более 50%. По приведенным данным, условия климата Лиссабона определяются режимом высокой относительной влажности воздуха и умеренно-высоких температур. Если же температурный предел увеличить, например, нижний предел опустить до 6°C, а верхний поднять до 30°C, то вероятность сравнительно высоких значений влажности воздуха увеличится до 60%. Следовательно, общий высокий уровень значений температуры и относительной влажности воздуха является характерной чертой климата Лиссабона.

Температурно-влажностный режим Милана имеет много общих черт с режимом Лиссабона, поскольку Апеннинский полуостров в климатическом отношении также относится к Атлантико-Средиземноморской области. Однако в силу своего географического положения климат Милана имеет некоторые различия.

Милан расположен на севере Италии, в районе Ломбардской низменности. Находясь на довольно значительном удалении от моря, он испытывает влияние океанических и континентальных воздушных масс. Показателями влияния моря служат комплексы из высоких значений влажности (75—95%) и сравнительно умеренных температур (2—6°C), на долю которых приходится в январе около 50% всей статистической совокупности (табл. 1). Показателями континентальности можно считать сочетания высоких значений температур (20—30°C) и низких значений влажности (50—30%). По продолжительности действия эти комплексы занимают около 70% времени (табл. 2). Каждая из кривых, представленных на рис. 2, выражает структуру изменчивости значений, рассматриваемых в отдельности.

В данных табл. 2 обращает на себя внимание высокий уровень влажности воздуха, которая в течение всего января в редких случаях наблюдалась ниже 60%. Суточные колебания температуры января находились в пределах от —8 до 13°C. Зима в Милане более холодная, чем в Лиссабоне. В отдельные дни возможны морозы до —10°C и ниже. Температурно-влажностные комплексы слагаются в холодную часть года в основном из сравнительно низких температур и высоких значений влажности. Низкие значения влажности (менее 55%) наблюдаются при температурах 4—10°C, их суммарная продолжительность составляет менее 10 ч, т. е. на их долю приходится только 1% всего месячного цикла. Сравнительно мала продолжительность (77 ч), а также комплексы с температурой 1—10°C и влажностью 60—70%. Вероятность таких комплексов составляет 10%. Таким образом, около 70% прихо-

дится на комплексы со значениями относительной влажности 75—95% и температурой воздуха 2—6°C.

В июле, когда сухая безоблачная погода становится характерной чертой климата Милана, относительная влажность воздуха постоянно сохраняется в пределах 50—70% (табл. 2). Полностью отсутствуют случаи с относительной влажностью 100%. Вероятность влажности 80—90% составляет 30% всех месячных статистических выборок. Наибольшую повторяемость имеет влажность воздуха от 70% и ниже. Не так редки случаи и с влажностью воздуха 35—20%. В теплый период наибольшая суммарная продолжительность приходится на комплексы с влажностью воздуха 50—70% и температурой от 20 до 30°C. Полностью исключены случаи комплексов с относительной влажностью более 60% и температурой воздуха выше 30°C. Комплексы с температурой 30—35°C наиболее вероятны только в синхронном сочетании с низкой относительной влажностью. Суммарная продолжительность таких комплексов составляет незначительную часть месячного времени. Из 744 ч на их долю приходится только от 20 до 80 ч.

Таким образом, летний и зимний сезоны по температурно-влажностному режиму имеют различия, хотя переход от одного сезона к другому происходит не столь резко. Показателями этого служат следующие данные годового количества осадков (мм) в Милане:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
59	49	65	70	85	89	55	71	72	114	101	80	903

Из приведенных данных видно, что зимние высокие значения влажности воздуха и низкие летние определяются главным образом циркуляционными процессами. Все другие факторы существенного значения не имеют.

Остановимся на характеристике температурно-влажностного режима Салоников, расположенного на юго-востоке Балканского полуострова, и относящегося к континентально-средиземноморской области субтропического пояса. Салоники один из пунктов, где за год выпадает очень мало осадков 449 мм в год с максимумом 55 мм в ноябре и минимумом 15 мм в августе. Внутригодовой ход осадков в Салониках находится в соответствии с распределением барического поля. В холодную часть года вдоль южной Европы несколько ослабевает циклоническая деятельность. Часть южных циклонов в зоне полярного фронта резко отклоняется к северо-востоку. Летом весь восток Южной Европы занят отрогом Азорского антициклона, поэтому преобладающими являются северные и северо-восточные ветры зоны нисходящих воздушных течений. Однако в связи с близостью моря для этого района характерны довольно высокие значения влажности воздуха в течение всего года.

Вероятность (ч) синхронных характеристик температуры (°С) и относительной влажности воздуха (%)
Январь. Салонки

и%	t°С										6,1— 7,0	7,1— 8,0	8,1— 9,0
	-3,9 -3,0	-2,9 -2,0	-1,9 -1,0	-0,9 0,0	0,1— 1,0	1,1— 2,0	2,1— 3,0	3,1— 4,0	4,1— 5,0	5,1— 6,0			
31—35									1		1		
36—40							1	1	1	5	3		
41—45					1	3	3		1	1	1	1	
46—50					2			3	3	1	4		
51—55					1	4	1		4	1		11	1
56—60						3	3	3		9	7	3	5
61—65						5	1	11	4	3	7	7	3
66—70			1	1						9	4	7	4
71—75					3	3	5	5	7	7	5	5	3
76—80			1	3	4	3	5	5	11	9	7	7	9
81—85			3	1	4	11	5	8	11	18	5	11	10
86—90	1		3	3	16	4	1	8	9	8	7	8	9
91—95		1		5	5	4	7	7	5	9	1	7	12
96—100			1		1	4	3	1	11	9	11	9	11
Суммарная продолжительность, ч	1	1	9	13	36	44	35	52	68	88	63	76	67
Вероятность, %		0,1	1,2	2,0	4,9	5,7	4,9	6,9	9,2	11,5	8,2	9,8	8,9
Обеспеченность { ч	744	743	742	733	720	684	640	605	553	485	397	334	248
	100	99,9	99,8	98,4	96,6	91,7	86,0	81,1	74,2	65,0	53,5	45,3	35,5

t °C	и %	9,1— 10,0	10,1— 11,0	11,1— 12,0	12,1— 13,0	13,1— 14,0	14,1— 15,0	15,1— 16,0	16,1— 17,0	17,1— 18,0	Сум- марная продол- житель- ность, ч	Вероят- ность, %	Обеспеченность	
													ч	%
31—35											2	0,4	744	100
36—40	1										4	0,8	742	99,6
41—45	3		1						3		15	2,0	738	98,8
46—50					1		1			1	18	2,4	724	96,8
51—55	3		5		1		1	3			33	4,7	705	94,4
56—60	5	1			1	4	1	3			49	6,4	672	89,7
61—65	3	3				1			1		44	6,0	623	83,3
66—70	3	5	3		4			4			62	7,9	579	77,3
71—75	8		1	1	1		4	1		1	59	7,7	517	69,4
76—80	4		4	4	4	3	1	1			81	10,7	458	61,7
81—85	4	7	3	3	3						105	14,0	377	51,0
86—90	12	5	3	3	3	1	1				101	14,5	272	37,0
91—95	9	9	3	1	1						85	11,2	171	22,5
96—100	12	5	4	4	4						86	11,3	86	11,3
Суммарная продолжительность, ч		61	41	27	23	9	9	15	4	2	744			
Вероятность, %		8,2	5,8	4,0	3,0	1,2	1,2	2,0	0,8	0,4		100		
Обеспеченность { ч	%	191	130	89	62	39	30	21	6	2				
		26,6	18,4	12,6	8,6	5,6	4,4	3,2	1,2	0,4				

Таблица 4

Вероятность (ч) синхронных характеристик температуры ($^{\circ}\text{C}$) и относительной влажности воздуха (%).
Июль (1969—1977 гг.). Салоники

$t^{\circ}\text{C}$ $u\%$		14,1— 15,0	15,1— 16,0	16,1— 17,0	17,1— 18,0	18,1— 19,0	19,1— 20,0	20,1— 21,0	21,1— 22,0	22,1— 23,0	23,1— 24,0	24,1— 25,0	25,1— 26,0	26,1— 27,0	27,1— 28,0	28,1— 29,0
20—25							1		1	1		3			1	1
26—30									1	1		1		4	3	3
31—35								1	1	1	3	1		5	7	4
36—40									3	4	3	3	3	3	5	7
41—45						3		1	3	4	7	4	7	17	7	4
46—50					1			3	3	5	7	7	17	11	9	19
51—55								5	1	5	3	4	7	14	11	7
56—60								1	1	5	20	11	14	18	11	7
61—65								1	3	13	15	16	16	8	3	5
66—70	1							3	5	7	11	7	14	11	1	
71—75							1	1	4	3	14	14	3	1	1	
76—80								4	1	1	4	3	3			
81—85					1					1	1		3			
86—90						1		1	1	1	1		3			
91—95			1			1	1	4	1						1	
Суммарная продолжи- тельность, ч		1	1	—	2	4	12	25	27	50	88	74	92	92	60	57
Вероятность, %		0,1	0,1	—	0,4	0,8	1,9	3,8	4,0	6,8	11,5	9,6	12,0	12,0	8,0	7,5
Обеспеченность } ч		744	743	—	742	740	736	724	699	672	622	534	460	368	276	216
} %		100	99,9	—	99,8	99,4	98,6	96,7	92,9	88,9	82,1	70,6	61,0	49,0	37,0	29,0

и%	t°C	29,1— 30,0	30,1— 31,0	31,1— 32,0	32,1— 33,0	33,1— 34,0	34,1— 35,0	35,1— 36,0	36,1— 37,0	37,1— 38,0	38,1— 39,0	39,1— 40,0	Про- должи- тель- ность	Вероят- ность, %	Обеспечен- ность	
															ч	%
	20—25			1	3	5	1						2	0,4	744	100
	26—30	5	1					3					22	3,0	742	99,6
	31—35	5	4	8		1						1	33	4,7	720	96,6
	36—40	5	9	5	5								50	6,8	687	91,9
	41—45	4	4	10	5	4	1	1					63	8,2	637	85,1
	46—50	4	12	5	8	1							91	12,0	574	76,9
	51—55	14	5	3	1								105	14,2	483	64,9
	56—60	4	4										69	9,4	378	50,7
	61—65	1											90	11,8	309	41,3
	66—70	3	1	1									85	11,4	219	29,5
	71—75												60	8,1	134	18,1
	76—80												42	5,6	74	10,0
	81—85												16	2,1	32	4,1
	86—90												7	0,8	16	2,0
	91—95												9	1,2	9	1,2
Суммарная продолжи- тельность, ч		45	40	33	22	11	2	5				1	744			
Вероятность, %		6,0	5,4	4,7	3,0	1,6	0,2	0,5				0,1	100			
Обеспеченность, ч		159	114	74	41	19	8	6				1				
}		21,5	15,5	10,1	5,4	2,4	0,8	0,6				0,1				
}																

В табл. 3 и 4 даны суммарные продолжительности комплексов в месячном цикле. В схематизированном виде разнообразное поле режима этих значений представлено на рис. 3. О диапазоне колебания каждой величины в отдельности можно судить по интегральным кривым, представленным на рис. 4.

Из табл. 3 и 4 видно, что по температурному режиму январь и июль несколько различаются. В январе температура воздуха выше 15°C обеспечена только на 30%, тогда как в июле она становится выше 20°C и имеет обеспеченность 70%. Но умеренно холодный фон января виден не только по температуре, он отчетливо выступает и по температурно-влажностным комплексам.

В январе (табл. 3) все комплексы формируются из температур от -3 до 18°C и относительной влажности от 35 до 100%. Не-

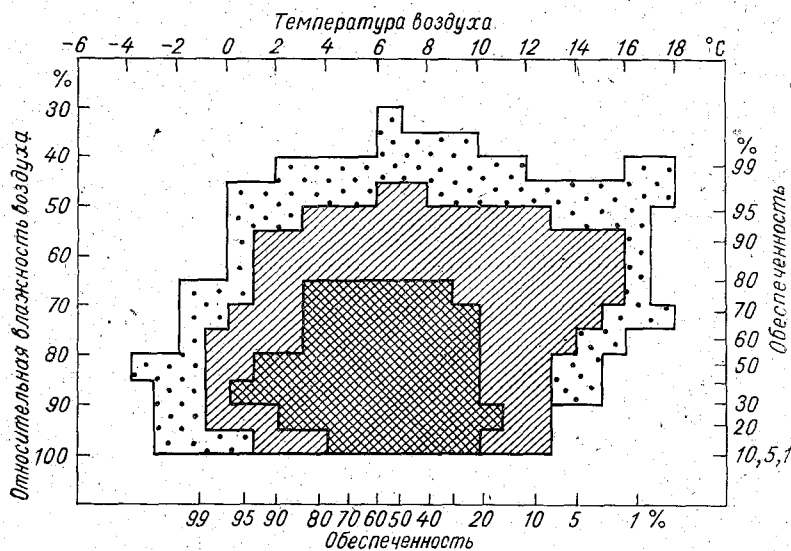


Рис. 3. График комплексов температуры и относительной влажности воздуха. Январь. Салоники.

наблюдается закономерности в понижении относительной влажности с повышением температуры. Тенденция к этому выражена слабо. Очевидно, дело здесь не столько в собственно термическом режиме, сколько в условиях циркуляции атмосферы, а возможно и в местоположении самой станции. Относительная влажность менее 50% бывает при температуре от 0 до 18°C . На долю этих комплексов приходится всего 35 ч. Вместе с тем, более 100 ч месячного цикла приходится на комплексы с относительной влажностью от 81 до 100% и температурой от -4 до 16°C .

Таким образом, основной фон зимней погоды Салоники создают комплексы из относительно низких температур и высокой влажности воздуха.

В июле (табл. 4) комплексы складываются из температуры 15—40°C и относительной влажности 20—95%. В табл. 4 незаполненными оказались верхние левые и правые нижние графы. Получается, что с повышением температуры имеется тенденция к понижению влажности воздуха. По данным табл. 4 влажность менее 30% при температурах 28—40°C имеет суммарную продолжительность из всех месячных выборок только 20 ч. Но так же мала продолжительность комплексов с влажностью воздуха 80—95% и температурой 20—28°C. Наибольшая суммарная продолжительность (105 ч) приходится на комплексы с умеренно высокой влажностью воздуха (55—70%) и температурами 20—30°C.

Наибольшая вероятность синхронных сочетаний температуры и влажности воздуха по выбранным градациям наблюдается при сравнительно высоких температурах и умеренных значениях влажности. Таким образом, анализ всех графических и табличных материалов показал, насколько разнообразен диапазон изменения температурно-влажностных комплексов Южной Европы. Характерной чертой средиземноморского типа климата в целом можно считать общий достаточно высокий уровень значений температуры и относительной влажности воздуха. Но вместе с тем, в условиях высокой влажности (80—100%) температура воздуха никогда не достигала 30°C. Здесь нет ни очень высоких температур, ни очень низких значений влажности.

В данной статье проанализированы только некоторые характерные особенности температурно-влажностных комплексов Южной Европы. Бесспорно, они значительно сложнее и разнообразнее. Тем не менее результаты, полученные по этим данным, показывают достаточно полное представление о пространственно-временной изменчивости самих комплексов и каждой характеристики в отдельности.

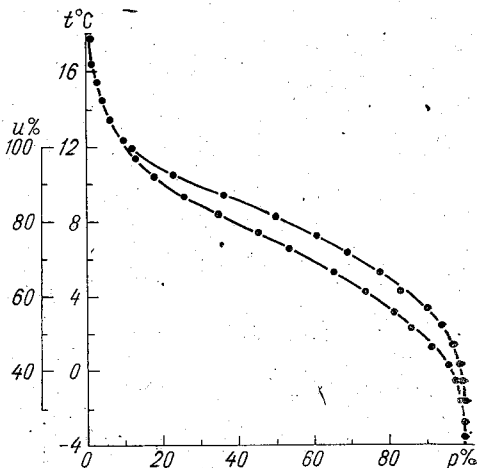


Рис. 4. Интегральные кривые распределения температуры и относительной влажности воздуха. Январь. Салоники.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Параметры тропического климата для технических целей/Под ред. А. Н. Лебедева, В. Н. Лашкова. — Л.: Гидрометеиздат, 1973.—513 с.
2. Егорова А. Ю. Параметры климата Филиппинского архипелага. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.—126 с.

3. Климаты Зарубежной Азии/Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева — Л.: Гидрометеиздат, 1975.—448 с.

4. Климаты Южной Америки/Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.—325 с.

5. Климаты Австралии/Под ред. А. Ю. Егоровой, И. С. Борушко. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.—125 с.

А. Н. Лебедев, Н. М. Михайленко

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ СТОЛИЦ ЕВРОПЫ

Летом 1976 г. стихийное бедствие, вызванное грандиозной засухой, охватило многие районы Западной Европы. Эта неслыханная по своей длительности и интенсивности засуха, распространившаяся на большие площади — Уэльс, Йоркшир, западную и восточную Англию, — наблюдалась впервые за 200 лет. Правительственные органы вводили «водные пайки» для населения и обеспечения производства. Причиной подобного бедствия считали слабое развитие циклона, захватившего только северную часть Британских островов.

С конца 1976 г. начали появляться научные статьи, в которых указывались различные сроки появления самой сильной засухи в Англии — от одного раза в 200 и до 700 последних лет.

К сожалению, авторы статей не ссылались на источники и не приводили сведений, по которым были получены такие результаты исследования. Во всяком случае ясно, что приводимые ими данные не могут быть надежными. Возможно, что в этих сообщениях повинна погоня за сенсацией, а также использование разных способов оценки. Дать объективное освещение этого трудно, даже невозможно, поскольку авторы не располагают необходимыми материалами.

Имевшиеся в распоряжении авторов материалы наблюдений за осадками были весьма ограничены. Из них удалось обработать данные с 1881 по 1960 г. (табл. 1).

В табл. 1 даны вероятностные характеристики осадков по градациям обеспеченностей (5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%) для января, июля и года. Для остальных месяцев года такие данные имеются в «Климатическом справочнике Западной Европы» [1]. В иностранных метеорологических источниках можно отыскать данные либо сумм осадков за отдельные годы, либо их средние многолетние значения, обобщенные за тот или иной период наблюдений. Вероятностный метод обеспеченностей за рубежом пока слабо распространен. Им пользуются только в Болгарии и в других социалистических странах преимущественно в области агрометеорологии.

Месячное и годовое количество осадков (мм) различной обеспеченности

Станция	Средн.	Макс.		Обеспеченность, %											Мин.		Период наблюдений
		мм	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95			
				мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	год	

Январь

Рейкьявик	89	189	—	170	153	129	113	99	85	70	56	44	28	16	2	—	1931—1960
Лондон (Гринвич)	47	115	1943	90	80	66	57	49	43	38	32	26	19	15	10	1892	1881—1960
Белфаст	80	144	—	131	120	100	91	85	79	74	66	56	45	38	30	—	1931—1960
Осло	41	112	1927	97	72	57	49	42	37	31	24	18	11	8	2	1905	1881—1960
Стокгольм	43	91	—	83	76	61	53	45	39	33	28	23	18	15	10	—	1931—1960
Хельсинки	52	117	1921	86	76	66	60	55	51	46	42	37	31	22	12	1941	1881—1960
Копенгаген	43	102	1948	87	75	61	52	45	39	33	28	23	18	14	5	1887	1881—1960
Париж	46	115	1936	85	75	64	55	48	40	33	27	21	16	12	5	1898	1881—1960
Брюссель (Икль)	73	141	—	126	116	99	89	80	71	63	53	44	34	29	23	—	1931—1960
Люксембург	73	151	—	140	133	116	92	73	63	56	47	37	24	17	11	—	1931—1960
Де-Вилл	61	142	1948	114	101	85	74	64	57	51	45	37	27	22	16	1889	1881—1960
Цюрих	68	180	1910	155	122	90	76	68	61	54	47	40	32	27	22	1919	1900—1960
Берлин	44	100	1916	86	74	61	53	47	42	37	33	28	22	18	6	1887	1881—1960
Вена	39	128	1900	84	71	55	45	39	34	30	25	19	11	6	2	1894	1881—1968
Прага	23	47	—	43	39	32	28	24	21	19	17	15	14	13	11	—	1931—1960
Варшава	30	77	1916	60	51	42	36	30	26	23	20	17	12	10	7	1894	1885—1960
Будапешт	40	116	1886	90	70	58	50	44	36	30	25	20	13	9	4	1882	1881—1960
Бухарест	39	113	1893	97	84	62	50	42	35	28	22	15	9	5	3	1959, 60	1881—1960
Лиссабон	94	291	1881	225	182	148	125	102	81	62	48	35	22	10	1	1923	1881—1960
Мадрид	33	142	1881	97	75	53	42	34	26	20	13	7	4	2	1	1944	1881—1960

Рим	80	227	1915	188	154	118	96	80	67	58	49	40	26	15	7	1944	1881—1960
Белград	40	82	1935	72	65	55	49	44	39	34	29	24	18	13	6	1898	1888—1960
София	42	91	—	74	60	45	37	33	31	29	25	21	14	9	3	—	1931—1960
Тирана	132	286	—	267	248	211	178	152	132	113	95	75	52	38	18	—	1931—1960
Афины	57	140	1942	125	110	86	72	61	50	41	34	27	16	10	5	1903, 1925	1895—1960

Июль

Рейкьявик	50	92	—	86	80	69	62	53	47	42	36	29	22	18	13	—	1931—1960
Лондон (Гринвич)	58	186	1918	120	102	83	71	61	53	45	37	28	17	10	1	1955	1881—1960
Белфаст	94	155	—	142	133	119	110	102	95	89	78	64	48	38	27	—	1931—1960
Осло	75	198	1940	154	126	100	89	81	73	64	55	44	31	21	9	1904	1881—1960
Стокгольм	61	192	—	153	120	88	75	64	55	48	41	34	22	15	7	—	1931—1960
Хельсинки	61	192	1883	116	102	85	75	68	60	51	42	32	23	15	8	1917	1881—1960
Копенгаген	65	164	1936	135	110	87	73	64	57	50	45	39	32	28	15	1885	1881—1960
Париж	58	160	1936	110	98	83	72	64	57	50	43	35	22	15	4	1921	1881—1960
Брюссель (Икль)	79	203	—	167	139	109	93	81	74	67	60	50	34	22	8	—	1931—1960
Люксембург	66	136	—	127	119	113	90	78	54	50	40	30	18	10	2	—	1931—1960
Де-Вилт	76	192	1930	139	126	108	95	85	75	65	54	43	30	21	6	1885	1881—1960
Цюрих	139	275	1930	243	215	185	166	155	140	125	110	90	61	45	26	1928	1900—1960
Берлин	78	230	1907	167	127	101	88	78	72	62	55	46	36	30	21	1921	1881—1960
Вена	82	206	1897	160	148	111	97	85	76	66	58	50	37	27	13	1887	1881—1968
Прага	82	209	—	187	166	131	105	86	72	62	56	47	33	22	7	—	1931—1960
Варшава	83	173	1889	165	146	119	103	91	80	69	57	44	31	22	3	1921	1885—1960
Будапешт	53	179	1914	120	100	80	65	54	45	38	30	22	14	9	4	1886	1881—1960
Бухарест	61	195	1915	145	108	85	74	64	54	44	35	25	17	10	3	1960	1881—1960
Лиссабон	5	35	1902	22	13	7	3	2	1	0,4	0	0	0	0	0	в 25 годах	1881—1960

Продолжение табл. 1

Станция	Средн.	Макс.		Обеспеченность, %											Мин.		Период наблюдений
		мм	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	мм	Год	
				Год													
Мадрид	11	119	1885	39	25	15	11	7	6	4	2	1	1	0	0	в 10 годах	1881—1960
Рим	15	113	1893	70	55	34	19	12	7	4	2	1	0	0	0	То же	1881—1960
Белград	62	191	1890	142	116	93	77	64	55	46	38	30	20	12	2	1928	1888—1960
София	59	145	—	116	100	80	67	58	50	44	39	33	24	17	6	—	1931—1960
Тирана	28	90	—	77	65	46	36	28	21	15	9	5	3	1	0	—	1931—1960
Афины	5	51	1906	25	17	9	5	4	2	0,4	0	0	0	0	0	в 20 годах	1895—1960
Рейкьявик	779	1080	—	1038	582	505	462	814	756	705	666	633	599	581	560	—	1931—1960
Лондон (Гринвич)	602	903	1903	776	718	680	640	614	550	570	550	518	488	460	319	1921	1881—1960
Белфаст	846	991	—	967	946	919	904	892	873	843	799	750	680	634	599	—	1931—1960
Осло	645	1062	1950	502	856	784	718	672	635	594	555	514	463	430	356	1921	1881—1960
Стокгольм	555	800	—	740	694	642	612	586	554	518	480	448	414	395	373	—	1931—1960
Хельсинки	664	941	1944	830	800	758	726	696	665	632	599	562	523	486	401	1939	1881—1960
Копенгаген	388	857	1960	778	694	650	622	600	578	558	540	520	480	440	398	1924	1881—1960
Париж	603	830	1930	750	754	708	664	624	592	570	548	518	460	412	272	1921	1881—1960
Брюссель (Игль)	785	963	—	940	918	876	849	820	782	748	722	694	626	584	520	—	1931—1960
Люксембург	740	1040	—	954	900	838	802	773	749	728	694	644	580	551	527	—	1931—1960
Де-Вилт	756	1027	1912	954	916	858	816	786	760	736	706	668	625	572	398	1921	1881—1960
Цюрих	1128	1566	1910	1502	1424	1250	1204	1138	1110	1078	1040	990	870	764	706	1949	1901—1960
Берлин	587	811	1954	764	722	670	620	603	580	554	530	507	477	451	389	1943	1881—1960
Вена	669	991	1941	884	830	767	723	690	661	633	600	563	521	494	404	1932	1881—1968
Прага	508	739	—	686	651	604	575	558	542	523	492	444	380	340	304	—	1931—1960
Варшава	535	783	1899	694	650	609	582	557	533	510	488	465	419	387	331	1951	1881—1960
Будапешт	633	989	1937	870	790	710	670	644	620	594	570	548	500	460	434	1928	1881—1960
Бухарест	558	861	1897	780	730	678	644	620	592	568	536	490	430	390	277	1945	1881—1960
Лиссабон	704	1421	1895	584	910	840	796	748	700	650	594	548	470	448	420	1944	1881—1960
Мадрид	432	698	1885	612	570	510	470	440	418	398	380	350	308	270	241	1954	1881—1960
Рим	826	1470	1900	1102	1050	970	918	870	822	777	724	665	616	572	557	1945	1881—1960
Белград	647	983	1937	896	832	758	722	694	661	624	593	549	482	442	326	1907	1888—1960
София	622	1030	—	905	830	750	695	665	620	585	555	505	455	385	285	—	1931—1960
Тирана	1189	1770	—	1655	1560	1430	1340	1270	1220	1170	1070	950	875	845	824	—	1931—1960
Афины	393	603	1955	540	510	470	442	420	398	370	344	314	280	242	116	1898	1885—1960

Метод обработки средних значений позволяет раскрыть закономерности распределения любой метеорологической величины климата, а также выявить специфику, вносимую орографией в характер их распределения по территории. Однако он имеет ограниченный характер — фиксируя средние данные в изучаемых явлениях, не позволяет получить полное представление об их диапазоне. Такая ограниченность данных легко разрешается с помощью метода номограмм. Одна из таких номограмм, характеризующих годовое распределение осадков в Европе, дана на рис. 1, построенном по данным табл. 1, полученным для каждого

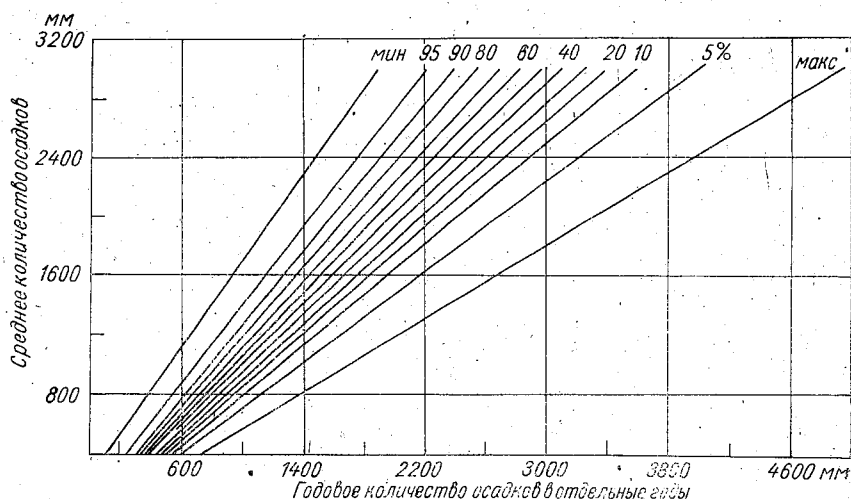


Рис. 1. Номограмма для расчета годового количества осадков различной обеспеченности.

пункта наблюдений с помощью построения интегральных кривых распределения осадков, с которых были сняты значения различных обеспеченностей, а также максимальных и минимальных величин. В качестве примера приведена интегральная кривая годового распределения осадков, полученная по данным наблюдений в Лондоне за 1881—1960 гг. (рис. 2).

Такие кривые распределения позволяют получить всю динамику изменений количества осадков в данном пункте за имеющийся период наблюдений в вероятностной форме. Именно на этой основе появляется возможность наряду со средней многолетней величиной показать, из каких конкретных значений осадков она составлена и как часто эти значения встречаются в природных условиях данного пункта наблюдений, чем раскрывается вся специфика изменчивости осадков во временном аспекте. Таким обра-

зом, познание изучаемой метеорологической величины значительно обогащается, благодаря вероятностному методу исследования, который позволяет, кроме нормы, получить полное представление о всех изменениях, происходящих с данным явлением во времени.

Объединив данные, снятые с интегральных кривых распределения для всех пунктов наблюдений, в один общий график, получим еще более полное представление об изучаемой величине климата не только во времени, но и в пространстве (по территории). Такой график приведен на рис. 1 (номограмма), который иллю-

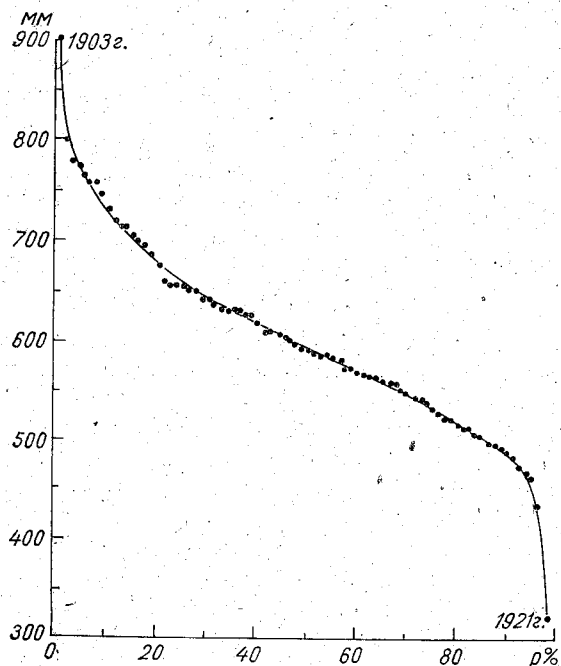


Рис. 2. Интегральная кривая распределения годового количества осадков. Лондон.

На рисунке указаны годы максимальной (1903) и минимальной (1921) величины.

стрирует графический способ представления всего имеющегося материала наблюдений в очень сжатом и компактном виде, охватывающем большие территории. На рис. 1 сконцентрирована вся метеорологическая информация об изучаемом явлении за длительный период наблюдений по всем станциям, вошедшим в обработку.

Из имеющихся методов исследования, применяемых в метеорологии, метод номограмм обладает высокой надежностью. С его помощью удастся получить адекватное отображение внутренней структуры средних значений и ознакомиться, из каких значений

слагается норма, т. е. выявить характер изменений данной величины одновременно во времени и пространстве (по территории).

Метод номограмм с полным основанием можно назвать универсальным, поскольку с их помощью познание действительности состоит в следующем:

1. Номограмма позволяет на одном графике показать всю специфику в распределении метеорологического элемента по территории. Она дает научно обоснованную канву, на базе которой могут быть разрешены многие вопросы, выдвигаемые наукой и практикой. Содержащийся в номограмме фактический материал наблюдений представлен в полной и развернутой форме, позволяющей учитывать специфику распределения величин во времени и пространстве, что крайне важно для практических задач.

2. На основе номограммы могут быть установлены законы распределения метеорологических элементов, поскольку с ее помощью могут быть сняты основные параметры, характеризующие их распределение, к которым относятся средние, максимальные и минимальные значения, квадратические отклонения, показания асимметрии и эксцесса ($\bar{x}$, σ , A_3 , E), а также вероятностные показатели по градациям обеспеченностей.

3. Номограммы позволяют научно обосновать анализ погодичных данных и освобождают исследователя от расчетов по определению однородности рядов, а также от приведения коротких рядов к длинному периоду, поскольку в номограмме средние значения раздельно сочетаются со всеми остальными значениями, формирующими нормы.

4. По значению нормы с номограммы легко получить все необходимые характеристики метеорологического элемента климата. Для этого достаточно на оси ординат найти значение нормы и из этой точки мысленно провести прямую линию, параллельную оси абсцисс, в точках пересечения которой с наклонными линиями можно получить все значения, соответствующие различным градациям обеспеченностей. Также могут быть получены максимальные и минимальные значения в точках пересечений наклонных линий с прямой, опущенной перпендикулярно на ось абсцисс.

Анализ номограммы показывает, что при одинаковых (или близких друг к другу) суммах многолетних значений характер распределения годовых сумм осадков во времени и в пространстве практически однозначен, хотя станции удалены друг от друга на сотни километров. Более того, даже краевые значения (максимумы и минимумы) почти одинаковы. Порядок расхождений в показаниях этих значений составляет не более 5—10%.

Отсюда следует, что осадки в своем распределении подчинены общему закону, охватывающему огромные пространства территории. Их интенсивность и продолжительность полностью определяется циркуляционными процессами и корректируется орографическими факторами.

Осадки являются весьма изменчивым элементом климата. Это наглядно видно по данным табл. 1 и рис. 1. Анализ табл. 1 пока-

зывает, что в Европе осадки распределяются в течение года сравнительно равномерно, без существенной разницы между суммами осадков самого холодного и самого теплого месяцев. Сравнительно равномерно распределяются они и по территории, особенно в холодную половину года, когда в субтропиках сохраняется циклоническая деятельность. В северной полосе Европы, включая и южные районы Скандинавии, средние суммы осадков в январе обычно не превышают 40—70 мм. Только в Исландии и Ирландии в силу орографических условий они достигают 80—90 мм. В субтропической зоне благодаря зимней фронтальной деятельности количество осадков велико. Так, в Лиссабоне выпадает в среднем 94 мм осадков, в Риме 80 мм и в Тиране 130 мм. Некоторые субтропические районы (Мадрид и Афины) и зимой остаются слабоувлажненными. В отдельные годы, когда хорошо выражен западно-восточный перенос воздушных масс и циклоническая деятельность достигает наибольшей интенсивности, количество зимних осадков может возрасти почти в 2 раза; в годы со слабой циклонической деятельностью осадков мало — от 2 до 20 мм. Так, в Рейкьявике, Осло, Копенгагене, Париже, Вене, Будапеште, Цюрихе, Бухаресте выпадает всего лишь 2—5 мм при норме 40—80 мм.

Учитывая, что использованный период наблюдений охватывает 80 лет, можно с достаточной уверенностью судить о вероятностном характере распределения осадков во временном разрезе, поскольку на его основе могут быть выявлены общие закономерности в распределении осадков, которые будут показательны и для будущих наблюдений, так как в основе метода исследований лежит частота повторения данного явления. Эта частота повторения выпадающих количеств осадков тесно связана с циклонической деятельностью и ее интенсивностью. Она предопределяет общую закономерность выпадения и их количественную характеристику для данной территории.

Дальнейшее увеличение периода вряд ли может сильно изменить полученную картину распределения, возможным исключением могут быть крайние значения. Что же касается значений, расположенных в диапазоне обеспеченности 20—80%, то вряд ли они существенно изменятся. Более того, можно предположить, что и крайние значения не будут сильно отличаться от уже имеющихся данных.

Согласно данным табл. 1, годовая сумма осадков в каждом пункте наблюдений изменялась в широком диапазоне. Так, в Де-Билте (Нидерланды) при годовой норме 765 мм в 1912 г. выпало 398 мм, в Берлине при 587 мм в 1954 г. 389 мм, в Копенгагене при 588 мм в 1960 г. 398 мм и т. д. Из табл. 1 видно, что в отдельные годы осадков может выпасть почти в 1,5 или 2 раза меньше нормы, т. е. фактически вероятность сильной засухи возможна более чем в 5% лет. Хотя эти минимальные годовые суммы осадков в нашем случае приходится на разные годы, но по абсолютному значению все они одинаковы.

Сопоставляя средние значения осадков со значениями обеспе-

ченности 50%, нетрудно догадаться, что примерно в 50% всех лет осадки меньше нормы и в 50% больше нормы. В этом отношении ряд почти симметричен.

В 80% лет годовая сумма осадков на территории Европы составляет около 500 мм и более; исключением можно считать Стокгольм и Прагу, где норма 444—448 мм, а также Мадрид и Афины, где норма 350—314 мм.

Таким образом, располагая данными табл. 1 можно получить все необходимые сведения, связанные с выпадением осадков в столицах стран Западной Европы. На номограмме, наряду с временными изменениями годовых сумм осадков, отчетливо выделяются и их особенности распределения по территории. Из рис. 1 видно, что с увеличением годовой суммы осадков возрастает общая амплитуда их колебаний от года к году.

Выводы

1. Использование в научных исследованиях только средних многолетних значений нельзя признать вполне удовлетворительным. Хотя метод средних значений обладает существенным преимуществом для выявления особенностей в распределении метеорологических величин по территории, но он становится недостаточным и ограниченным, когда речь заходит о временных изменениях величин в пространстве, поскольку в методе средних погашены все колебания, наблюдаемые в природных условиях среды.

2. Метод номограмм снимает ограниченность средних данных и позволяет наряду с ними получить развернутую структуру всех значений, формирующих данную норму, чем расширяет возможность их познания во всей полноте и многообразии. Это имеет важное практическое значение при изучении изменений осадков во времени в течение длительного периода наблюдений.

3. В годы со слабо развитой циклонической деятельностью в Восточной Атлантике и Европе атмосферные осадки выпадают в незначительном количестве (меньше 20 мм в месяц). Если такое явление происходит весной и летом при высоких температурах воздуха и интенсивном испарении влаги с подстилающих поверхностей, то создаются благоприятные условия для засухоустойчивого метеорологического режима, образующего засухи на больших пространствах территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатический справочник Западной Европы. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — с. 678.

2. Лебедев А. Н., Лоева И. Д. Пространственно-временные закономерности распределения осадков в Карпатах. Доклады VI Международной конференции по метеорологии Карпат. 17—22 сентября 1973 г. — Киев: 1975. — с. 520—526.

3. Лебедев А. Н. Приложение метода номограмм к исследованию климатических закономерностей в тропических и экваториальных широтах. — Труды ГГО, 1965, вып. 182. — с. 113—142.

4. Основные климатические данные по странам Западной Европы и Гренландии/Под. ред. Ю. С. Чернова. — Обнинск: 1976, Ч. 2.—204 с.

А. Н. Лебедев, Е. Н. Михайлова

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКИХ СТРАН СЭВ

Территория европейских стран Совета Экономической Взаимопомощи (СЭВ) охватывает обширную часть восточной половины Западной Европы. Здесь находятся Германская Демократическая Республика, Польша, Чехословакия, Венгрия, Румыния и Болгария. Регион, занимаемый ими, простирается от южных берегов Балтийского моря на севере и почти до северных берегов Эгейского моря на юге. Северные районы региона занимают низменные равнины Польши и Германской Демократической Республики со столицами этих стран. Южнее Берлина и Варшавы, примерно к югу от линии Магдебург — Лодзь, происходит постепенное повышение местности, совершается переход от равнин к горным областям Чехословакии и Румынии. С юга к дуге Карпатских гор примыкает Среднедунайская низменность, а к ее восточной оконечности — Нижнедунайская низменность. Чередование этих равнин и низменностей с высокими горными возвышенностями создает различные условия формирования климатических особенностей. От южного побережья Балтийского моря на юг к Болгарии, средние месячные температуры воздуха постепенно повышаются (лето становится длиннее), средние годовые их значения оказываются на 4—5°C выше, чем на равнинах Польши.

Всюду, где горы не оказывают влияния на выпадение осадков или их влияние невелико, средние годовые суммы осадков варьируют от 500 до 670 мм. На межгорных впадинах осадков еще меньше — около 400 мм. Количество осадков от 500 до 650 мм одинаково характерно для всех равнинных относительно теплых и относительно холодных областей стран СЭВ. Поэтому при одних и тех же годовых значениях осадков в северных и центральных областях этих стран наблюдается умеренно влажный климат, а в южных — теплый, относительно сухой с явно выраженным дефицитом осадков (табл. 1).

Анализ данных табл. 1 показывает, что в средних многолетних месячных и годовых значениях осадков, выпадающих в различных

странах СЭВ, нет особых различий. Всюду сохраняется однотипный характер годового хода, одномасштабность абсолютных величин и большое сходство в их географическом распределении, что хорошо согласуется с существующим понятием закономерностей климата умеренной зоны. Лишь на юге рассматриваемой территории выступают признаки субтропического климата, которые в осадках проявляются не столь явно, как в характеристиках термического режима. Субтропический характер климата отчетливо выражен лишь на юге Югославии, формально не входящей в состав СЭВ.

Таблица 1

Средние месячные и годовые суммы осадков (мм) по странам СЭВ

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Потсдам	44	39	32	42	42	66	71	71	45	47	46	40	540
Прага	23	24	23	32	61	67	82	66	36	42	26	26	508
Брно	26	24	21	33	55	81	73	67	37	41	39	30	527
Варшава	30	26	28	39	50	61	83	68	44	40	38	34	541
Ченстохова	40	37	38	42	58	69	96	24	58	43	41	39	635
Будапешт	40	36	44	55	70	72	53	50	46	59	58	51	634
Печ	41	46	41	58	66	69	64	55	47	64	71	45	667
Бухарест	39	30	39	46	67	90	61	46	37	44	45	42	586
Клуж	27	26	27	51	74	99	81	78	50	43	29	28	613
София	42	31	37	55	71	90	59	43	42	50	52	44	622
Варна	32	28	29	36	43	65	48	36	31	49	51	50	498
Пловдив	39	32	36	42	54	62	47	35	36	40	48	44	515
Белград	40	37	42	56	74	82	62	54	46	57	54	49	653

Так, на юге Болгарии (Пловдив) годовая норма осадков составляет 515 мм при средних месячных температурах летних месяцев 17—24°C (с мая по сентябрь) и годовой температуре выше 12°C; в Праге в среднем за год выпадает столько же осадков (508 мм), а средние температуры воздуха с мая по сентябрь колеблются от 14 до 19°C, при годовой температуре лишь около 9°C. Суммы средних суточных температур выше 10°C в Пловдиве больше, чем в Варшаве на 1000°C. Ясно, что испарение влаги с подстилающей поверхности в районе Праги протекает значительно слабее, чем в районе Пловдива.

Таким образом, климатические различия Праги и Пловдива характеризуются более отчетливо не столько количеством осадков, сколько термическим режимом.

Во всех странах СЭВ в горах осадков выпадает значительно больше, чем на равнинах или на слабо возвышенных местностях.

При этом распределение осадков в горах имеет весьма пестрый и пятнистый характер. Наибольшее количество осадков отмечается на склонах гор, выгодно ориентированных основным влагонесущим потоком воздушных масс, которые могут быть связаны с атлантическими циклонами и с циклонами, идущими со Средиземного моря. По новейшим данным, в Германской Демократической Республике в Фихтельберге (1215 м) в среднем за год выпадает осадков 1109 мм, в Болгарии в Черни-Врых (2883 м) 1117 мм,

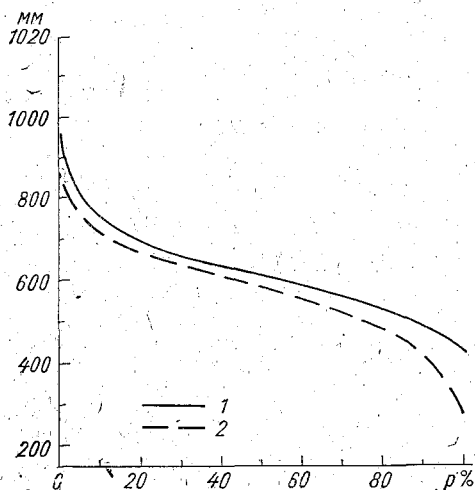


Рис. 1. Интегральные кривые распределения годовых сумм осадков. Бухарест (1), Будапешт (2).

в Румынии в Вурфу-Омул (2509 м) 1347 мм, в Чехословакии в Ломницки-Штит (2633 м) 1855 мм и в Збойницка Хата (1958 м) 2130 мм. Из приведенных данных видно, что в горах стран СЭВ осадки распределяются весьма неравномерно. Самым дождливым является район Збойницка Хата. Очевидно, высота этой станции (около 2000 м) благоприятствует столь обильному выпадению осадков. Этому содействует и открытое положение западного переноса воздушных масс.

Таким образом, на горных станциях осадков выпадает в 2—3 раза больше, чем на равнинных. Общая амплитуда колебания годовых сумм осадков на территории стран СЭВ составляет более 1500—1600 мм, а крайние значения определяются суммами 500 и 2100 мм. Местами эти крайние пределы могут быть несколько сдвинуты; наименьшая сумма к 350 мм, а наибольшая — к 2500—3000 мм. Следовательно, в зависимости от орографических факторов нормы годовых сумм осадков оказываются весьма изменчивыми характеристиками климата стран СЭВ.

Отметим, что недалеко от исследуемого района находится самое дождливое место Западной Европы. Оно расположено на юге Югославии на гористом побережье Адриатического моря, в районе Цирквице (1050 м). Здесь среднее годовое количество осадков составляет 5320 мм, годовой ход осадков с максимумом в осенне-зимние месяцы типичен для субтропического пояса. В отдельные наиболее дождливые годы суммы осадков ноября достигают около 1000 мм, а годовые суммы более 8000 мм.

Если средние многолетние годовые суммы осадков сравнительно стабильны по всем странам СЭВ, то они всюду весьма неустойчивы от года к году. Фактор времени вносит в распределение

Таблица 2

Количество осадков (мм) различной обеспеченности по столицам стран СЭВ

Станция	Средн.	Макс. мм	год	Обеспеченность, %											Мин. мм	год	
				5	10					20							95
					30	40	50	60	70	80	90						
Январь																	
Потсдам	44	96		84	73	59	52	46	40	35	32	27	22	19	14		
Прага	23	47		43	39	32	28	24	21	19	17	15	14	13	11		
Варшава	30	77		60	51	42	36	30	26	23	20	17	12	10	7		
Будапешт	40	116		90	70	58	50	44	36	30	25	20	13	9	4		
Бухарест	39	113		97	84	62	50	42	35	28	22	15	9	5	3		
София	42	91		74	60	45	37	33	31	29	25	21	14	4	3		
Белград	40	82		72	65	55	49	44	39	34	29	24	18	13	6		
Июль																	
Потсдам	71	147		133	120	99	86	75	64	55	48	41	34	30	26		
Прага	32	209		187	166	131	105	86	72	62	56	47	33	22	7		
Варшава	83	173	1928	165	146	119	103	91	80	69	57	44	31	22	3	1930	
Будапешт	53	179	1924	120	100	80	65	54	45	38	30	22	14	9	4	1908	
Бухарест	61	195	1897	145	108	85	74	64	54	44	35	25	17	10	3	1937	
София	59	145		116	100	80	67	58	50	44	39	33	24	17	6		
Белград	62	191		142	116	93	77	64	55	46	38	30	20	12	2		
Год																	
Потсдам	590	729		726	711	674	636	603	576	550	528	509	486	465	444		
Прага	508	739		686	651	604	575	558	542	523	492	444	380	340	304		
Варшава	535	783		694	650	609	582	557	533	510	488	465	419	387	331		
Будапешт	633	989	1957	870	790	710	670	644	620	594	570	548	500	460	434	1863	
Бухарест	588	861	1897	780	730	678	644	620	592	568	536	490	430	390	276	1945	
София	622	1030		905	830	750	695	665	620	585	555	505	455	385	285		
Белград	647	983		896	832	758	722	694	661	624	593	549	482	442	326		

осадков существенные изменения, обуславливая большие отклонения от норм. Для анализа интервалов (пределов), в которых изменяется количество осадков, рассмотрим данные наблюдений за последние 70—100 лет (табл. 2), вычисленные с помощью погодичных наблюдений и интегральных кривых. На рис. 1 представлены интегральные кривые годовых сумм осадков в Будапеште и Бухаресте, построенные по материалам наблюдений за период 70—100 лет. Такие же данные были получены и для других 10 станций. Как видно из данных табл. 2 и рис. 1, годовые суммы осадков подчинены закону нормального распределения или близ-

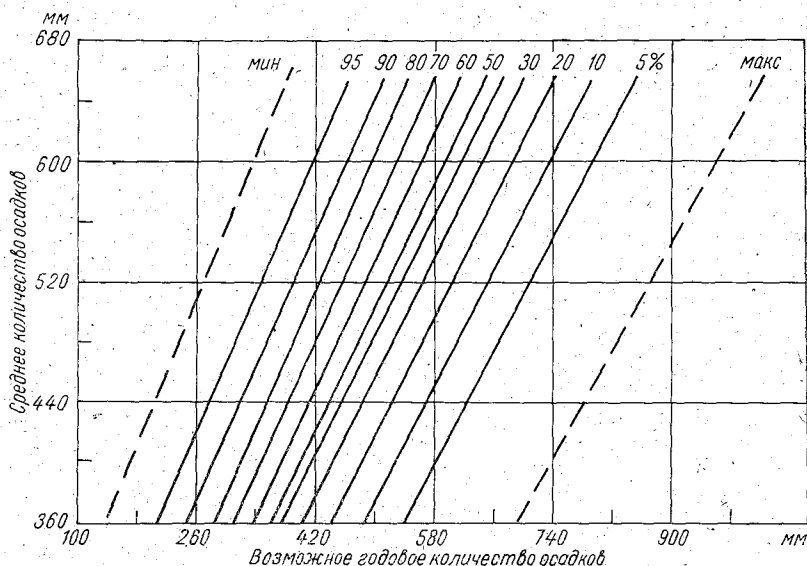


Рис. 2. Номограмма для расчета годовых сумм осадков различной обеспеченности по странам СЭВ.

кому к нему. Значения осадков обеспеченности 50% (центра распределения кривой) совпадают с многолетними средними или мало отличаются по своим абсолютным величинам. Вместе с тем годовые характеристики осадков сильно изменяются от года к году. Так, в одном из наиболее засушливых районов Румынии (Сулина) в течение 70 лет (1891—1960 гг.) годовые суммы осадков варьируют от 132 до 692 мм. При этом значения больше 600 мм (619 мм в 1919 г. и 692 мм в 1939 г.) были отмечены только два раза; дважды отмечались и значения больше 500 мм (582 мм в 1924 и 1952 гг.). В остальные 62 года чаще всего они оставались в пределах 200—400 мм. В 1920 и 1942 г. годовые суммы осадков составляли лишь 132—135 мм. По этому 70-летнему ряду трудно что-либо сказать о вековых изменениях в поведении осадков. Ско-

рее это обычный тип распределения осадков, характеризующий установившийся режим увлажнения.

Изменчивы от года к году и месячные суммы осадков. В зимние и летние месяцы их минимальные значения настолько малы, что они практически сводятся к нулю. Максимальные значения месячных сумм осадков, наоборот, сравнительно велики; зимой они доходят до 80—120 мм в месяц, а летом до 150—200 мм. Здесь приведены экстремальные значения, которые встречаются один раз в 70—100 лет.

На практике иногда трудно ориентироваться в многочисленных табличных материалах, чтобы выбрать определенные численные характеристики для тех или иных расчетов. В этом случае целесообразнее пользоваться номограммами, на которых средние многолетние значения осадков (нормы) даны в тесной увязке с значениями, встречающимися в отдельные годы. На рис. 2 приведена номограмма для годовых сумм осадков различной обеспеченности по странам СЭВ, где нормы варьируют от 360 до 660 мм.

По оси ординат номограммы нанесены годовые нормы осадков, исключая горные районы, по оси абсцисс — суммы осадков, которые встречаются на исследуемой территории в отдельные годы, наиболее засушливые и самые дождливые.

С помощью такого графика, зная норму, можно получить все интересные значения осадков заданной обеспеченности для любого пункта, расположенного на территории стран СЭВ.

Выводы

1. На равнинах и слабо всхолмленных местностях месячные и годовые суммы осадков распределяются однотипно.
2. Номограмма позволяет определить вероятностные показатели годовых сумм осадков для всех районов рассматриваемой территории.
3. В вековом периоде не выявлено каких-либо заметных сдвигов в сторону увеличения или уменьшения годовых сумм осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатический справочник Западной Европы. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 678 с.
2. Агроклиматические ресурсы территории социалистических стран/Под ред. И. А. Гольцберг. — София; 1971. — 34 с.
3. Лебедев А. Н., Лоева И. Д. Пространственно-временные закономерности распределения осадков в Карпатах. Доклады VI Международной конференции по метеорологии Карпат. 17—22 сентября 1973 г. — Киев: 1975, с. 520—526.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЧИСЛА ДНЕЙ С ГРОЗОЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ПЕРИОДА НАБЛЮДЕНИЙ

При изучении грозовой деятельности в Западной Европе большое значение имеет оценка точности и надежности полученных данных в зависимости от периода наблюдений. В настоящей статье рассматриваются средние значения числа дней с грозой за год и за месяц с наибольшим числом дней с грозой (июнь) по двум станциям, расположенным в различных климатических условиях: Потсдам (ГДР) — на юге Северо-Германской низменности, где преобладает влажный воздух с Атлантики; Осиек (Югославия) — на Средне-Дунайской низменности, характеризующейся континентальным климатом [3, 4].

Среднее значение числа дней с грозой подвержено значительным колебаниям от года к году, что обусловлено особенностями метеорологического режима грозового периода. Эти колебания сглаживаются при осреднении, причем с увеличением периода осреднения значения скользящих средних постепенно приближаются к норме.

Для выяснения точности среднего многолетнего значения числа дней с грозой были обработаны данные наблюдений на ст. Потсдам за период 1893—1962 гг., на ст. Осиек — за 1901—1971 гг. По данным 70-летних рядов за отдельные годы были вычислены скользящие средние значения для июня и года по 15-, 30- и 60-летним рядам [1]. Результаты расчетов представлены на рис. 1. Средние за 70 лет условно названы здесь нормой.

Анализ скользящих кривых показывает, что даже 15-летние ряды среднего числа дней с грозой более или менее удовлетворительно отражают режим гроз. Большей частью среднее годовое значение в Потсдаме имеет отклонения $\pm 1-2$ дня. Исключение составляет период после 1943 г., когда средние за 15-летие превышают норму на 4 дня. В Осиеке средние отличаются более значительной амплитудой (колебаниями около нормы). За рассматриваемый период здесь с 15-летия 1901—1915 по 1921—1936 г. прослеживается тенденция к понижению средней. После минимума за период 1921—1935 гг., равного 25 дней с грозой, средняя воз-

растает к периоду 1949—1963 гг. до максимального значения (34 дня с грозой). Таким образом, в экстремальных случаях отклонение средней от нормы достигает $\pm 4-5$ дней для отдельных 15-летних. Значительные отклонения от нормы встречаются лишь в 4—7% случаев.

При увеличении ряда от 15 до 30 лет значения средних годовых заметно сглаживаются. Разность между средней и нормой уменьшается и для года равна в среднем 1—2 дня в Потсдаме и Осиеке, а для июня не превосходит 1. Для 30-летних средних примерно до периода 1925—1954 гг. характерны значения ниже

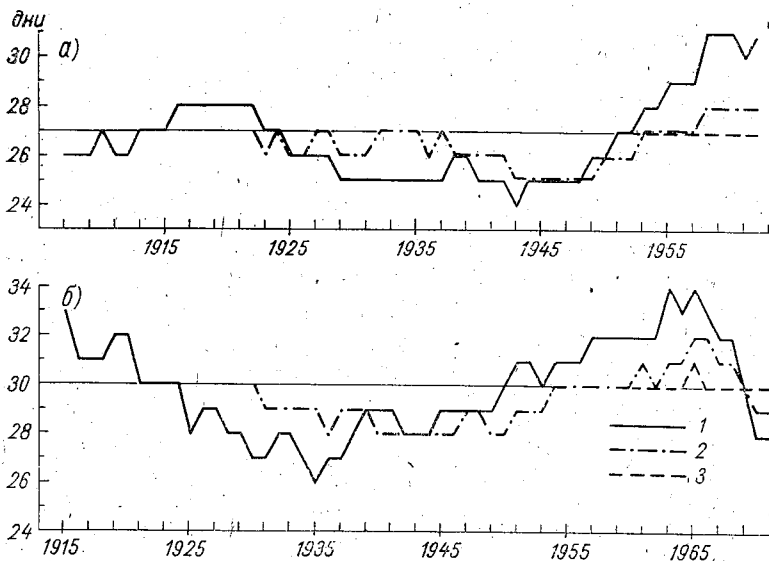


Рис. 1. Распределение скользящих средних значений числа дней с грозой. Потсдам (а), Осиек (б).

Периоды: 1 — 15-, 2 — 30-, 3 — 60-летних.

средних, а в последующие периоды они возрастают и превосходят их. Средние за 60-летние периоды совпадают с нормой или весьма близки к ним.

По графикам скользящих средних выбраны различные ряды, средние которых имеют значения экстремальные и близкие к норме. По этим данным были построены кривые обеспеченности для года и месяца, а также составлены таблицы обеспеченности числа дней с грозой и статистические характеристики (табл. 1—2) [2].

При рассмотрении (рис. 2) можно отметить, что идентичность расположения интегральных кривых в году находится в пределах обеспеченностей 20—80%. Значения обеспеченностей числа дней с грозой для 15-летних рядов отличаются от нормы не более чем

Число дней с грозой различной обеспеченности

Число лет	Период	Средн.	Макс.	Год	Обеспеченность, %											Мин.	Год
					Г о д												
					5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95		
Потсдам																	
70	1893—1962	27	44	1910	38	35	32	30	29	28	26	24	22	18	14	11	1923
60	1903—62	27	44	1910	39	35	33	31	29	28	26	24	21	18	14	11	1923
	1905—24	27	44	1910	36	24	32	31	30	28	27	24	20	15	12	11	1923
30	1917—46	25	40	1946	35	33	30	29	27	25	24	22	19	16	12	11	1923
	1931—60	28	40	1946, 55	39	26	33	30	29	27	26	24	23	21	18	14	1943
	1911—25	26	35	1916	35	34	32	30	29	28	27	25	21	14	10	11	1923
15	1929—43	24	33	1932	33	32	29	27	26	24	23	21	19	16	14	14	1943
	1945—59	31	40	1946, 55	40	39	36	33	30	29	28	27	26	24	23	23	1959
Осек																	
70	1901—71	30	62	1910	47	40	36	33	31	29	28	26	23	20	18	14	1921
	1912—71	29	54	1963	44	39	35	32	30	29	27	25	23	20	18	14	1921
60	1909—68	30	62	1910	49	40	36	33	32	30	28	26	24	21	18	14	1921
	1906—65	30	62	1910	47	40	37	33	32	30	29	27	25	22	19	14	1921
	1921—50	28	42	1940	40	37	34	31	29	28	26	24	22	18	17	14	1921
30	1937—66	32	54	1963	48	43	38	35	32	30	29	28	26	25	24	19	1942
	1942—71	30	54	1963	48	42	35	31	30	28	27	26	25	22	20	16	1967
	1921—35	26	36	1925, 26	36	35	32	30	28	25	23	22	20	17	14	14	1921
15	1949—63	33	54	1963	54	48	41	36	33	30	29	28	27	26	25	25	1962
	1955—69	30	54	1963	54	48	38	32	30	28	26	25	23	19	17	16	1967

Потсдам

68	1893—1962	6,5	15	1910	11	9	8	7	6	5	4	4	3	3	2	2	1919, 36, 42
60	1900—61	6	15	1910	12	9	8	7	6	5	5	4	3	3	2	2	1919, 36, 42
	1916—45	5	10	1933	9	8	7	6	5	4	4	3	3	2	2	2	1919, 36, 42
30	1933—62	6	11	1953	10	9	8	7	6	6	5	4	3	3	2	2	1936, 42
	1905—19	7	15	1910	14	12	9	8	7	6	5	4	4	3	2	2	1919
15	1930—44	4	10	1933	10	8	6	4	4	4	3	3	3	2	2	2	1936, 42
	1937—51	5	9	1951	9	8	7	6	5	5	4	4	3	2	2	2	1942

Осиек

70	1901—71	7	17	1910	13	11	10	9	8	7	6	6	5	4	3	1	1921
60	1912—71	7	15	1954	13	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	1921
	1906—35	6	17	1910	11	10	9	8	7	6	5	5	4	3	2	1	1921
30	1926—55	7	15	1954	14	12	10	8	7	7	6	5	5	4	3	3	1928, 32
	1942—71	8	15	1954	14	12	11	10	8	8	7	6	5	4	3	2	1958
	1914—28	6	11	1920	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	1	1921
15	1926—40	6	13	1940	13	11	9	8	7	6	5	5	4	3	3	3	1928, 1932
	1953—67	8	15	1954	15	13	12	11	10	9	8	6	5	3	2	2	1958

Статистические характеристики числа дней с грозой

Число лет	Период	σ	σ'	c_{σ}
Потсдам				
Г о д				
70	1893—1962	6,8	0,82	0,23
60	1903—62	6,9	0,90	0,26
	1905—34	7,4	1,34	0,27
30	1917—46	6,5	1,20	0,26
	1931—60	6,0	1,10	0,21
	1911—25	6,8	1,70	0,26
15	1929—43	4,9	1,25	0,20
	1945—59	5,3	1,40	0,17
И ю н ь				
68	1893—1962	2,9	0,35	0,45
60	1900—61	3,0	0,39	0,50
	1916—46	2,1	0,38	0,42
30	1933—62	2,4	0,43	0,40
	1905—20	3,5	0,89	0,50
	1930—44	2,0	0,51	0,50
15	1937—51	2,1	0,54	0,42
Осиек				
Г о д				
70	1901—71	8,3	1,0	0,28
	1912—71	7,5	1,0	0,26
60	1909—68	8,4	1,1	0,28
	1906—65	8,3	1,1	0,27
	1921—50	6,6	1,2	0,24
30	1937—66	7,2	1,3	0,22
	1942—71	8,0	1,4	0,27
	1921—35	6,6	1,7	0,25
15	1949—63	8,2	2,1	0,24
	1955—69	9,6	2,4	0,32
И ю н ь				
70	1901—71	3,0	0,36	0,43
60	1912—78	3,0	0,39	0,43
	1906—35	3,1	0,56	0,52
30	1926—55	3,0	0,55	0,43
	1942—71	3,1	0,56	0,39
	1914—28	2,8	0,72	0,47
15	1926—40	2,6	0,71	0,43
	1953—67	3,5	0,90	0,44

на 10—15%. В период максимальной грозовой активности интегральная кривая будет ограничена со стороны минимума. Если в Потсдаме в среднем (по норме) на обеспеченность 80% приходится 22 дня с грозой, то кривая за 15-летие гарантирует не менее 26 таких дней. В период минимума грозовой деятельности ограничения отмечены сверху, различия составят 3 дня с грозой (для обеспеченности 20%).

В июне обнаружена различная степень отклонения интегральных кривых за 15-летие от нормы (за 70-летие). В Потсдаме наибольшие различия отмечены при ослаблении грозовой активности (до 3 дней), в Осиеке — в период усиления (до 2 дней). В этих случаях изменчивость в зависимости от периода достигает 25—30%, в остальных случаях она не превысит 10—12%. Ход интегральных кривых позволяет сделать вывод о том, что в июне за отдельные 15-летия грозовая деятельность может быть значительно слабее, чем за 70-летие в среднем. В Осиеке, наоборот, встречаются такие 15-летия, когда значительно усиливается активность гроз.

В Потсдаме годовая норма числа дней с грозой равна 27. Однако имеются значительные различия в экстремальных значениях. В 1910 г. отмечено 44 дня с грозой, а в 1923 — 11 дней.

В Осиеке наблюдается та же амплитуда колебаний, но сами значения числа дней с грозой несколько выше. Среднее многолетнее значение составляет 30 дней с грозой. Максимум достигает 62 дней, минимум — 14 дней. С уменьшением периода наблюдений колебания несколько возрастают. Если число дней с грозой для 30-летних периодов в Потсдаме от 25 до 28 дней, то для 15-летних изменения происходят в пределах от 24 до 31 дня. В Осиеке колебания изменяются от 28—32 дней с грозой до 26—33 за год. Возможные отклонения от нормы за 30-летние периоды в среднем составят 7%, а за 15-летие — 10—15%. Для 15-летних периодов существенными оказываются различия между максимальными значениями при выборках. Например, в Осиеке за период 1921—1935 гг. максимальное значение средней равно 36 дней, что составляет около 50% от нормы. Но это единственный случай из 57 различных средних данных по 15-летиям. В Потсдаме таких резких различий нет. Данные разных периодов здесь более или менее сопоставимы, однако и здесь возможны расхождения, составляющие около 25%. В месячных данных различия в средних для отдельных 15-летий не превышают 2 дней.

По грациям обеспеченности существенных различий в числе дней с грозой не обнаружено. Наибольшие различия отмечены только для обеспеченности 5% в Осиеке, они составляют 9%.

В соответствии с изменениями среднего многолетнего числа дней с грозой изменяются и другие статистические характеристики рассматриваемого явления: средние квадратические отклонения (σ) и коэффициенты вариации (c_v).

Значения квадратического отклонения числа дней с грозой по различным периодам за год изменяются в Потсдаме от 4,9 до 7,4,

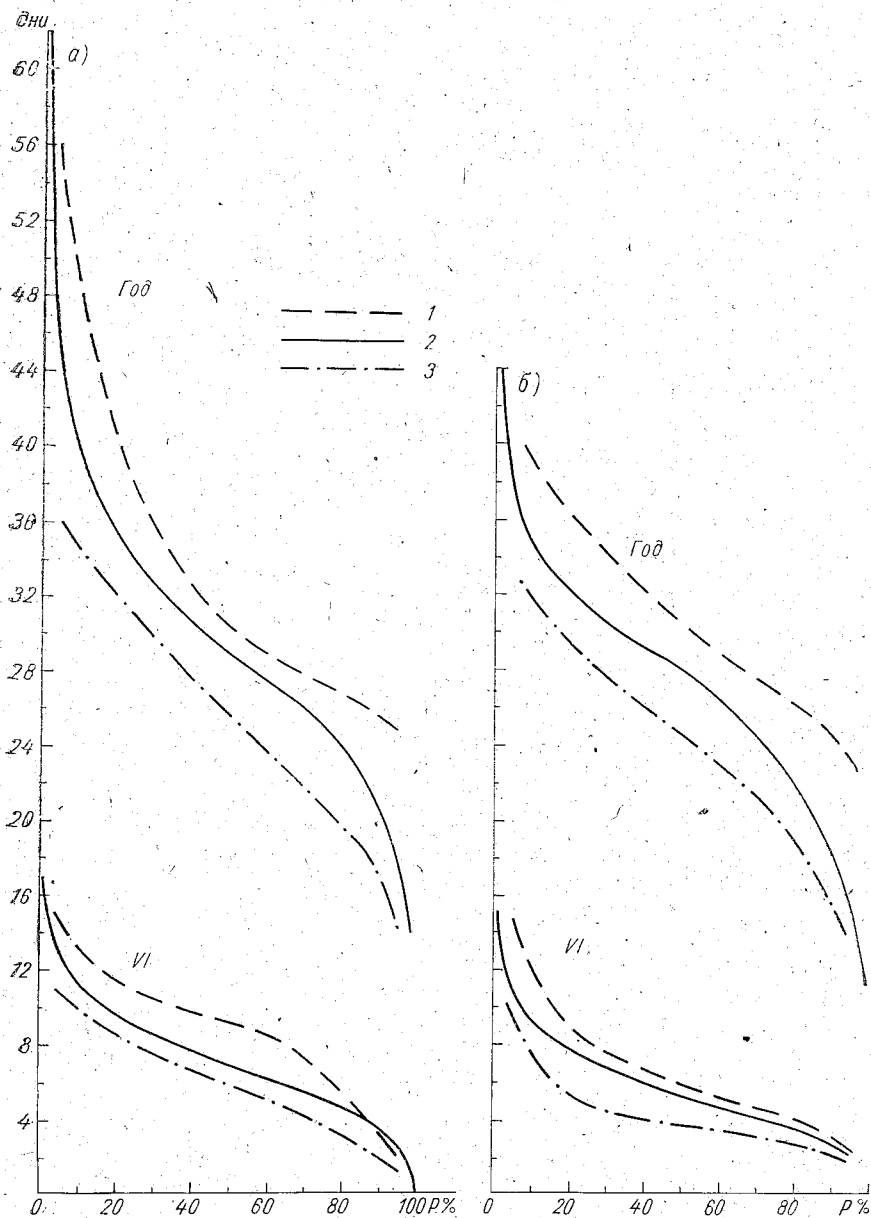


Рис. 2. Интегральные кривые числа дней с грозой. Потсдам (а), Осинок (б).
Периоды: 1, 3 — 15-летние, 2 — 70-летний.

в Осиеке — от 6,6 до 9,6 дней. В июне значения σ колеблются от 2,0 до 3,0 в Потсдаме и от 2,6 до 3,6 в Осиеке. Коэффициенты вариации находятся в пределах 0,17—0,27 в Потсдаме и от 0,22 до 0,32 в Осиеке, что свидетельствует о примерно одинаковой относительной изменчивости числа дней с грозой за указанные периоды.

Месячные значения s_p в Потсдаме возрастают от 0,40 до 0,50, в Осиеке — от 0,39 до 0,52.

Оценка возможных ошибок рассматриваемых средних характеристик числа дней с грозой, обусловленных неоднородностью периодов наблюдений, производилась путем вычисления стандартных ошибок (погрешностей σ'). Стандартная ошибка в определении средней не превышает двух дней за год как в Потсдаме, так и в Осиеке и менее одного дня в июне. Отчетливо видно увеличение погрешности с уменьшением длины ряда.

Выводы

1. При привлечении 15-летних рядов наблюдений для климатических целей следует учитывать их изменчивость по сравнению с рядами 60—70-летней длительности.

2. Погрешности в годовых значениях составляют 10—15%, в месячных — 25%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата.— Л.: Гидрометеониздат, 1966,— 268 с.
2. Лебедев А. Н. Графики и карты для расчета климатических характеристик различной обеспеченности на Европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеониздат, 1960.— с. 116.
3. Grada za Klimu Hrvatske. Ser 2.— Zagreb; B. 1. Klimatski podaci za osijek. 1882—1956.— p. 73.
4. Meteorologische Abhandlungen. B. 32. H. 2. Das Klima von Potsdam. Ergebnisse 60 jahr. Beobachtungen am Meteorologischen Observatorium. 1893—1952.— Berlin, 1963.—222 p.

А. Г. Кадырова

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОБЛАЧНОСТЬЮ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОДНОРОДНОСТИ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ

Первые наблюдения над облачностью в России были начаты в 1835 г. Эти наблюдения проводились на основе Руководства [2], составленного академиком А. Купфером. Сущность этих наблюдений сводилась к регистрации форм облаков по разработанной Л. Говардом классификации, который выделил семь основных видов облаков: перистые (Cirrus), кучевые (Cumulus), слоистые (Stratus), перисто-кучевые (Cirrocumulus), перисто-слоистые (Cirrostratus), слоисто-кучевые (Cumulostratus), дождевые (Nimbus).

Все последующие классификации облаков исходили из этой системы Говарда, углубляя и модернизируя ее.

В 1869 г. Г. И. Вильдом была составлена специальная инструкция [3], предназначенная для определения количества облачности по 10 степеням, в которых 0 означает совершенно ясное безоблачное небо, 10 — небо, полностью покрытое облаками, и от 1 до 9 — различные промежуточные степени облачности.

Инструкция 1869 г. вступила в действие в 1870 г. На метеорологической сети станций, наряду с регистрацией форм облаков, стали определять и степень покрытия небесного свода облаками по 10-степенной системе. Этот принцип оценки количества облаков не претерпел сколь-нибудь существенных изменений. Им пользуются и в настоящее время, определяя степень покрытия неба облаками по 10-балльной системе.

С 1875 г. [4] стала отмечаться и «густота облаков», которая записывалась с помощью индексов 0 и 2. Если облака очень тонкие, то к цифре облачности прибавляется указатель индекса 0; если они очень густые, то ставится индекс 2. С 1887 г. правила наблюдений над облачностью выделяются в самостоятельный раздел [5].

В приложении к инструкции 1887 г. «Описание и наставление к употреблению инструментов, предназначенных для некоторых

чрезвычайных наблюдений» дается описание нефоскопа Финемана, применяемого, для наблюдения за движением облаков. Однако такие наблюдения на сети станций не являлись обязательными.

С 1897 до 1928 г. в инструкциях и руководствах помещаются только правила наблюдений над количеством и густотой облаков; раздел о форме облаков отсутствует. Имеется также указание о том, что лицам, желающим наблюдать вид и направление движения облаков, обсерватория высылает атлас, инструкцию и бланки.

В 1923 г. французские ученые Шерешевский и Верле [20] доказали, что облака тесно связаны с областями атмосферных возмущений. Они первые дали очень важное понятие *aspect du ciel* (вид неба) о совокупности облачных форм, увязывая их с ядрами падения давления (теплыми фронтами). Теперь уже облака перестали рассматривать только как поплавки, по которым удобно наблюдать за движением воздушных течений. Облака превратились в существенный элемент погоды, отражающий характер атмосферных процессов.

Результаты этих исследований были использованы советскими метеорологами. В 1924 г. была издана инструкция [6] для проведения наблюдений над облаками, введенная в целях пополнения карты погоды и улучшения прогнозов.

С 1928 г. наблюдениям над облачностью уделяется довольно много внимания. С этого года становится обязательной оценка не только количественной характеристики облачности отдельно для облаков всех форм («общая» облачность) и облаков более низких слоев атмосферы («нижняя» облачность), но и качественной оценки форм облаков с подразделением их на верхний и нижний ярус. При этом наблюдения над формами облаков ведутся по специальным инструкциям с использованием Атласа облаков. В таблицу заносятся отметки о «количестве общей и нижней облачности» с указанием густоты в баллах. Наблюдения над движением облаков производятся с помощью нефоскопа.

В 1931 г. для наблюдателей был издан «Сокращенный атлас», в котором формы облаков были приведены в соответствии с новейшим синоптическим кодом (названным «копенгагенский»).

В 1932 г. появился и полный «Международный атлас облаков и видов неба», состоящий из 174 таблиц. По тщательности выбора фотографий и высокому качеству самого издания новый атлас далеко оставил за собой все прежние, он доказывал, какое огромное значение придает современная метеорология облакам [7].

В Руководстве 1935 г. [8] было дано указание об определении высоты облаков нижнего яруса. Приводится таблица основных форм облаков по ярусам и главнейших их разновидностей. Впервые даются правила наблюдений над облачностью в горных местностях [9]. С 1940 г. [10], кроме определения формы, количества

и высоты облаков, обязательным становится определение направления и скорости их движения.

Высота облаков определяется различными способами: глазомерным во все сроки наблюдений, по шару-пилоту и потолочным прожектором в темное время суток.

В 1940 г. вышел в свет «Международный атлас облаков», а в 1978 г. был издан новый вариант Атласа [1], по существу мало отличающийся от предыдущего издания.

В Наставлении станциям и постам 1954 г. [11] в главу об облачности вносятся уточнения и приводится сводная таблица форм и видов облаков, которые должны отмечаться при наблюдениях. В Наставлении 1958 г. [12] весь текст и примеры согласованы с Атласом облаков, изданным в 1957 г. В Наставление 1969 г. [13] включены описание и порядок наблюдений по новому прибору — измерителю высоты облаков, а также изменения в связи с введением в 1966 г. 8-срочных наблюдений.

Все метеорологические наблюдения на сети станций до 1935 г. проводились в три срока (7, 13 и 21 ч). С 1935 г. сеть перешла на четырехсрочные наблюдения (1, 7, 13 и 19 ч), а с января 1966 г. — на восьмисрочные (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч).

Так развивались сетевые наблюдения над облачностью, кроме локационных и спутниковых, которые в статье не рассматриваются. К сожалению, получить какие-либо сведения о развитии организации сетевых наблюдений над облачностью в странах Западной Европы оказалось практически невозможным. Поэтому здесь будут рассматриваться только сроки наблюдений и шкалы, оценивающие степень покрытия неба облаками (8- или 10-балльные). В каждой стране применяются свои сроки наблюдений, которые довольно часто не совпадают. Разнобой в сроках наблюдений вызывает известные трудности в сопоставлении материалов наблюдений и обработке этих данных. В таких случаях перед исследователем возникает довольно сложная проблема, как использовать весь накопившийся за многие годы богатейший материал сетевых наблюдений и сделать его полезным для практического использования.

В секторе климатографии ГГО обычно пользуются вероятностным методом обеспеченностей, который был предложен А. В. Дунаевой [14, 15] для обработки метеорологических наблюдений. В этом методе значения наблюдений берутся в тесной увязке не только друг с другом, но и в тесном соотношении со средними данными. В результате такого подхода к изучению материалов наблюдений удается получить развернутую характеристику всех значений, вошедших в обработку, и выявить внутреннюю структуру средних данных, т. е. установить присущую им специфику распределения в данном пункте во времени.

В основе вероятностного метода обеспеченностей лежит частота повторения наблюденных значений. При большом числе наблюдений повторяемость тех или иных значений в данном пункте остается почти постоянной. Об этом эмпирическом факте было

известно давно. Связь между вероятностью осуществления события с частотой его появления может быть представлена в виде следующего соотношения:

$$p = \frac{m}{n}, \quad (1)$$

где m — порядковый номер, n — число членов ряда.

Устойчивость отношения m/n указывает на наличие закономерностей, лежащих в основе изучаемых значений, и может быть представлена в виде интегральных кривых распределения. Данные, снятые с интегральных кривых распределения по различным градациям обеспеченностей (5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%), наглядно представят частоту повторения наблюдаемых значений, соотношение которых друг с другом и со средним их значением выражено в процентах.

Используя этот принцип, интересно было с помощью вероятностного метода обеспеченностей решить важную методическую задачу, связанную с проверкой однородности рядов наблюдений. В классической климатологии эта задача решается путем сопоставления последовательных разностей между данными двух или нескольких станций, имеющих параллельные ряды наблюдений и находящихся в одинаковых климатических условиях. Такая задача для зарубежной территории не всегда может быть выполнена из-за отсутствия необходимых данных. Поэтому необходимо было попытаться найти иной путь, позволяющий разрешить вопрос обработки исходной информации.

Для этой цели были использованы данные наблюдений по средней месячной облачности (0—10 баллов) для ст. Женева [21, 22], из которых были использованы лишь результаты обработки, выполненные на основе расчета обеспеченностей за весь имеющийся период наблюдений только для января (табл. 1). Аналогичная обработка была проделана и для трех других месяцев года (апрель, июль и октябрь).

Этот основной ряд, охватывающий период с 1846 по 1976 г., был разбит на три части по следующим периодам наблюдений: 1846—1880, 1881—1961 и 1962—1976 гг. Для каждого месяца и каждого периода были вычислены вероятностные значения обеспеченностей. На основании полученных результатов обработки были построены интегральные кривые распределения (рис. 1) и с них сняты вероятностные значения по градациям обеспеченностей. Результаты обработки представлены в табл. 2.

Формула (1) в процессе ее практического использования претерпела ряд изменений. Недостаток этой формулы заключается в том, что при вычислении обеспеченностей имеющийся период наблюдений принимают за 100% независимо от его объема. Это имеет большое значение при оценке вероятностных характеристик, находящихся на концах интегральной кривой, и может привести к расхождению с фактической повторяемостью явлений.

Таблица 1

**Средняя месячная облачность (баллы) и ее обеспеченность (%).
Январь. Женева**

№ пп.	Порядок				%	№ пп.	Порядок				%
	хронологический		убывающий				хронологический		убывающий		
	год	баллы	год	баллы			год	баллы	год	баллы	
1	1846	7,9	1908	9,6	0,6	36	1881	8,0	1886	8,4	27,3
2	1847	8,3	1964	9,5	1,3	37	1882	8,5	1851	8,3	28,2
3	1848	9,4	1848	9,4	2,1	38	1883	7,6	1854	8,3	29,0
4	1849	7,4	1880	9,4	2,9	39	1884	7,3	1872	8,3	29,7
5	1850	8,9	1955	9,4	3,6	40	1885	8,3	1885	8,3	30,5
6	1851	8,3	1887	9,3	4,4	41	1886	8,4	1888	8,3	31,2
7	1852	7,1	1876	9,0	5,2	42	1887	9,3	1899	8,3	32,0
8	1853	8,9	1897	9,0	5,9	43	1888	8,3	1927	8,3	32,8
9	1854	8,3	1913	9,0	6,7	44	1889	7,8	1932	8,3	33,5
10	1855	7,9	1850	8,9	7,4	45	1890	8,9	1972	8,3	34,3
11	1856	8,4	1853	8,9	8,2	46	1891	7,9	1847	8,3	35,1
12	1857	8,4	1890	8,9	8,9	47	1892	8,1	1860	8,2	35,8
13	1858	6,9	1898	8,9	9,8	48	1893	7,9	1862	8,2	36,6
14	1859	5,7	1904	8,9	10,5	49	1894	8,1	1943	8,2	37,4
15	1860	8,2	1941	8,9	11,3	50	1895	8,6	1974	8,2	38,1
16	1861	8,4	1961	8,9	12,1	51	1896	7,8	1868	8,1	38,9
17	1862	8,2	1871	8,8	12,8	52	1897	9,0	1892	8,1	39,6
18	1863	7,2	1958	8,7	13,6	53	1898	8,9	1894	8,1	40,4
19	1864	8,6	1864	8,6	14,4	54	1899	8,3	1946	8,1	41,2
20	1865	7,9	1879	8,6	15,1	55	1900	8,5	1948	8,1	42,0
21	1866	6,4	1895	8,6	15,9	56	1901	7,9	1973	8,1	42,7
22	1867	8,5	1914	8,6	16,7	57	1902	7,3	1881	8,0	43,5
23	1868	8,1	1934	8,6	17,4	58	1903	6,6	1936	8,0	44,2
24	1869	7,5	1942	8,6	18,2	59	1904	8,9	1951	8,0	45,0
25	1870	7,0	1867	8,5	19,0	60	1905	6,7	1956	8,0	45,8
26	1871	8,8	1882	8,5	19,7	61	1906	7,5	1969	8,0	46,6
27	1872	8,3	1900	8,5	20,5	62	1907	7,9	1970	8,0	47,3
28	1873	7,9	1922	8,5	21,3	63	1908	9,6	1855	7,9	48,1
29	1874	6,9	1940	8,5	22,0	64	1909	7,0	1865	7,9	48,9
30	1875	7,9	1945	8,5	22,8	65	1910	7,8	1873	7,9	49,6
31	1876	9,0	1971	8,5	23,6	66	1911	7,6	1875	7,9	50,4
32	1877	6,4	1856	8,4	24,3	67	1912	8,4	1891	7,9	51,1
33	1878	6,1	1857	8,4	25,1	68	1913	9,0	1893	7,9	51,9
34	1879	8,6	1861	8,4	25,8	69	1914	8,6	1901	7,9	52,7
35	1880	9,4	1912	8,4	26,6	70	1915	7,1	1907	7,9	53,4

№ пп.	Порядок				%	№ пп.	Порядок				%
	хронологиче- ский		убывающий				хронологиче- ский		убывающий		
	год	баллы	год	баллы			год	баллы	год	баллы	
71	1916	6,1	1938	7,9	54,2	106	1951	8,0	1863	7,2	81,0
72	1917	7,6	1975	7,9	55,0	107	1952	7,4	1930	7,2	81,8
73	1918	6,9	1846	7,9	55,8	108	1953	7,7	1852	7,1	82,6
74	1919	7,3	1889	7,8	56,5	109	1954	7,8	1915	7,1	83,3
75	1920	6,4	1896	7,8	57,3	110	1955	9,4	1870	7,0	84,1
76	1921	6,5	1910	7,8	58,0	111	1956	8,0	1909	7,0	84,9
77	1922	8,5	1954	7,8	58,8	112	1957	7,8	1931	7,0	85,7
78	1923	6,7	1957	7,8	59,6	113	1958	8,7	1858	6,9	86,4
79	1924	6,6	1965	7,8	60,4	114	1959	6,9	1874	6,9	87,2
80	1925	7,7	1968	7,8	61,1	115	1960	7,6	1918	6,9	87,9
81	1926	7,5	1925	7,7	61,9	116	1961	8,9	1959	6,9	88,7
82	1927	8,3	1939	7,7	62,6	117	1962	7,3	1905	6,7	89,5
83	1928	6,3	1953	7,7	63,4	118	1964	9,5	1923	6,7	90,2
84	1929	7,3	1883	7,6	64,1	119	1965	7,8	1903	6,6	91,0
85	1930	7,2	1911	7,6	64,9	120	1966	7,4	1924	6,6	91,8
86	1931	7,0	1917	7,6	65,7	121	1967	7,4	1921	6,5	92,5
87	1932	8,3	1933	7,6	66,5	122	1968	7,8	1866	6,4	93,3
88	1933	7,6	1960	7,6	67,2	123	1969	8,0	1877	6,4	94,1
89	1934	8,6	1869	7,5	68,0	124	1970	8,0	1920	6,4	94,8
90	1935	7,5	1906	7,5	68,8	125	1971	8,5	1928	6,3	95,6
91	1936	8,0	1926	7,5	69,5	126	1972	8,3	1949	6,3	96,4
92	1937	7,4	1935	7,5	70,3	127	1973	8,1	1878	6,1	97,1
93	1938	7,9	1944	7,5	71,1	128	1974	8,2	1916	6,1	97,9
94	1939	7,7	1947	7,5	71,8	129	1975	7,9	1859	5,7	98,7
95	1940	8,5	1937	7,4	72,7	130	1976	6,3	1949	5,7	99,4
96	1941	8,9	1952	7,4	73,4	Сумма 1023,1					
97	1942	8,6	1966	7,4	74,2	Число лет 130					
98	1943	8,2	1967	7,4	74,9	Среднее 7,9					
99	1944	7,5	1849	7,4	75,7						
100	1945	8,5	1884	7,3	76,4						
101	1946	8,1	1902	7,3	77,2						
102	1947	7,5	1919	7,3	78,0						
103	1948	8,1	1929	7,3	78,7						
104	1949	5,7	1950	7,3	79,5						
105	1950	7,3	1962	7,3	80,3						

Чтобы избежать существенных расхождений на концах кривой, было предложено несколько уточнений формулы (1):

$$p = \frac{m}{n+1}; \quad (2)$$

$$p = \frac{m-0,5}{n}; \quad (3)$$

$$p = \frac{m-0,3}{n+0,4}; \quad (4)$$

$$p = \frac{m-0,25}{n+0,5}. \quad (5)$$

Формулы (2)—(5), как показал А. Н. Лебедев [17], дают известные погрешности для эмпирических краевых значений обеспеченностей, за исключением средней части кривых (примерно между обеспеченностями 20 и 80%), где результаты вычислений по

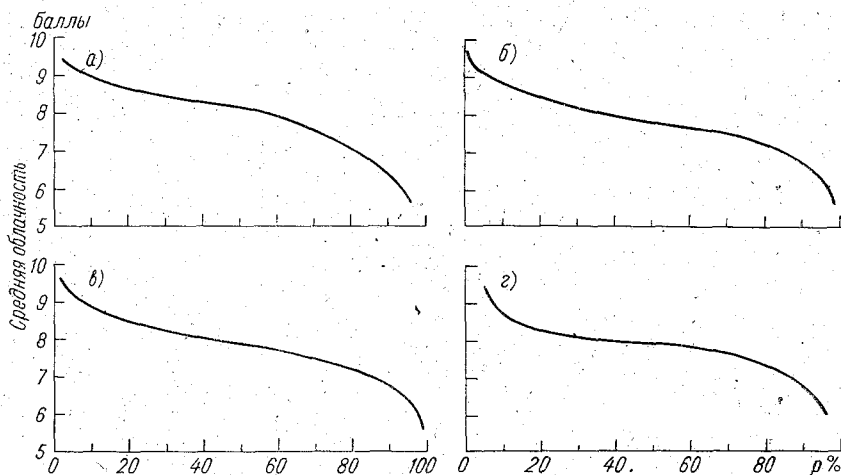


Рис. 1. Интегральные кривые распределения средней облачности за различные периоды наблюдений. Женева. Январь.

а — 1846—1880, б — 1881—1961, в — 1846—1976, г — 1962—1976 гг.

всем формулам имеют практически одинаковые значения. Поскольку в настоящее время в математической статистике нет таких формул, которые позволили бы точно учесть максимальные значения величин повторяемостью один раз в 100 лет, то целесообразно пользоваться той формулой, которая лучше согласуется с фактической повторяемостью явлений. С этой точки зрения формулы (4)—(5) представляют наибольший интерес. В данной работе была использована формула (5).

Средняя месячная облачность [баллы] различной обеспеченности [%]

Период наблюдения	Средн.	Макс.		Обеспеченность, %											Мин.	
		балл	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	балл	год
Январь																
1846—1962, 64—76	7,9	9,6	1908	9,3	8,9	8,5	8,3	8,1	7,9	7,7	7,5	7,3	6,7	6,4	5,7	1949
1881—1961	7,8	9,6	1908	9,1	8,8	8,5	8,3	8,0	7,8	7,7	7,5	7,3	6,8	6,4	5,7	1949
1846—80	7,9	9,4	1848	9,3	9,0	8,6	8,4	8,2	8,1	8,0	7,6	7,1	6,5	5,8	5,7	1859
1962, 64—76	7,9	—	—	9,3	9,0	8,7	8,4	8,3	8,1	8,0	7,6	7,1	6,5	5,8	—	—
Апрель																
1846—1962, 64—76	6,0	8,5	1888	7,7	7,4	7,1	6,8	6,4	6,0	5,8	5,4	5,1	4,4	3,4	1,7	1938
1881—1961	5,9	8,5	1888	7,7	7,3	7,0	6,6	6,3	6,0	5,7	5,4	5,1	4,4	3,3	1,7	1938
1846—80	6,0	7,8	1853	7,7	7,6	7,4	7,1	6,8	6,4	6,0	5,3	4,5	3,5	3,2	3,1	1875
1962, 64—76	6,0	—	—	7,3	7,1	6,8	6,5	6,3	6,0	5,8	5,5	5,2	5,0	4,8	—	—
Июль																
1846—1962, 64—76	4,5	7,2	1888	6,3	5,7	5,4	5,0	4,8	4,5	4,3	3,9	3,6	3,2	3,4	1,6	1928
1881—1961	4,5	7,2	1888	6,4	5,9	5,4	5,1	4,9	4,6	4,4	3,8	3,5	3,1	2,7	1,6	1928
1846—80	4,4	6,2	1851	6,0	5,7	5,1	4,7	4,4	4,2	4,1	3,9	3,7	3,3	3,0	2,5	1895
1962, 64—76	4,5	—	—	5,8	5,7	5,4	5,2	5,0	4,7	4,6	4,3	3,8	3,4	3,1	—	—
Октябрь																
1846—1962, 64—76	6,6	8,6	1889	8,0	7,8	7,5	7,2	6,9	6,6	6,0	6,2	5,8	5,2	4,8	2,7	1921
1881—1961	6,5	8,6	1889	8,0	7,8	7,5	7,2	6,9	6,5	6,3	6,0	5,6	5,1	4,7	2,7	1921
1846—80	6,8	8,1	1852	7,9	7,8	7,5	7,3	7,1	6,8	6,6	6,5	6,3	6,0	5,3	5,1	1877
1962, 64—76	6,4	—	—	7,8	7,6	7,3	7,0	6,8	6,4	6,1	5,7	5,4	4,2	4,1	—	—

Анализ данных табл. 2 показывает, что независимо от периода наблюдений средние месячные значения для трех месяцев года (январь, апрель, июль) либо совпадают друг с другом, либо отличаются на 0,1 балла. Несколько иная картина в октябре. Здесь расхождения в показаниях средних значений по отношению к основному периоду наблюдений не превышают 0,2 балла. Это говорит о том, что выборки, взятые из основного периода наблюдений, хорошо согласуются с ним, а следовательно, весь ряд наблюдений можно считать однородным. Это подтверждает и анализ данных по грациям обеспеченностей. Как правило, они совпадают друг с другом или отличаются на 0,1—0,2 балла, в редких случаях превышают 0,5 балла.

Статистический ряд (выборка) называется однородным, если все члены ряда можно считать на одном уровне значимости p , принадлежащими одной и той же генеральной совокупности [17]. Авторы [17] считают, что вопрос о выявлении и устранении неоднородности климатических рядов не решен и требует серьезных проработок.

Наличие устойчивости в соотношениях между частотой и вероятностью событий позволяет использовать это свойство не только для анализа однородности рядов наблюдений, но и для оценки надежности и точности результатов в зависимости от периода наблюдений. Сопоставление 35-летнего ряда наблюдений с 14-летним указывает на хорошую согласованность значений, хотя по времени эти наблюдения относятся к разным столетиям. Такое сравнение позволяет сделать заключение о том, что в течение 130-летнего периода не произошло каких-либо заметных изменений, указывающих на вековые колебания исследуемого элемента климата.

Обращает на себя внимание и другой весьма важный факт, а именно: средние значения величин либо совпадают с показаниями значений обеспеченностью 50%, либо отличаются от них на 0,1—0,2 балла и лишь в одном случае из 16 расхождение достигло 0,4 балла. Отсюда можно сделать вывод, что характер распределения средней облачности во времени подчиняется нормальному закону или близкому к нему. Это говорит о том, что значения обеспеченностью 50% делят весь многолетний ряд наблюдений практически на две равные части, т. е. они являются центрами распределения (математическим ожиданием), вокруг которых группируются все наблюденные значения исследуемой величины. В этих случаях ряды наблюдений могут быть охарактеризованы двумя параметрами: средним значением величины ($\bar{x}$) и средним квадратическим отклонением (σ). Характерно, что при одинаковых средних значениях общей облачности распределение ее по грациям обеспеченностей дает практически одинаковые количественные значения, хорошо согласующиеся между собой.

Вывод, сделанный в работе [14] относительно того, что «средняя облачность сильно отличается от преобладающей, и поэтому ее не следует использовать в качестве климатического показателя»

(с. 264) требует разъяснений. Средняя, взятая отдельно от конкретного содержания величин, из которых она была получена, приведет безусловно к неполному и ограниченному представлению реальной действительности. Такая средняя будет мало полезной для практики. Но если средняя рассматривается в единстве со всеми остальными возможными значениями, то она будет крайне полезной характеристикой, показывающей, какие изменения претерпевает данный метеорологический элемент во времени. Наглядным примером этому служат данные табл. 2.

Так, в январе, при многолетней средней месячной облачности, равной 7,9 баллов отмечались годы, когда средняя облачность составляла 9,6 баллов (1908 г.), но были и другие годы, когда средняя месячная облачность была равна 5,7 балла (1949 г.). В табл. 2 приведены только средние месячные значения облачности за весь имеющийся период наблюдений. В приведенных значениях ежедневные колебания степени покрытия неба облаками оказываются погашенными. Но это не значит, что нельзя показать, как изменяется состояние неба в отдельные годы внутри месяца. Для этого необходимы ежедневные наблюдения по срокам. В настоящее время эти вопросы рассматриваются более подробно в работах по климату Земного шара и требуют специальных проработок. Некоторые результаты таких расчетов опубликованы в статьях для средней облачности и температуры воздуха [15, 18].

Выводы

1. Наличие устойчивости в соотношениях между частотой и вероятностью событий позволяет использовать вероятностный метод обеспеченностей для анализа однородности рядов наблюдений над облачностью, без привлечения соседних станций.

2. Характер распределения облачности во времени и пространстве подчинен закону нормального распределения или близкого к нему.

3. За 130-летний период наблюдений не произошло сколь-нибудь заметных изменений в средней облачности, указывающих на вековые колебания климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас облаков/Под редакцией А. Х. Хргиана, Н. И. Новожилова. — Л.: Гидрометеониздат, 1978.—267 с.

2. Руководство к деланию метеорологических и магнитных наблюдений, составленное для горных офицеров академиком А. Куйфером. — СПб: 1835.— с. 82.

3. Инструкция для метеорологических станций Г. Вильда (с таблицами для вычисления метеорологических наблюдений). — СПб, 1869.

4. Инструкция для метеорологических станций Г. Вильда. — СПб, 1875 (приложение к 27 т. Записок Академии Наук № 2), 1879.

5. Инструкции, данные имп. Академией Наук в руководство метеорологическим станциям. — СПб. 1883, 1887, 1889, 1891.
6. Инструкция для производства дополнительных наблюдений над облаками и для составления телеграмм с результатами этих наблюдений. ГГО. Бюро Погоды. — Л., 1924. — 22 с.
7. Хргиан А. Х. Очерки развития метеорологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1948. — 350 с.
8. Руководство метеорологическим станциям. Ч. 1. (Основные наблюдения). 4-е изд. — Л.: ЦУЕГМС, 1935—1936. — 164 с.
9. Руководство по производству и обработке метеорологических наблюдений. Ч. 1. 3-е изд. — Л.: ЦУЕГМС, 1935. — 108 с.
10. Руководство метеорологическим станциям II разряда. 6-е изд. СССР. — М. — Л.: Гидрометеониздат, 1940. — с. 228.
11. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Метеорологические наблюдения на станциях. Ч. 1. Основные метеорологические наблюдения, 2-е изд. (с приложением к наставлению, 17—24). — Л.; ГУГМС, 1954. — 262 с.
12. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Изд. 3. — Л.: Гидрометеониздат, 1958. — 224 с.
13. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. 4-е изд. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 308 с.
14. Дунаева А. В. Выборочный метод как основа для правильной организации стационарных снегосъемок. — Труды ГГО, 1964, вып. 163, с. 122—155.
15. Дроздов О. А. Основы климатической обработки метеорологических наблюдений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1956. — 300 с.
16. Кадырова А. Г. Вероятность пасмурного состояния неба и осадки над Центральной и Восточной Азией. — Труды ГГО, 1976, вып. 376, с. 102—107.
17. Климаты Зарубежной Азии. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 448 с.
18. Кобышева Н. В., Антонович В. Д. О методах анализа однородности климатических рядов. — Труды ГГО, 1978, вып. 404, с. 47—50.
19. Лебедев А. Н., Кадырова А. Г. О методике обобщения ежедневных наблюдений за температурой воздуха. — Труды ГГО, 1976, вып. 376, с. 48—58.
20. Schereschewsky et Wehrli. Les systemes nuageux. — Paris, 1923. — 27 p.
21. Klimatologie der Schweiz. — Zürich: H. Bewolkung und Nebel. 1963. — 68 s.
22. Annalen der Schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt. 1961—76. — Zürich.

А. Г. Кадырова

К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСНОВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ОБЛАЧНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В климатологии облачность обычно характеризуется несколькими показателями. Из них наиболее распространены среднее количество облаков и число ясных и пасмурных дней. Эти показатели чаще других встречаются в метеорологических ежегодниках Западной Европы и оказываются вполне доступными для климатологической обработки вероятностными методами. С помощью названных показателей можно получить достаточно полное представление об облачном покрове за год и по сезонам, об изменении его прежде всего в зависимости от циркуляции атмосферы и от характера рельефа, высоты и ориентации горных систем.

Вопросам пространственно-временной изменчивости облачности над континентами и отдельными регионами в литературе уделяется немалое внимание. Однако для рассматриваемой территории этот вопрос исследован недостаточно и нуждается в дальнейшем изучении. В данной статье были использованы для анализа в основном материалы справочника [1], где на более полном исходном материале даются осредненные характеристики основных показателей облачности и их возможные значения по годам, рассматриваемые в конкретной взаимосвязи со средним значением за период. Эти материалы послужили основой для построения номограмм (рис. 1, 2).

Кроме данных справочника [1] привлекались также справочные издания национальных служб, в которых показатели облачности осреднены за конкретный период для большого числа станций. Такими обобщениями автор располагала для немногих государств, в частности для Чехословакии, Венгрии, Румынии, Югославии и Португалии. Интересные материалы по территории Европы и Атлантики опубликованы Берлинским университетом [2]. Они подготовлены и изданы по данным спутниковых наблюдений за период с 1967 по 1970 г. и содержат карты-схемы средней облачности, карты повторяемости форм облаков (Cu и St), повто-

ряемости ясного, переменного и пасмурного состояния неба, а также карты среднего максимального числа следующего друг за другом ясного, переменного и пасмурного неба. Эти карты-схемы дополняют сведения об облачности, приведенные в данной статье и в других публикациях по визуальным наблюдениям в конкретных пунктах.

Субтропические районы по имеющимся данным обладают сравнительно малой облачностью, особенно в летние месяцы. На юге

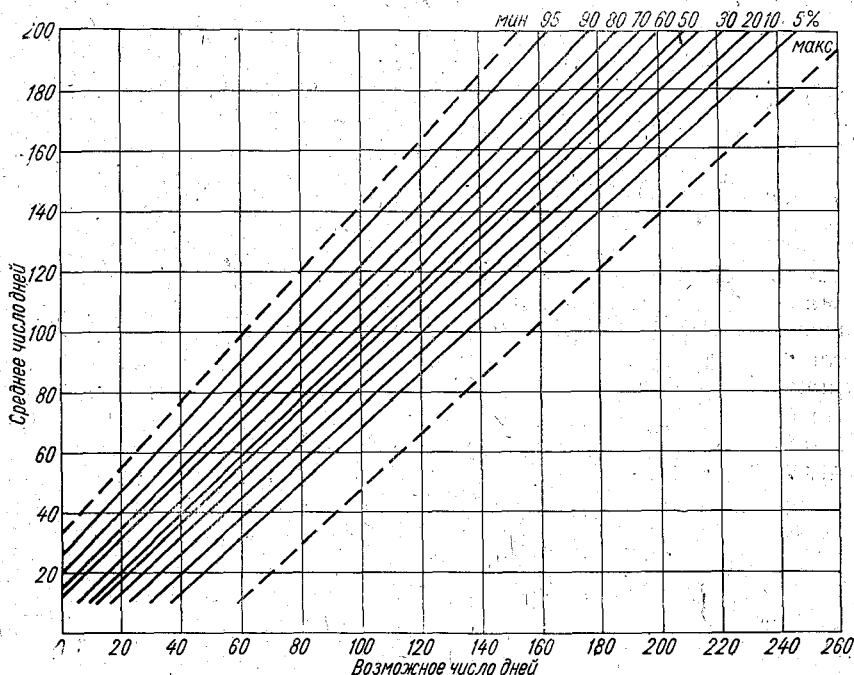


Рис. 1. Номограмма для расчета годового числа дней с облачностью 0—2 балла на территории Западной Европы.

Франции и юго-востоке Румынии средняя облачность в июле — августе составляет около 3 баллов в Греции, Португалии и Испании 1—2 балла, на юге Югославии 3—4 балла. В этих районах даже в зимние месяцы средняя облачность не всегда бывает порядка 6—7 баллов. Зато на территории Исландии, Ирландии, в некоторых районах Норвегии, чаще в ее западной прибрежной полосе, в течение всех месяцев года сохраняется значительная облачность 7—8 баллов и местами в отдельные месяцы 8,0—8,5 балла.

Особенно хорошо с помощью построенных годовых карт числа ясных и пасмурных дней и карт-схем, полученных по спутниковым

данным, можно выявить влияние на формирование облачности крупных горных систем. Например, к востоку от естественной границы Скандинавского нагорья характеристики облачности меняются. Количество пасмурных дней за год (рис. 2) уменьшается от 200 на побережье Норвежского моря до 150 на побережье Ботнического залива, защищенного от влияния Северной Атлантики Скандинавским нагорьем. Число ясных дней увеличивается соответственно от 30 до 60.

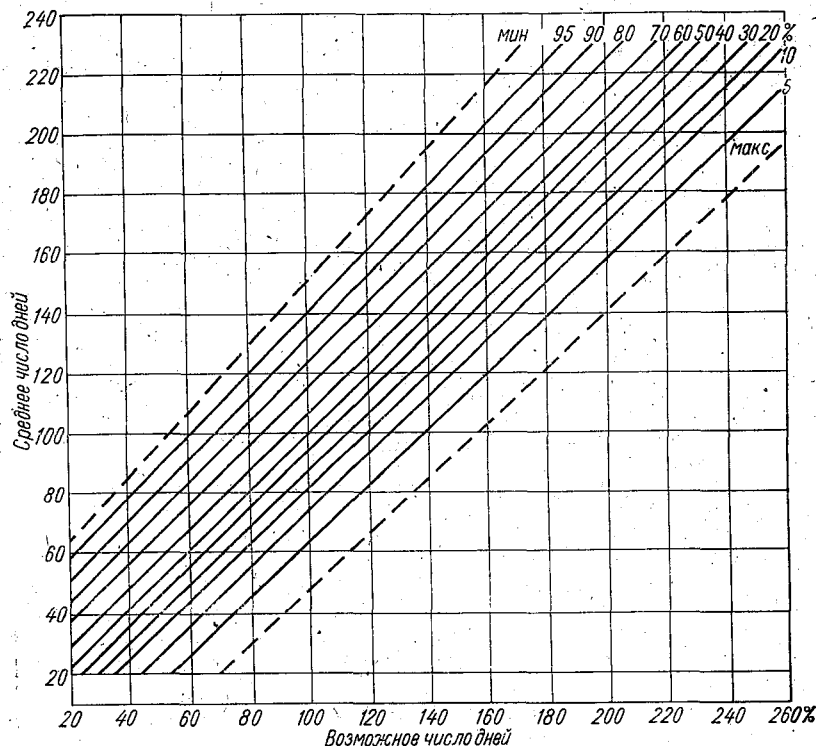


Рис. 2. Номограмма для расчета годового числа дней с облачностью 8-10 баллов на территории Западной Европы.

Из распределения основных показателей облачности по территории четко выделяются районы увеличенной облачности на наветренных склонах горных систем Европы. Велико число пасмурных дней на высотах более 1500 м. По наблюдениям на высокогорных станциях Снежка (1603 м) в Польше, Белашница (2067 м) в Югославии, Вырфу-Омул (2527 м) в Румынии и др. число дней пасмурного состояния неба в среднем за год доходит до 200, как и на побережье Норвежского моря.

Среднее число ясных и пасмурных дней за год, как показано на номограммах (рис. 1, 2), меняется по территории от 10 до 220 дней, а возможное — от 0 до 260. На первой номограмме малооблачные районы расположены в ее верхней части, а на второй — в нижней. Наибольшее среднее число ясных дней наблюдается на юго-востоке Португалии (Тавира — около 200 дней). В этих полупустынных районах пасмурное состояние неба практически отсутствует в течение нескольких месяцев (главным образом в теплое время года).

По наблюдениям Прая-да-Роча (Португалия), только 14 дней в году наблюдаются с облачностью (8—10 баллов). К северу Пиренейского полуострова ясная погода устанавливается гораздо реже. В столице Испании, например, число дней с облачностью (0—2 балла) уменьшается почти вдвое, а на северном побережье — в 4 раза. Однако в зависимости от циркуляционных условий в Средиземноморье и активизации циклонической деятельности в умеренных широтах зимой число ясных дней в Мадриде может меняться от 60 до 138, а по наблюдениям в Ла-Корунья — от 25 до 63. С помощью номограммы (рис. 1) и карты нетрудно получить необходимую информацию для любого пункта Западной Европы.

Облачность, как и атмосферные осадки, находятся в тесной связи с особенностями атмосферной циркуляции и проявлением фронтальной деятельности. В связи с этим распределение облачности в течение года отличается большим разнообразием. В зависимости от времени года и широты меняется приток солнечной радиации. Это приводит к различному прогреванию поверхности океана и суши и сказывается на изменении числа ясных и пасмурных дней. Летом это влияние выражено в увеличении ясных дней от полярных широт к субтропическим. Зимой на большей части Европы в среднем многолетнем возрастает повторяемость пасмурного неба. Это связано с тем, что Европа, как ни один другой континент, находится под влиянием прилегающего к ней Атлантического океана и окружающих его морей. В холодное время года погода над Европой определяется западным и юго-западным переносом воздушных масс, формирующихся над Атлантикой. Притоки холодного воздуха из Арктики приводят к усилению циклонической деятельности, обострению фронтальных систем, а следовательно, к возрастанию числа пасмурных дней и атмосферных осадков. В это время года действует глобальный термический градиент «полюс-экватор», который определяет интенсивность западного переноса и перекрывает муссонный эффект, связанный с сезонными различиями в нагревании деятельной поверхности континента Европы и прилегающего к нему Атлантического океана. В теплое время года в связи с общим прогреванием северного полушария градиент полюс — экватор уменьшается, интенсивность западного переноса также уменьшается и над континентом создаются условия, благоприятные для увеличения повторяемости ясного неба. Таким образом, над Европой зимой (XI—I) преобладает максимальная облачность. В горах максимум облач-

ности может наблюдаться весной (IV—V), так как горные системы играют роль механизмов, способных конденсировать водяной пар. В отдельных северных районах Исландии, Ирландии и Норвегии и вообще в приполярных районах наиболее облачны летние месяцы — июль, август. Это трудно заметить по значениям средней облачности, так как они мало меняются от месяца к месяцу, но хорошо видно по распределению числа пасмурных дней, особенно если рассматривать данные за отдельные годы. Над Южной Европой в июле — августе устанавливается ясная и сухая погода. В Центральной Европе с удалением от Атлантики наряду с основным летним минимумом облачности в марте появляется вторичный (Чехословакия, некоторые районы Австрии, Югославии, Румынии и др.), что также связано с особенностями атмосферной циркуляции — в марте начинается ее перестройка.

Однако особенности циркуляционных процессов отдельных лет своеобразны и изменчивы. Это приводит к тому, что и средние месячные значения основных показателей облачности также оказываются весьма изменчивыми. Очень наглядно об этом можно судить по данным номограмм и таблицы. В табл. 1 приведены сведения об обеспеченности и изменчивости (σ , σ_0) средней месячной общей облачности, числа ясных и пасмурных дней в январе и июле по некоторым пунктам Западной Европы. Экстремальные значения этих показателей даны с указанием лет максимума и минимума (из выборки 70—100-летнего ряда наблюдений, а для Осло и Бергена 35—45-летнего). Так, по наблюдениям в Осло средняя месячная общая облачность июля колеблется от 3,5 балла в 1955 г. до 8,2 в 1931 г., в Берлине и Зальцбурге от 3,0 до 8,3. Число дней с облачностью 8—10 баллов меняется соответственно от 2 до 26 — на северных станциях и от 3 до 20 — на станциях Центральной Европы. Подобные явления наблюдаются и в других районах исследуемой территории. Таким образом, в одни годы устойчиво сохраняется пасмурное состояние неба в течение месяца и более, в другие, наоборот, оно бывает в редких случаях (3—4 дня в месяц). Приведенные данные характеризуют как большую межгодовую изменчивость средней месячной облачности от года к году, так и относительную стабильность облачного покрова в течение отдельных периодов времени. Об изменчивости облачного покрова в климатологическом плане можно судить и по данным повторяемости ясных дней (0—2 балла). Например, из табл. 1 следует, что число дней с облачностью 0—2 балла в Зальцбурге варьирует в январе от 0 до 10, а число дней с облачностью 8—10 — от 5 до 25. Значит, встречаются годы, в которые ясное состояние неба отсутствует, а пасмурное небо сохраняется почти в течение всего месяца. Следовательно, и эта характеристика облачности показывает, что среднее многолетнее значение получается из показателей, существенно различающихся между собой, поэтому для выявления фактического режима облачного покрова необходимо рассматривать основные показатели облачности за конкретные месяцы и годы. Только такое рассмотрение позволяет

Таблица 1

Средняя общая облачность (1), число ясных (2) и пасмурных (3) дней различной обеспеченности и характеристики изменчивости (σ , c_v)

Станция	Средн.	Макс.	Год	Обеспеченность, %					Мин.	Год	σ	c_v
				5	20	50	80	95				
Январь												
Берген (Норвегия)	1	7,4	9,2	1930	9,1	8,7	7,8	6,1	4,7	3,6	1917	1,5,0,20
	2	3,5	17,0	1917	9,3	6,0	2,6	0,8	0,2	0	1921, 24, 30, 33, 34, 74-75	2,2 0,63
	3	17,8	27,0	1975	24,7	22,2	18,5	14,5	8,0	7,0	1917	4,9 0,27
Осло (Норвегия)	1	7,9	9,4	1969	9,0	8,2	7,0	6,0	5,0	4,6	1963	1,3 0,16
	2	3,8	14,0	1963	9,6	6,0	3,2	1,5	0,5	0	1934, 69, 74	2,7 0,71
	3	16,2	28,0	1933	24,8	21,3	16,0	11,3	8,0	6,0	1963	5,7 0,35
Берлин	1	7,5	9,3	1900	9,0	8,3	7,6	7,1	5,8	5,5	1905	1,0,0,13
	2	2,2	8,0	1947	6,5	4,5	2,2	0,5	0,1	0	1897, 1900, 02, 10, 20	2,4 1,10
	3	17,6	26,0	1935	24,5	20,9	17,9	13,7	11,7	11,0	1894, 1901, 03, 05, 30	4,4 0,25
Зальцбург (Австрия)	1	7,0	8,6	1945	8,4	7,8	7,1	6,5	5,3	3,8	1903	0,9 0,13
	2	3,1	10,0	1903	7,7	5,7	2,7	1,1	0,1	0	1938, 46, 52, 53, 59, 62, 65, 74	2,2 0,71
	3	15,0	25,0	1907	21,4	18,4	15,1	11,1	7,9	5	1899	4,4 0,29

Оснек (Югославия)	1	7,1	8,8	1931, 55	8,6	8,1	7,3	6,2	5,0	4,7	1908	1,1 0,15
	2	3,4	10,0	1906, 10	9,0	6,4	3,0	0,8	0,2	0	1919, 23, 24, 30, 31, 34	3,1 0,91
	3	16,1	26	1931	23,9	19,0	16,4	11,8	8,0	7,0	1908	5,0 0,31

Июль

Берген	1	7,4	8,6	1964	8,5	8,2	7,5	6,6	5,8	5,6	1965	0,9 0,12
	2	1,6	6,0	1917, 55, 65	4,9	2,8	1,1	0	0	0	1919, 20, 22, 24, 53, 31, 34, 38, 57	1,6 1,0
	3	16,6	26,0	1964	24,9	21,0	17,0	12,0	10,0	8,0	1919	5,2 0,31
Осло	1	6,3	8,2	1931	7,8	7,1	6,3	5,6	4,3	3,5	1955	0,8 0,13
	2	2,6	13,0	1955	9,5	4,6	2,0	0,5	0,1	0	1931, 36, 50, 51, 54, 57	2,7 1,04
	3	9,9	19,0	1931	17,0	13,2	10,0	7,0	5,4	2,0	1955	3,8 0,39
Берлин	1	6,3	8,3	1940	8,0	7,1	6,3	5,7	4,8	3,8	1904	0,9 0,14
	2	2,4	11,0	1904	7,0	4,2	2,0	0,2	0	0	1888, 91, 97, 1909, 10, 15	2,3 0,96
	3	9,7	19,0	1953, 54	17,0	13,5	9,0	5,9	4,6	3,0	1967	4,5 0,46
Зальцбург	1	5,9	7,8	1954	7,5	6,9	6,0	5,1	3,8	3,0	1911	1,2 0,20
	2	5,3	18,0	1911	12,0	7,9	5,0	2,0	0,4	0	1941, 66	3,6 0,68
	3	11,4	20,0	1913	18,0	14,2	11,1	7,1	4,1	3,0	1911	4,4 0,39
Оснек	1	3,9	6,6	1955	6,0	4,8	3,9	3,2	2,4	1,7	1928	1,0 0,26
	2	11,5	21,0	1904, 39	19,0	15,3	11,7	7,7	4,5	3,0	1955	4,7 0,41
	3	4,6	14,0	1955	10,0	7,5	4,4	1,6	0,7	0	1908, 21, 27, 28	3,4 0,74

выявить особенности формирования облачности в различных районах Западной Европы. Однако установление истинных причин, в результате которых происходят такие колебания в режиме облачности — одного из элементов общего режима увлажнения, задача весьма сложная. Она может быть решена только после полного и детального изучения климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатический справочник Западной Европы/Под ред. А. Н. Лебедева, И. С. Борушко, А. Ю. Егоровой.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 678 с.
2. Meteorologische Abhandlungen. Ein Beitrag zur Bewölkungsklimatologie Europas und des Atlantiks anhand von Satellitenaufnahmen:—Berlin: 1977, B. 1, H. 1.—111 p.

И. А. Береснева

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Засушливость климата Центральной Азии обусловлена резким несоответствием большого количества приходящего тепла малым суммам выпадающих осадков.

Ранее было показано [5, 6], что вся территория республики находится в условиях недостаточного и крайне недостаточного увлажнения (кроме высокогорных районов). Последовательная смена зональных типов растительности и почв связана с изменением радиационного баланса и индекса сухости. Для территории МНР построен график геоботанической зональности.

Настоящая статья посвящена вопросу исследования составляющих теплового баланса республики и их изменению в зависимости от физико-географических особенностей.

Климатологические расчеты составляющих радиационного и теплового баланса выполнены по методике, разработанной под руководством М. И. Будыко [7, 8, 9, 11, 13, 20].

Для расчета членов теплового баланса использованы нормы основных метеорологических элементов, опубликованные в справочных изданиях, монографиях и атласах, освещающих различные стороны климата Центральной Азии, в частности территорию МНР [1, 10, 17, 18, 19, 23].

В связи с тем, что эта работа является продолжением исследований по климату МНР, выполняемых автором с 1970 г. в рамках Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции АН СССР и АН МНР, в работе использованы результаты экспедиционных наблюдений автора на стационарах экспедиции, а также опубликованные [4—6, 16, 22] или подготовленные к печати геоботанические и почвенные работы сотрудников экспедиции.

Расчеты производились по данным 30 пунктов МНР, а также 15 станций КНР, расположенных по южной границе МНР, и по сопредельным территориям СССР.

На территории МНР действует довольно значительная сеть актинометрических станций (около 20), однако 15-летний период

наблюдений имеют только 5 станций: Мурэн — лесостепная зона; Улангом, Уланстай и Улан-Батор — степная; Даланзадгад — пустынно-степная. Ежемесячные данные суммарной радиации по перечисленным станциям печатаются в мировых актинометрических ежегодниках [23].

Средние месячные значения суммарной радиации вычислялись по формуле, уточненной Т. Г. Берлянд [7], и расчетные значения сравнивались с наблюдёнными.

Из работ Т. Г. Берлянд, М. И. Будыко, Н. А. Ефимовой, З. И. Пивоваровой [8, 11, 13, 21] известно, что суммарная радиация весьма устойчивый во времени метеорологический элемент. Для надежного определения норм достаточны 10—15-летние ряды наблюдений.

Таблица 1

Суммарная радиация Q_0 при безоблачном небе (МДж/м²·мес)

Широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
52°	155,0	318,4	532,1	741,6	879,9	963,7	900,8	758,5	595,0	398,0	196,9	125,7
50	192,7	347,8	561,5	766,8	905,0	980,5	913,4	779,3	620,1	427,4	230,4	159,2
48	230,4	381,3	590,8	791,9	926,0	993,0	926,0	800,3	645,3	456,7	264,0	192,7
46	268,2	414,8	620,1	817,0	951,1	1005,6	938,6	821,2	670,4	486,0	297,5	226,3
44	305,9	448,3	649,4	838,0	972,1	1014,0	946,9	838,0	691,4	515,4	331,0	259,8

Месячные значения возможной суммарной радиации Q_0 получены по методу, используемому Т. Г. Берлянд (по методу В. Н. Украинцева).

В табл. 1 приводятся значения Q_0 для основных широтных разрезов по территории республики.

Особенности циркуляции над Центральной Азией приводят к преобладанию малооблачной погоды в течение всего года во всех аймаках республики.

Годовой ход повторяемости ясных дней и ночей имеет один максимум зимой (XI—III) и минимум в дождливые летние месяцы (VI—VIII). Зимой в 90—100% всех ночей наблюдается ясная погода, летом она уменьшается до 50—70%. Суммарная повторяемость ясного и полусясного неба для всей территории республики в течение всего года более 70% в любое время суток.

Характерная особенность климата территории МНР заключается в незначительном количестве пасмурных суток за год, что показывают следующие данные числа пасмурных суток по общей (1) и нижней (2) облачности:

	Кобдо	Мурэн	Цэцэрлэг	Улан-Батор	Хэрлэн	Ундурхан	Далан-задгад	Сайншанда
1	52	62	57	57	50	53	47	40
2	6	9	9	8	5	6	5	3

Даже в самое дождливое время (VI—VIII) повторяемость пасмурного неба по нижней облачности не превышает 25%. Однако в отдельные годы число пасмурных суток может быть вдвое больше средних данных. За зиму на градацию облачности 8—10 баллов приходится не более 1—2 случаев.

Своеобразие годового хода облачности приводит к тому, что зимой колебания ежесуточных значений суммарной радиации незначительны (максимальные величины доходят до $16,8 \text{ МДж/м}^2 \times \text{сут}$), летом возможны суммы $29,3—33,5 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$.

В работе автора [4] было показано, что в среднем за год значения суммарной радиации изменяются по территории республики от 5028 до 6285 МДж/м^2 , причем широтные изменения незначительны летом, градиент $8,4—12,6 \text{ МДж/м}^2$, зимой он возрастает до 25,1.

Максимальное количество тепла республика получает в июне ($628,5—712,3 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{мес}$), наименьшее в декабре ($125,7—209,5$).

Таблица 2

Альбедо естественных поверхностей (A_k)

Естественная поверхность		A_k
вид	характеристика	
Снег ¹	Загрязненный	0,40—0,50
	Чистый влажный	0,60—0,70
Тундры ¹	Высокогорные кобрезиевые	0,15—0,20
	Хвойные	0,10—0,15
Леса ¹	Лиственные	0,15—0,20
	Осоково-злаковый разнотравный луг	0,21
Горная лесостепь	Ковыльная	0,23
	Сухая	0,20—0,30
Степь	Пустынная	0,25
	Солянковая	0,24—0,25
Пустыня	Брахантемово-реомюриевая	0,29
	Песчаная с наносами черной гальки	0,24
Солончаки	Песчаная, желтая	0,28—0,38
	На берегу оз. Улан-Нур	0,30
	Большой белесый в котловине	0,43
	Тугрик-Уус	0,24
Полупустынная и пустынная растительность	Карагана Гобийская	0,25—0,26
	Низкорослый саксаул	0,30—0,35
	Нитрария	0,17
	Тростник на дне чуть влажного оз. Улан-Нур	0,17

¹ Данные М. И. Будыко [11]

Как было выявлено раньше [5], при вычислении поглощенной радиации особое внимание уделялось пространственно-временному изменению альbedo.

Наиболее правильным было бы использовать наблюдаемые значения альbedo, однако эти данные пока не опубликованы.

Особенности годового хода осадков с максимумом в июле — августе приводят к тому, что зимой по всей республике, за исключением северных склонов Хангайского и Хентейского хребтов, наблюдается неустойчивость снежного покрова. Незначительная высота его и быстрое испарение в зимние месяцы способствуют значительной сухости почвы в мае — июне на севере и в апреле — июне на юге республики.

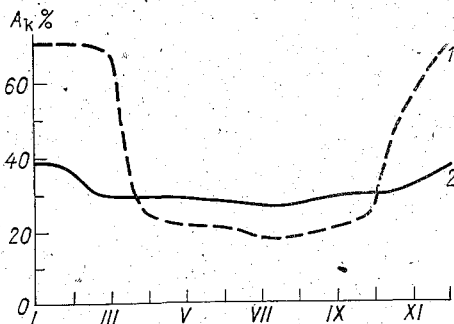


Рис. 1. Годовой ход альbedo.
1 — лесостепь (Хараа), 2 — остепненная пустыня (Номгон).

В табл. 2 даны значения альbedo основных природных зон МНР, принятые при расчете поглощенной радиации. В весеннее и раннелетнее время альbedo увеличивается на 10—20% по сравнению со значением альbedo в июле. Наблюдения автора в Северной Гоби подтвердили ранее полученный Б. А. Айзенштамом и др. [2] вывод о том, что понижения A_k на 10—20% возможны после выпадения даже кратковременных дождей, ко-

торые, как показала А. Г. Кадырова [6], наиболее вероятны на юге МНР в летнее время.

На рис. 1 показан годовой ход альbedo для двух наиболее контрастных растительных зон: лесостепной и пустынной. В лесостепной зоне колебания альbedo составляют 50%, в остепненной пустыне в связи с почти полным отсутствием снежного покрова в зимние месяцы годовая амплитуда колебания A_k не превышает 13—15%. За год поглощенная радиация изменяется по территории республики от 3142,5 МДж/м² в лесостепи до 4190—4400 в пустынях Гоби. По данным наблюдений в пустынно-степной зоне МНР установлено, что микроклиматическая изменчивость альbedo в 2—2,5 раза по территории Булган-Сомона (Южно-Гобийский аймак) приводит к изменению поглощенной радиации $\pm 25\%$ по сравнению с контрольным участком на пустынной степи за счет разнообразия подстилающей поверхности.

При вычислении эффективного излучения за температуру подстилающей поверхности была принята температура поверхности почвы, что вполне допустимо в связи с малым проективным покрытием почвы растительностью, особенно в южных аймаках республики. Наибольшие разности температуры поверхность почвы — воздух составляют в летние месяцы 5—7°C, что увеличивает эффективное излучение на 251,4—419,0 МДж/м²·год.

Тепловой баланс МНР (МДж/м²·год)¹

Станция	R	LE	P	$\frac{LE}{R} \%$	$\frac{P}{R} \%$
Улангом	1550,3	339,4	1210,9	22	78
Мурэн	1441,4	553,1	888,3	38	62
Булган	1717,9	771,0	946,9	45	55
Хараа	1357,6	615,9	741,7	46	54
Биндэр	1504,2	683,0	821,2	45	55
Ховд	1709,5	264,0	1445,5	15	85
Улиастай	1625,7	527,9	1097,8	32	68
Улаанбатаар	1759,8	590,8	1169,0	34	66
Хэрлэн	1638,3	611,7	1026,6	37	63
Чойбалсан	1634,1	703,9	930,2	43	57
Цэцэрлэг	1697,0	859,0	838,0	51	49
Ундэрхаан	1684,4	666,2	1018,2	40	60
Хужирт	1793,3	703,9	1089,4	39	61
Галуут	1638,3	691,4	946,9	42	58
Х. Чойр	2028,0	444,2	1583,8	22	78
Алтай	1512,6	457,1	1055,5	30	70
Арвайхээр	2237,5	662,0	1575,5	30	70
Мандалговь	2132,7	410,6	1722,1	19	81
Байшинт	1919,0	460,9	1458,1	24	76
Сайншанд	2203,9	293,3	1910,6	13	87
Замын-Ууд	2275,2	301,7	1973,5	13	87
Даланзадгад	2417,6	339,4	2078,2	14	86
Номгон	2539,1	276,5	2262,6	11	89

¹ R — радиационный баланс, LE — затрата тепла на испарение, P — турбулентный обмен.

В равнинных районах МНР эффективное излучение около 1590—2000 МДж/м². В юго-западных пустынных аймаках значения эффективного излучения около 1880 МДж/м². Н. А. Ефимова [14] указывает на необходимость правильного учета пространственно-временной изменчивости альбедо. Особенно это необходимо для такой своеобразной в климатическом отношении страны, как МНР. Методические неточности были допущены Л. Бадарчем [3] и М. К. Гавриловой [12] при расчете поглощенной радиации и эффективного излучения для некоторых пунктов МНР.

Значения радиационного баланса для Улан-Батора, приводимые Н. А. Ефимовой [15], близки к рассчитанным автором. Ради-

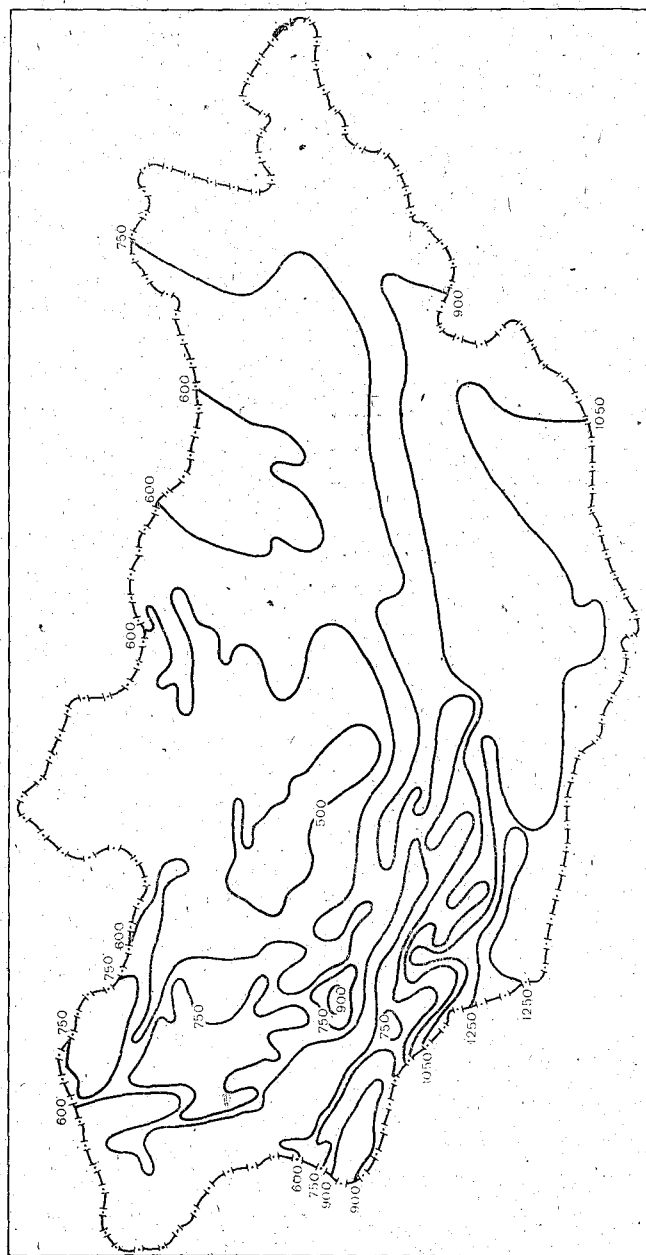


Рис. 2. Испаряемость по территории МНР (мм/год).

ационный баланс с севера на юг республики изменяется от 1047—1257 МДж/м² в лесной зоне до 2514 в крайне аридных пустынях Заалтайской Гоби. Годовой ход составляющих теплового баланса показывает, как распределяются положительные или отрицательные потоки тепла у земной поверхности (табл. 3).

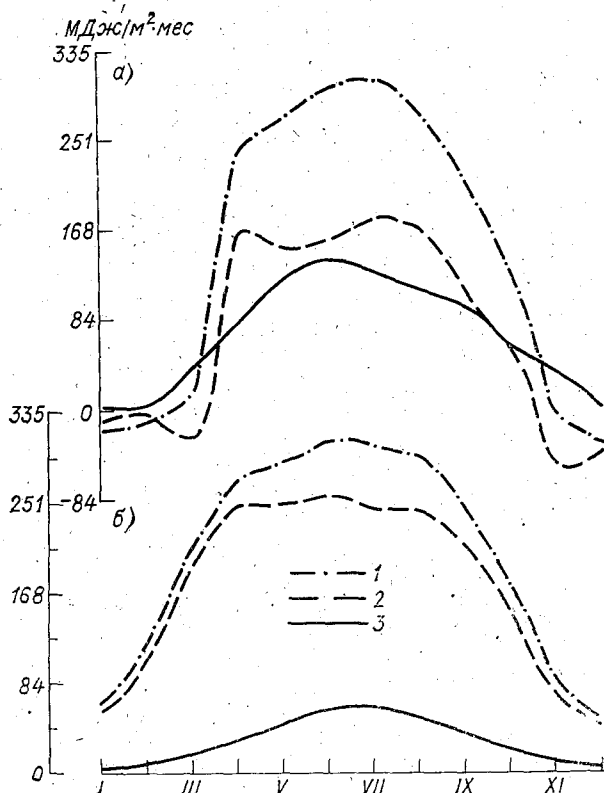


Рис. 3. Годовой ход составляющих теплового баланса (МДж/м²), Цэцэрлэг (а), Даланзадгад (б).

1 — радиационный баланс, 2 — турбулентный поток тепла, 3 — затрата тепла на испарение.

В декабре радиационный баланс на большей части территории республики отрицателен. Нулевая изолиния радиационного баланса проходит по 44—45° с. ш. Отрицательные месячные значения невелики, около 62,8 МДж/м², в это время положительные значения радиационного баланса в пустынных районах около 85—105 МДж/м².

Изолиния нулевого отрицательного баланса, как показано ранее [6], хорошо согласуется с северной границей распространения пустынных степей, с геоморфологическим рубежом, который называют Гоби, с бессточной областью Центральной Азии и др.

Радиационный баланс достигает максимума в июне — июле и составляет около 293—335 МДж/м².

Расход тепла на испарение зависит от увлажнения и температуры земной поверхности, влажности воздуха и интенсивности турбулентного обмена в приземном слое.

При наличии достаточного количества влаги в почве испарение и затрата тепла на испарение регулируются в основном радиационным балансом.

Наибольшее испарение в МНР наблюдается в районах максимальных значений летних осадков в предгорьях Хангая и Хэнтея (более 350 мм/год). В областях недостаточного увлажнения испарение незначительно, его значение приближается к годовой сумме осадков. Самое малое значение испарения (около 30—50 мм/год) наблюдается в пустынных районах.

По территории Монгольской Народной Республики максимальное возможное испарение, или испаряемость, подсчитанная по комплексному методу, изменяется от 400—500 до 1200 мм/год и более (рис. 2): Наибольшая испаряемость возможна в июне — июле, что связано с максимумом прихода радиации в эти месяцы.

Если пренебречь потоком тепла в почву, что правомерно для расчетов в среднем за год, то на испарение затрачивается от 50 до 10—12% всего тепла в зависимости от зоны увлажнения. Особенности годового хода увлажнения почвы, режим облачности и ход радиационного баланса приводят к тому, что на турбулентный теплообмен расходуется от 840 до 2300 МДж/м² год, что составляет 50—90% значений радиационного баланса.

На рис. 3 показан годовой ход составляющих теплового баланса по лесостепной растительной зоне (Цэцэрлэг) и предгорной пустынной степи (Даланзадгад).

Время достижения максимума значений теплового баланса может быть различным. Обращает на себя внимание двувершинность кривой турбулентного потока тепла в Цэцэрлэге. Максимум затраты тепла на испарение связан с особенностями годового хода осадков и изменения влажности почвы. В лесостепной зоне (Цэцэрлэг) ранней весной более 70 % радиационного баланса затрачивается на турбулентный обмен в связи со значительной сухостью почв. В июне испарение и турбулентный поток тепла примерно равны между собой, в июле турбулентный поток тепла возрастает в связи с максимумом радиационного баланса. В пустынных областях затрата тепла на испарение в июне — июле достигает 62,8 МДж/м²·мес, в то время как на турбулентный обмен приходится до 251,4.

В основном тепло здесь расходуется на нагревание приземного слоя воздуха и верхних слоев почвы.

Таким образом, значительные величины годовых и летних значений радиационного баланса, возрастающих к южным границам республики, недостаточная влажность почвы, небольшое значение коэффициента стока и возрастающая к югу сухость климата (табл. 4) приводят к изменению характера растительного покро-

Показатели водно-теплового режима МНР

Растительные зоны	Q	$Q(1-A_k)$	R	$\Sigma t > 10^\circ\text{C}$	LE	E_0	P	L_r	$\frac{R}{L_r}$
Высокогорные тундры	3350—4190	—	630—840	1000	420—630	500	210—420	1130—1260	0,6—0,7
Лесной пояс	4610—5030	2930—3350	840—1260	1000—2200	630—840	500—800	210—420	880—1130	0,8—1,3
Лесостепь	4610—5240	3350—3770	1260—1470		630—840		630—840	630—840	1,3—2,0
Степь	5240—5660	3770—4190	1470—2300	2200—2800	250—630	800—1100	1260—1680	250—630	2,5—8,0
Пустыня	5870—6285	4270—4400	2350—2470	> 2800	200—250	≥ 1200	2100—2260	250	> 8,0

Примечание. Значения Q , $Q(1-A_k)$, R , LE , P , L_r даны в МДж/м²·год, E_0 — мм/год, $\Sigma t > 10^\circ\text{C}$ — сумма температур воздуха за период с устойчивой средней суточной температурой выше 10°C .

ва, смене почвенных и растительных зон, что проявляется в изменении всех параметров климата МНР.

Возрастание засушливости климата проявляется в постепенном уменьшении проективного покрытия растительных сообществ. С севера на юг убывает общая продуктивность растительности, а также происходят изменения в структуре сообществ. В крайне засушливых условиях (Заалтайская Гоби) на плакорах наблюдается отсутствие высших растений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматический атлас мира. — Л.: Гидрометеиздат, 1972.
2. Айзенштат Б. А., Малевский-Малевиц С. П., Соловейчик В. И. Некоторые результаты наземных и вертолетных актинометрических измерений. — Труды ГГО, 1972, вып. 276, с. 113—118.
3. Бадарч Л. Радиационный баланс на территории Монголии. — Вопросы географии АИ МНР, 1972, № 12, с. 24—44.
4. Береснева И. А. Микроклиматическое распределение суммарной радиации в Монгольской Народной Республике (на примере северо-восточного склона Хангайского хребта). — Труды ГГО, 1976, вып. 351, с. 146—154.
5. Береснева И. А. О соотношении тепла и влаги на территории МНР. — Труды ГГО, 1977, вып. 390, с. 109—114.
6. Береснева И. А., Рачковская Е. И. К вопросу о факторах зональности в южной части МНР. — Проблемы освоения пустынь, 1978, № 1, с. 19—29.
7. Берлянд Т. Г. Методика климатологических расчетов суммарной радиации. — Метеорология и гидрология, 1960, № 6, с. 9—12.
8. Берлянд Т. Г. Изменчивость солнечной радиации, поступающей к поверхности земли. — Труды ГГО, 1965, вып. 179, с. 28—39.
9. Борзенкова И. И. Об особенностях радиационного режима горных областей. — Труды ГГО, 1970, вып. 263, с. 39—48.
10. Бугд найрамдах монгол ард улсын, уур амьсгалыг лавлах. I боть, Улан-Батор, 1971.
11. Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 471 с.
12. Гаврилова М. К. Климатические факторы формирования и развития многолетнемерзлых горных пород. Гл. 1. В кн.: Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. — М.: «Наука», 1974, с. 12—29.
13. Ефимова Н. А. К методике расчета месячных величин эффективного излучения. — Метеорология и гидрология, 1961, № 10, с. 28—33.
14. Ефимова Н. А. Альbedo сельскохозяйственных угодий. — Труды ГГО, 1974, вып. 307, с. 43—57.
15. Ефимова Н. А. Карты продуктивности природных растительных покровов континентов. — Ботанический журнал, 1976. Том 61, № 12, с. 1641—1657.
16. Кадырова А. Г. Продолжительность и интенсивность осадков на территории МНР. — Труды ГГО, 1976, вып. 376, с. 59—66.
17. Климаты Зарубежной Азии. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 448 с.
18. Климатический справочник Зарубежной Азии. — Л.: Гидрометеиздат, ч. 1, 1974. — 540.
19. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 638 с.
20. Мухенберг В. В. Альbedo поверхности суши земного шара. — Труды ГГО, 1967, вып. 193, с. 24—36.
21. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 335 с.
22. Рачковская Е. И., Евстифеев Ю. Г. К вопросу о взаимосвязи почвенного и растительного покрова в южной части МНР. — В кн.: Структура и динамика основных экосистем МНР. — Л.: «Наука», 1976, с. 125—144.
23. Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть), I—XII, 1964—1978 гг. — Л.: Изд. ГГО, ротاپринт, 1965—1979.

А. Н. Лебедев, А. М. Носова

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ГРОЗ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Грозой называют сложное атмосферное явление, при котором происходят многократные электрические разряды (молнии) между отдельными облаками, а также между облаками и землей. В условиях климата Западной Европы, как и климата Европейской территории СССР, число молний достигает 200 в течение 5 мин и около 800 в течение одного часа. Приведенные характеристики, конечно, весьма ориентировочны, однако точных сведений практически нет. Но все же они позволяют судить о характере этого еще не до конца изученного явления.

В литературе существует несколько разновидностей молний, на которых мы не будем останавливаться. Отметим лишь, что различают три вида молний: линейную, плоскую и шаровую. Здесь же будем рассматривать продолжительность гроз без учета того, какими молниями они сопровождаются.

В климатологии для изучения деятельности гроз принята характеристика «число дней с грозой». Этому показателю посвящены многочисленные научные статьи, построены климатические карты.

Чаще всего грозы бывают во влажных тропиках и экваториальных широтах, где конвективные процессы наиболее хорошо развиты. Особенно много гроз на островах Индонезии, в частности в районе о. Явы. К сожалению, в климатологической литературе немало путаницы и ошибочных сведений. В одной из старых работ имеется указание, что в районе Бютензорга (недалеко от Джакарты — столицы Индонезии) среднее число дней с грозой за год достигает 322. Но это число не подтверждается материалами современных метеорологических наблюдений окружающих станций. Поэтому к приведенному числу следует относиться весьма критически. В Джакарте, по современным данным, за год наблюдается только 136 дней с грозой, в Сингапуре как типичном экваториальном пункте — 152.

На территории СССР, где климатические условия варьируют от сухих и влажных субтропиков до холодного континентального полярного и арктического климатов, такого изобилия гроз, как на экваторе, не бывает. Наиболее грозовые районы в СССР находятся

на Кавказе. По данным Е. П. Архиповой (1957 г.), максимум числа дней с грозой за год (55) падает на район горы Бермамыт (2586 м). Во всех других частях СССР, где грозы бывают часто (в Крыму, на Армянском нагорье и т. д.), максимальное число дней с грозой редко превышает 30—35. На Азиатской территории СССР максимум числа дней с грозой в основном не более 25—30.

С продвижением на север в связи с общим понижением температуры условия для появления грозы становятся менее благоприятными. В арктической зоне грозы бывают исключительно редко — один раз в несколько лет.

Приведенные данные показывают частоту появления гроз лишь в пункте наблюдений. Если это локальное явление будем рассматривать на ограниченных участках территории (некоторой площади), например в квадрате 100×100 км, то окажется, что частота явления возрастает в 2—3 раза. Следовательно, климатологическая обеспеченность гроз для некоторой площади значительно выше чем для пункта наблюдений, поэтому данные пунктов наблюдений (метеорологических станций) недостаточно полно характеризуют грозоопасность для некоторых практических задач.

Следует особо подчеркнуть, что число дней с грозой является изменчивой характеристикой не только по территории, но и во времени, т. е. от года к году. В одни годы (в одном и том же пункте или районе) гроз много, а в другие, наоборот, мало или во всяком случае заметно меньше. Поэтому среднее число дней с грозой, оказывается мало показательной численной характеристикой. В годы максимума грозовой деятельности на севере Европейской территории ССР летом наблюдается до 8—10 дней с грозой в месяц, в центральных и южных районах — до 13—14. Такие годы встречаются примерно один раз в 20 лет. В исключительно грозовые годы, встречающиеся один раз в 50—70 лет, число дней с грозой достигает 16—19 в месяц. Причем такое количество дней с грозой одинаково вероятно как в июне, так и в июле. В годы минимума грозы становятся редким явлением (табл. 1).

Из данных табл. 1 следует, что в годы активной грозовой деятельности в июне и июле на каждые 2—3 дня приходится один день с грозой. По ним нетрудно заметить, что грозовая активность весьма изменчивая характеристика от года к году. Поэтому среднее значение (норма) не может быть достаточно полной характеристикой, оно требует соответствующей расшифровки, позволяющей раскрыть его внутреннее содержание, т. е. показать, из каких конкретных значений числа дней с грозой эта норма образовалась (табл. 1).

Исследованию гроз посвящено много работ в СССР и за границей которые носят преимущественно экспериментальный характер. Собственно климатологических разработок не так много. Однако и среди них встречаются публикации, в которых карты гроз ненадежны. В частности, А. Х. Филиппов в работе [4] приводит карту среднего годового числа дней с грозой в Забайкалье, на которой изолинии проведены через 2 дня. Автор утверждает,

Таблица 1

Число дней с грозой различной обеспеченности

Станция	Средн.	Макс.	Обеспеченность, %												Мин.
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95		
Июнь															
Архангельск	4	9	8	6	6	4	3	2	2	1	1	0	0	0	0
Каргополь	5	12	10	8	6	5	4	4	3	2	1	1	0	0	0
Москва	6	13	11	10	9	7	7	6	5	4	3	2	1	1	1
Пенза	7	13	10	8	7	7	7	6	5	5	4	2	1	1	1
Василевичи	7	17	14	12	10	9	8	7	6	5	4	3	2	2	2
Киев	6	14	13	10	8	8	7	7	6	5	4	4	2	0	0
Харьков	8	19	14	11	9	8	7	7	6	5	5	4	2	1	1
Одесса	6	15	14	12	11	9	8	7	6	5	4	3	3	2	2
Симферополь	6	14	13	10	8	8	7	6	5	4	4	1	1	1	1
Ставрополь	7	14	14	12	11	9	9	7	6	5	4	3	2	2	2
Июль															
Архангельск	5	11	9	7	6	5	4	4	3	2	2	0	0	0	0
Каргополь	7	13	11	10	9	7	6	5	5	4	4	2	1	0	0
Москва	7	16	13	11	10	9	8	7	7	6	5	4	3	3	3
Пенза	10	16	15	13	11	9	9	8	7	5	4	3	2	1	1
Василевичи	8	19	14	12	11	11	9	8	7	6	5	3	2	1	1
Киев	7	16	11	9	8	8	7	6	6	5	5	4	2	0	0
Харьков	8	16	13	12	10	9	9	7	6	6	4	3	2	0	0
Одесса	6	14	11	10	9	8	6	5	5	4	3	2	1	1	1
Симферополь	5	16	15	14	9	8	7	6	5	5	4	2	1	1	1
Ставрополь	7	15	15	14	12	11	10	9	8	7	5	4	3	2	2

что такой подход обоснован статистически. Подобная статистическая обоснованность в проведении столь частых изолиний даже на равнинах при плотности сети более одной станции на 3000 км² не может быть надежной. Тем более, если речь идет о районах, где плотность сети очень мала — менее одной станции на 20 000—25 000 км², а подстилающей поверхностью служат многочисленные горные хребты различной ориентации, к тому же климат сравнительно сухой, то невольно приходится считать, что подобные карты являются домыслом их составителя.

Авторам для построения карты продолжительности гроз (в часах) исходным материалом послужил Справочник по климату СССР [3], выполненный под научно-методическим руководством ГГО. Продолжительность гроз по визуальным наблюдениям на метеорологической сети станций регистрируется с точностью до 15 мин. К сожалению, не все наблюдатели одинаково аккуратно

проводят эти наблюдения поэтому в результатах немало пропусков и брака. В связи с этим в Справочник были включены только те станции, наблюдения которых после тщательного анализа данных не вызвали сомнений. Справочник содержит данные 988 станций СССР, охватывающие период наблюдений с 1936 по 1965 г.

В 1978 г. А. М. Носова, приступая к составлению карты средней годовой продолжительности гроз (в часах), задалась целью выяснить, с одной стороны, как отразится увеличение периода на-

Таблица 2

Статистические параметры продолжительности гроз (часы) по данным за 1936—1965 и 1936—1975 гг.

Станции	t_{30}	t_{40}	σ_{30}	σ_{40}	σ'_{30}	σ'_{40}	Cv
Зугдиди	142	146	72	70	13	12	0,5
Бакуриани	134	142	64	64	12	11	0,4
Кириловка	105	108	46	44	9	7	0,4
Расейный	71	64	18	22	4	4	0,3
Каменец-Подольский	68	64	20	21	4	3	0,3
Могилев	57	57	34	31	6	6	0,6
Ай-Петри	46	49	20	20	4	3	0,4
Тийрикоя	47	45	21	21	4	4	0,5
Сургут	40	38	21	19	4	3	0,5
Киев	34	35	12	11	2	2	0,3
Олонец	34	34	21	19	4	3	0,6
Омск	31	31	15	13	3	2	0,4
Верхний Баскунчак	25	26	12	12	2	2	0,5
Тарко-Сале	26	24	15	14	3	2	0,6
Березово	24	23	12	12	2	2	0,5

блюдений на 10 лет на показаниях норм 30-летнего ряда, а с другой стороны, проверить, нет ли необходимой связи между числом дней с грозой и ее продолжительностью. Если такая связь существует, то нельзя ли с ее помощью использовать число дней с грозой для восстановления продолжительности данного явления и тем самым увеличить объем информации для пунктов, не имеющих его регистрации. Оба эти вопроса имеют очень важное методическое значение.

Для решения первой задачи, связанной с надежностью средних многолетних значений, были отобраны 15 станций, находящихся в самых различных географических условиях, и для них продлены периоды наблюдений вплоть до 1975 г. Сопоставление полученных

данных с данными, вычисленными для 30-летнего периода наблюдений, дало удовлетворительные результаты. Выяснилось, что удлинение периода наблюдений на 10 лет не внесло существенных изменений в показания норм. В целом они оказались хорошо сравнимыми с данными справочника. И только для двух пунктов (Бакуриани, Расейняй) отклонения от нормы 30-летнего ряда превысили 10%. Можно сказать, что полученные результаты указывают на достаточную практическую устойчивость норм и позволяют с одинаковой надежностью пользоваться как 30-летним рядом наблюдений, так и 40-летним. Это довольно важный вывод, который заранее нельзя было предусмотреть (табл. 2).

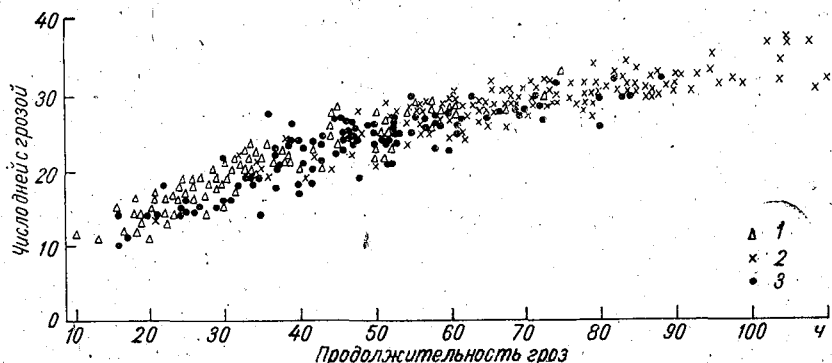


Рис. 1. График связи числа дней и годовой продолжительности гроз.
1 — Иркутская и Читинская обл., 2 — СССР, 3 — Прибалтика, Ленинградская обл., Карелия.

Для решения второй задачи: выяснения зависимости между числом дней с грозой и ее продолжительностью, — авторы подвергли обработке данные более 500 станций, находящихся в различных условиях. Были построены соответствующие графики связи. Анализ графиков показал, что зависимость между числом дней и продолжительностью гроз имеет весьма тесную корреляционную связь (рис. 1). Из рис. 1 видно, что с увеличением числа дней с грозой средняя годовая продолжительность гроз возрастает. Пользуясь этим графиком можно увеличить объем информации по продолжительности грозовой деятельности.

Для пунктов, в которых отсутствуют наблюдения за продолжительностью гроз, но имеются данные по числу дней с грозами, легко получить характеристику продолжительности данного явления. Для этого необходимо по оси ординат отыскать нужное число дней с грозой и от этой точки мысленно провести прямую линию, параллельную оси абсцисс. В точке пересечения этой линии с кривой, характеризующей зависимость числа дней с грозой от продолжительности, опустить перпендикуляр на ось абсцисс

Таблица 3

Годовая продолжительность гроз по 30-летним (1936—1965) и 40-летним (1936—1975) рядам наблюдений различной обеспеченности (часы)

Станция	Средн.	Макс.		Обеспеченность, %										Мин.	
		часы	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	часы	год
Кирилловка	105	216	1955	190	155	134	129	125	116	102	85	68	39	15	1941
Зуглиди	108			189	161	139	130	124	117	102	87	70	44	25	
	150	280	1955	269	242	208	185	163	144	125	104	76	40	17	1939
Бакуриани	146			267	244	209	184	166	149	131	110	83	47	21	
	134	317	1951	268	216	182	158	141	132	124	115	92	51	32	1938
	142			266	221	188	165	151	138	129	119	102	58	36	
Ай-Петри	46	97	1968	84	75	65	57	50	44	38	33	28	21	17	1949
	49			90	78	65	58	52	47	41	36	30	23	18	
Могилев	57	150	1954	132	105	78	67	58	50	44	37	28	20	14	1945
	57			124	104	75	65	58	50	44	38	30	22	16	
Киев	34	66	1938	55	46	43	40	39	37	34	30	24	18	12	1950
	35			55	47	43	40	38	35	31	29	26	20	15	
Камеиц-Подольский	68	112	1955	108	101	87	77	70	65	60	55	51	44	40	1976
	64			105	98	82	72	65	61	57	53	47	40	33	
Омск	31	69	1964	64	52	43	37	33	30	29	23	19	12	6	1938
	31			61	51	41	35	32	30	29	25	20	14	9	
Тарко-Сале	26	69	1956	58	46	36	30	25	20	18	16	15	11	8	1944
	24			55	41	32	26	23	20	17	15	14	11	8	
Верхний Баскунчак	25	48	1961	47	43	37	31	27	24	22	19	17	10	5	1938
	26			46	44	38	31	27	24	22	20	17	10	5	
Олонец	34	92		75	64	55	46	38	32	27	22	16	10	7	
	34			70	61	51	43	36	30	26	21	17	12	8	
Сургут	40	89	1956	85	73	58	50	43	37	30	25	21	16	11	1937
	38			80	67	53	45	39	34	29	25	20	15	10	
Расейный	71	104	1972	102	97	89	82	76	71	66	61	55	46	39	1971
	64			103	97	85	77	71	66	60	52	45	36	30	
Березово	24	54	1950	53	45	35	28	24	21	18	16	15	12	9	1941
	23			50	43	32	25	22	20	17	16	13	11	9	
Тийриктой	47	94	1954	93	84	68	56	48	42	37	33	28	22	18	1952
	45			92	82	60	52	46	40	36	32	28	23	20	

и снять с нее значение средней годовой продолжительности гроз. Так, например, при числе дней с грозой 25 продолжительность грозы равна 50 ч. Безусловно, полученное значение продолжительности грозы имеет приближенное значение.

Из рис. 1 видно, что данной продолжительности соответствует не только число дней с грозой, равное 25, но и равные 20 и 28. Такой диапазон колебаний в числах дней при продолжительности, равной 50 ч, объясняется тем, что на график нанесены наблюдения станций, имеющих различную высоту над уровнем моря. Следовательно, чтобы учесть влияние орографии, надо знать пре-

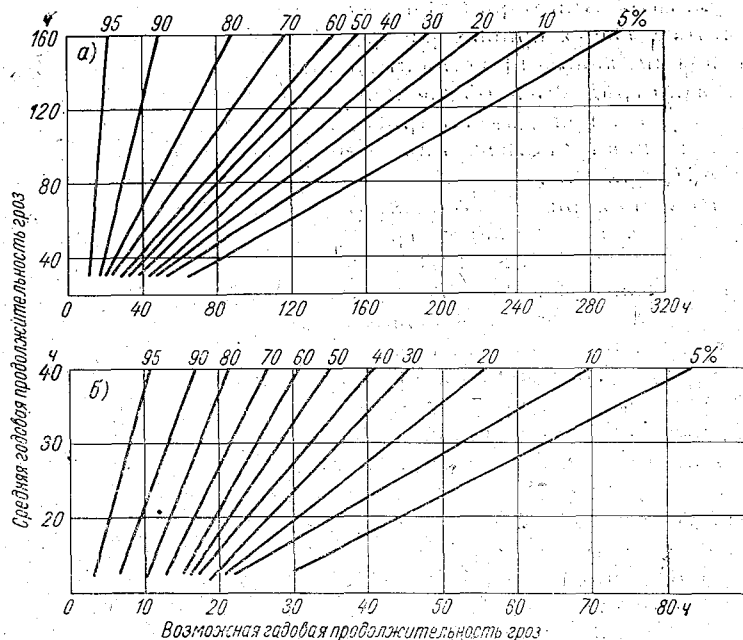


Рис. 2. Номограммы для расчета годовой продолжительности гроз различной обеспеченности для ЕТС (а) и АТС (б).

дельные значения продолжительности гроз соответственно числам дней с грозой. В приведенном примере предельные значения продолжительности для указанных чисел дней будут равны 33 и 65 ч. Такая амплитуда в изменениях продолжительности гроз согласуется с погрешностями средней годовой величины (см. табл. 2). Учет этих особенностей позволяет лучше ориентироваться при проведении изолиний продолжительности гроз.

Пользуясь графиками связи удалось заметно увеличить объем исходной информации с 988 пунктов до 1500. А это дало возможность внести необходимую детализацию в распределение грозовой деятельности на территории СССР.

Поскольку нормы (ввиду большей изменчивости рассматриваемого явления) дают лишь сглаженную картину и не могут по своей сути охарактеризовать те временные изменения, которые наблюдаются в природных условиях в отдельные годы, необходимо было раскрыть внутреннее содержание норм и показать, из каких конкретных значений продолжительности гроз они состоят.

Для раскрытия динамики исследуемого явления по данным отобранных ранее 15 станций были построены интегральные кривые распределения годовой продолжительности гроз за 40-летний период наблюдений, для которых были вычислены средние квадратические отклонения σ , погрешности σ' и коэффициенты вариации c_v . Результаты этой обработки помещены в табл. 2.

С интегральных кривых распределения были сняты максимальные и минимальные продолжительности гроз и их вероятностные значения по грациям обеспеченностей (табл. 3). Данные табл. 3 послужили основой для построения графиков (номограмм). Они выражают пространственно-временное распределение явления на ЕТС и АТС (рис. 2).

На графиках рис. 2 по осям отложены средние и возможные значения продолжительности гроз, зафиксированные за весь период наблюдений с 1936 по 1975 г. Эти характеристики даны в вероятностной форме в виде обеспеченностей. Пользуясь такими графиками, практик самостоятельно сможет легко получить средние многолетние значения и их изменения во времени. Так, например, для Киева средняя годовая продолжительность гроз равна 34 ч. Чтобы раскрыть внутреннее содержание этой величины, достаточно отыскать на оси ординат число, соответствующее 34 ч, из этой точки провести прямую линию, параллельную оси абсцисс, а из точек пересечения прямой с наклонными линиями графика, характеризующими значения различных обеспеченностей (5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%), опустить перпендикуляры на ось абсцисс, с которой и следует снимать значения продолжительности гроз соответствующих обеспеченностей. Одновременно определяются и значения максимума и минимума. В итоге получим следующие значения продолжительности в часах:

Среднее	Макс.	Обеспеченность											Мин
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
34	66	55	46	43	40	39	37	34	30	24	18	12	12

Вычисленные таким образом данные дают полное представление об изучаемом явлении. Они показывают весь диапазон изменений грозовой активности претерпеваемой во времени. По этим данным практик может сделать соответствующие выводы, необходимые ему в работе.

Следовательно, зная среднее многолетнее значение продолжительности гроз, можно получить развернутое представление о ха-

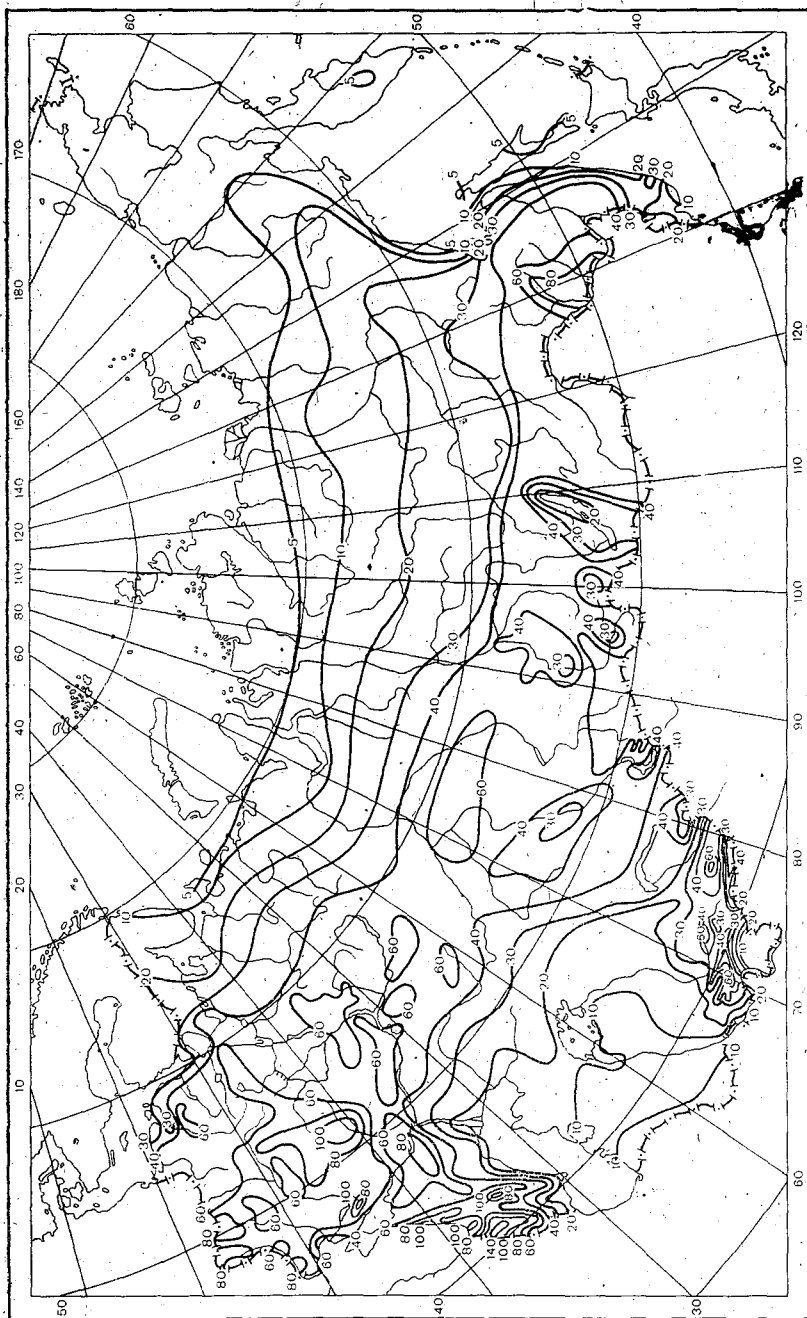


Рис. 3. Карта средней годовой суммарной продолжительности гроз на территории СССР (в часах).

рактуре изменений продолжительности во времени (от года к году).

Таким образом, можно считать, что карта средней годовой продолжительности гроз ГГО 1978 г. выгодно отличается от таких же карт, опубликованных в [1] и [2], но между ними имеется и определенное сходство — на всех картах правильно охвачены области максимума и минимума.

Укажем, что при построении карты продолжительности гроз имелись определенные трудности, связанные с неодинаковой плотностью сети. Они преодолевались авторами по-разному. На ЕТС приходится одна станция на 3000 км², а на АТС — одна станция на 19 000—23 000 км². К тому же на АТС характер рельефа намного сложнее, чем на ЕТС. При проведении изолиний каждый автор решает эту задачу по-своему, а иногда и не совсем правильно. Что касается полученной карты, то она характеризуется разумной детализацией. Много внимания уделено выяснению и согласованию цифровой информации с орографическими особенностями территории, а также с общими и локальными закономерностями климата страны. Для этой цели широко использован анализ сведений о грозах, содержащихся в монографиях по климату СССР—Европейская территория СССР, Кавказ, Средняя Азия, Казахстан, Западная Сибирь, Восточная Сибирь и Дальний Восток.

Карта ГГО 1978 г. построена по данным 988 станций, включенных в Справочник по климату СССР [3] и более 500 пунктов, для которых годовые значения продолжительности гроз были получены по графикам связи. При построении карты строго учитывались погрешности средних значений, что позволило объективно оценить имеющуюся информацию при проведении изолиний. При этом широко использовались данные, снятые с номограмм и фактический материал, имеющийся в климатических описаниях СССР, выполненных сотрудниками ГГО. Комплексный учет всех факторов, влияющих на характер распределения гроз, освободил исследователя от слепого преклонения перед орографическими особенностями территории и позволил внести соответствующую корректировку в распределение грозовой активности в сложных условиях рельефа (рис. 3): Таким образом, удалось более детально охарактеризовать распределение грозовой деятельности по различным районам страны и отдельно выделить горные области Кавказа и Средней Азии.

Выводы

1. Карта годовой продолжительности гроз 1978 г. обладает значительно большей детализацией грозовой активности и этим выгодно отличается от карт, опубликованных раньше.

2. Дана оценка надежности картированного материала и показано, что более высокая точность средних величин не может быть достигнута, поскольку природа изучаемого явления подвержена большой изменчивости.

3. Тесная корреляционная зависимость между числом дней с грозой и ее продолжительностью позволила значительно увеличить объем необходимой информации (с 988 пунктов до 1500) для тех пунктов наблюдений, в которых продолжительность явления не регистрировалась.

4. Карта годовой продолжительности гроз снабжена двумя номограммами: для ЕТС и АТС. Наличие номограмм позволяет получить полное представление о характере изменений, испытываемых явлением во времени и пространстве. Достаточно знать среднюю величину, чтобы по ней раскрыть ее внутреннее содержание и показать из каких конкретных величин она складывается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грозовая деятельность на территории СССР.—Труды ВНИИЭ. Т. 9, 1964.—55 с.
2. Лободин Т. В. Продолжительность гроз на территории СССР.—Метеорология и гидрология, 1973, № 2, с. 106—110.
3. Справочник по климату СССР.—Л.: Гидрометеониздат, вып. 1—34, ч. V, 1968—1970.
4. Филиппов А. X. Грозы Восточной Сибири.—Л.: Гидрометеониздат, 1974.—75 с.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Н. Лебедев. Характерные особенности климата Западной Европы	3
И. С. Борущко. Распределение давления воздуха над Европой	29
В. П. Ходакова. Об изменчивости суммарной солнечной радиации на территории Западной Европы	38
В. П. Ходакова. О продолжительности солнечного сияния на территории Западной Европы	44
А. Н. Лебедев. О методах обработки характеристик термического режима	50
А. Ю. Егорова. Температурно-влажностные комплексы Южной Европы	59
А. Н. Лебедев, Н. М. Михайленко. Атмосферные осадки столиц Европы	75
А. Н. Лебедев, Е. Н. Михайлова. Атмосферные осадки на территории европейских стран СЭВ	84
А. М. Носова. Изменчивость числа дней с грозой в зависимости от периода наблюдений	90
А. Г. Кадырова. Наблюдения над облачностью и определение однородности климатологических рядов	98
А. Г. Кадырова. К вопросу об изменчивости основных показателей облачности на территории Западной Европы	109
И. А. Береснева. Тепловой баланс подстилающей поверхности территории Монгольской Народной Республики	117
А. Н. Лебедев, А. М. Носова. Продолжительность гроз на территории СССР	127

Труды ГГО, вып. 441

КЛИМАТЫ ЗЕМНОГО ШАРА

Редактор М. М. Ясногородская. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор И. А. Крайнева

Сдано в набор 19.02.80. Подписано в печать 25.11.80. М-23487. Формат 60×90^{1/16}, бум. тип. № 3. Лит. гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 9. Уч.-изд. л. 9,85. Тираж 700 экз. Индекс МЛ-114 Заказ № 482. Цена 70 коп. Заказное. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.