

Федеральная служба России
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ



КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗА РАЗЛИЧНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. П. Садокова,
канд. геогр. наук В. Ф. Козельцевой



Санкт-Петербург
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
2001

УДК 551.509.513

В сборнике представлены статьи, посвященные изучению летней засухи и ее связи с различными явлениями погоды и циркуляционно-термическими характеристиками атмосферы, рассмотрены метеорологические элементы и явления, наблюдавшиеся на территории Казахстана и в других районах, а также описана оперативная технология и ряд методов долгосрочного прогноза.

Сборник может использоваться специалистами при составлении климатических справок и прогнозов погоды для народнохозяйственных организаций. Расчитан на преподавателей, аспирантов и студентов.

К 1805040400-64
069(02)-01

© Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр
Российской Федерации
(Гидрометцентр России), 2001 г.

*В. П. Садоков, А. И. Неушкин,
В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова*

ЛЕТНЯЯ ЗАСУХА (МАЙ—АВГУСТ 1949—1999 гг.) НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР

Климат как важнейший компонент географической среды влияет на формирование естественной основы производства. При этом прежде всего должны учитываться неблагоприятные погодные условия, которые особенно губительно сказываются на сельскохозяйственном производстве. Например, засушливые явления (засуха) приносят огромный ущерб урожайности зерновых культур в обширных районах земного шара. Поэтому неслучайно проблема изучения засух является одной из важнейших в метеорологии. Несмотря на большое количество работ, посвященных засухам, их природа до настоящего времени не выявлена. Далеки от совершенства методы прогнозирования данного явления.

Естественно, для детального исследования засух нужны архивные данные по основным гидрометеорологическим элементам погоды. Следует отметить, что до сих пор нет общепризнанного объективного определения засухи. Поэтому каждый исследователь, исходя из тех или иных принципов, составляет свой каталог засух. В результате имеется большое количество работ, содержащих сведения об этом явлении [1—5].

В выпущенной в 1980 г. монографии О. А. Дроздова [1] с учетом основных источников представлен каталог засух с указанием территории, где они наблюдались с 994 по 1975 г., а в ряде случаев и ущерб, нанесенный ими. К сожалению, за последние годы сведения о засухах носят разрозненный характер и обобщить их довольно затруднительно.

В 1975 г. Д. А. Педь в Гидрометцентре разработал индекс засушливости $S_i(\tau)$ для описания засух [5], который учитывает аномальные условия погоды, наиболее важные для формирования засухи, такие, как аномалии температуры воздуха ΔT , осадков ΔR и влажности в почве ΔE :

$$S_i(\tau) = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R} + \frac{\Delta E}{\sigma_E}, \quad (1)$$

где i — номер пункта, $\Delta T = T - T_n$, $\Delta R = R - R_n$, $\Delta E = E - E_n$ (разность между фактическим и нормальным значением температуры, осадков и влаги соответственно), σ — среднее квадратическое отклонение, τ — время.

Полная формула $S_i(\tau)$ отражает атмосферно-почвенную засуху, наиболее опасную для сельского хозяйства. Если взять два первых члена из формулы (1), то они описывают только атмосферную засуху, а третий член — почвенную засуху.

В настоящей работе рассматривается атмосферная засуха (S_i). Используя полученные нами данные индекса S_i , был составлен каталог карт по 90 станциям бывшего СССР за май—август 1949—1999 гг. отдельно для каждого месяца года.

Остановимся на случаях, когда засуха занимала большие территории. Так, на рис. 1 (май 1959 г.) выделяется огромный очаг, который состоит из 33 станций и охватывает значитель-

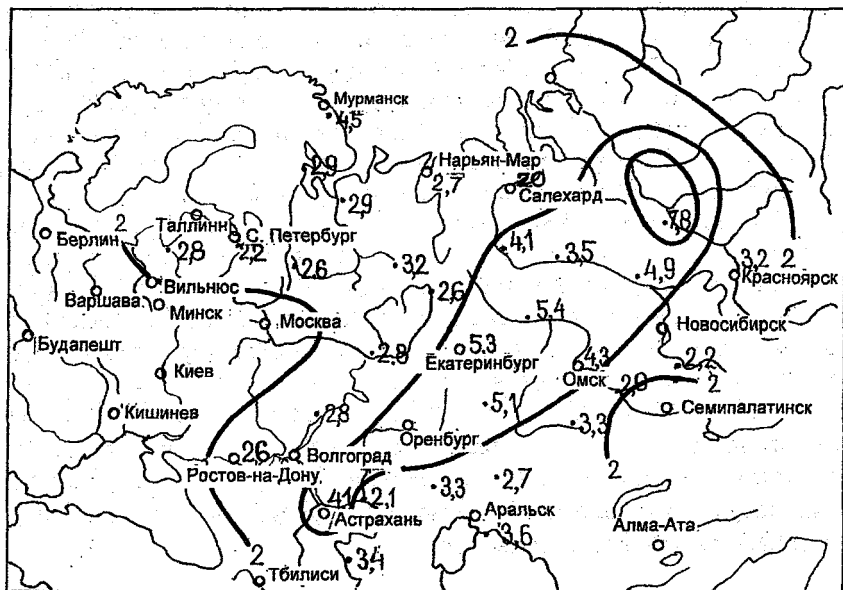


Рис. 1. Распределение индекса S_i в мае 1959 г.

ную область европейской части бывшего СССР, Западную Сибирь и часть Казахстана. Максимальные значения S_i оказались в Западной Сибири, на ряде станций Казахстана и составили 4,1—7,8.

В июне 1998 г. засуха наблюдалась на 40 станциях (рис. 2). При этом 23 станции компактно расположены в южной половине европейской части СНГ и Казахстана, а 17 — в Восточной Сибири. Если в первом очаге максимальное $S_i = 4,4$ отмечалось на одной станции Оренбург, то во втором — на 7 станциях и повышалось от 4,0 до 5,3.

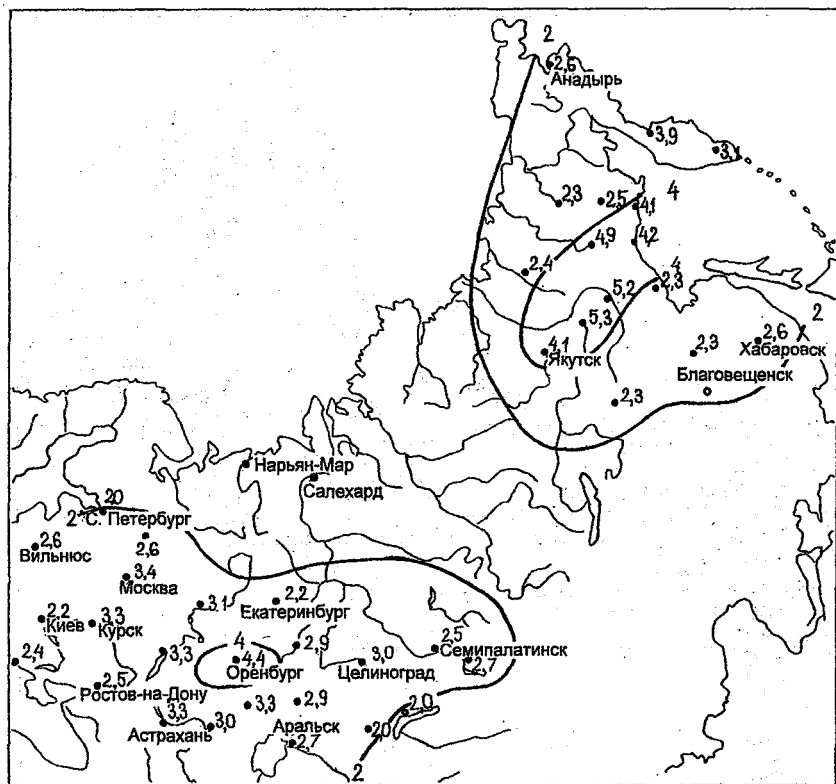


Рис. 2. Распределение индекса S_i в июне 1998 г.

Среди всех июльских засух можно выделить засуху 1999 г. (рис. 3). Она наблюдалась на 48 станциях в виде двух очагов. Один в европейской части России — на 14 станциях — максимальные S_i были отмечены в Одессе (4,4), а также в Курске и Львове (по 4,2). Другой очаг охватил 34 станции юго-востока Западной Сибири, северо-востока Казахстана и Восточную Сибирь. Значения S_i были в пределах 2,0—4,6.

В августе 1998 г. (рис. 4) засуха наблюдалась на 35 станциях Западной Сибири, северо-востока Казахстана и Восточной Сибири, на которых преобладали S_i от 2,0 до 3,9. На этом фоне выделяются три небольших очага со значениями S_i , равными 4,0—4,5.

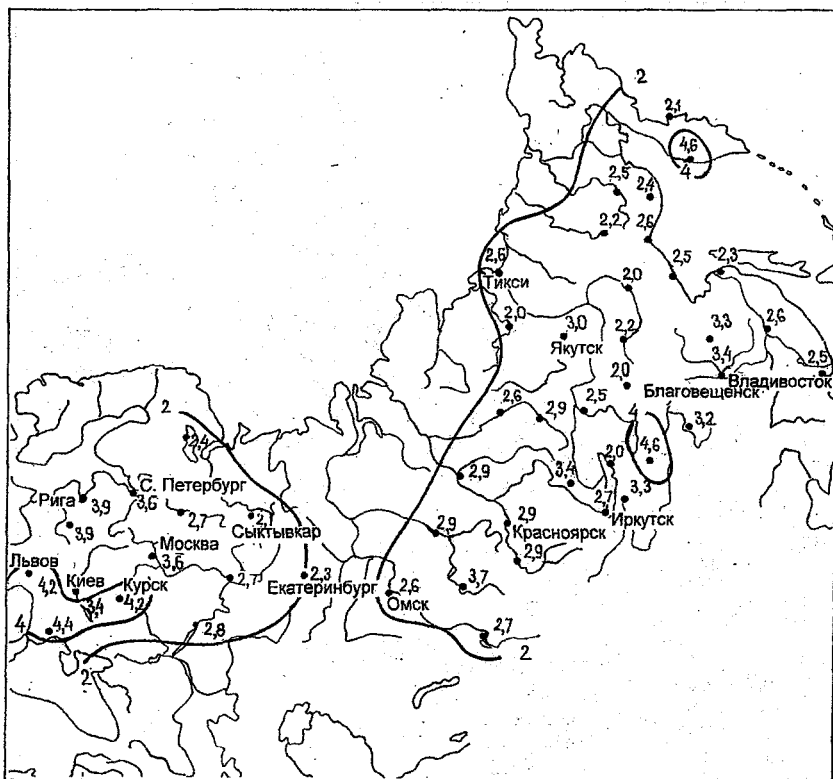


Рис. 3. Распределение индекса S_i в июле 1999 г.

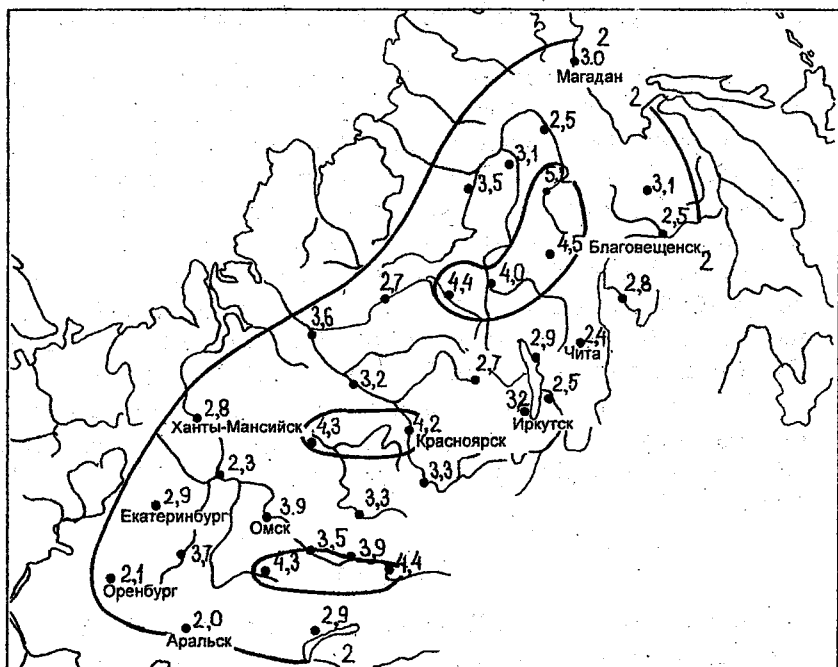


Рис. 4. Распределение индекса S_i в августе 1998 г.

Составленные карты распределения индекса S_i на территории бывшего СССР за май—август 1949—1999 гг. были использованы при описании района, подвергшегося засухе, ее интенсивности, а в ряде случаев динамики перемещения очагов засухи отдельно для каждого месяца и года. При этом $S_i \geq 2,0$, наблюдавшиеся на 7 станциях и более, относились к ареалу обширных засух.

Перейдем к каталогу краткого описания атмосферных засух на территории бывшего СССР за май—август 1949—1999 гг.

1949 год

Май. Засухой был охвачен ряд станций, расположенных в Литве, на Украине, в Курской, Ростовской и Саратовской областях ($S_i = 2,0 \dots 3,1$). На востоке России значение $S_i \geq 2,0$ отмеча-

лось на следующих станциях: Чара (2,2), Ербогачен (2,4) и Тура (2,9).

Июнь. Засуха продвинулась на восток за р. Волга и наблюдалась на следующих 6 станциях: Кустанай (2,0), Казань (2,1), Гурьев (2,3), Екатеринбург (2,5), Форт-Шевченко (2,6) и Оренбург (2,7). В Восточной Сибири в это время образовались два очага засухи. Один в районе Якутска и Охотска на 4 станциях (2,0—2,5), другой на 3 станциях Хабаровского края (2,1—3,0).

Июль. Ареал обширных засух (9 станций) отмечался в Восточной Сибири. Значения S_i были следующими: Аян (2,2), Экимчан (2,4), Чара (2,6), Охотск (2,8), Усть-Мая (2,9), Алдан (3,2), Благовещенск (3,8), Чита (4,3), Нерчинский Завод (4,9).

Август. Очаг из 7 станций со значениями $S_i \geq 2,0$ располагался в бассейне р. Обь и ее притоков: Кондинское и Павлодар (по 2,0), Колпашево (2,3), Салехард (2,4), Сургут (2,8), Омск (3,3), Тобольск (3,7).

1950 год

Май. Засуха была во Львове (2,5) и Армавире (3,8). На севере Восточной Сибири она отмечалась на 3 станциях (2,0—3,1); на юге — на 7 станциях: Чита (2,0), Братск (2,1), Витим (2,2), Нерчинский Завод (2,3), Иркутск (2,5), Баргузин (2,7) и Чара (4,9).

Июнь. $S_i \geq 2,0$ наблюдались на 6 станциях в Восточной Сибири: Братск (2,1), Подкаменная Тунгуска (2,3), Улан-Удэ (2,5), Чита (2,9), Баргузин и Чара (по 3,6).

Июль. Территория с засухой сократилась до 5 станций: Благовещенск (2,1), Улан-Удэ (2,8), Баргузин (3,0), Нерчинский Завод (3,1), Чита (3,4).

Август. Значение $S_i \geq 2,0$ отмечено в разных районах, но не более чем на 3 станциях.

1951 год

Май. Засуха охватывала 7 станций юго-восточной части Западной Сибири и северо-восточные районы Казахстана: Колпашев и Семипалатинск (по 2,0), Темир и Павлодар (по 2,5), Кокпекты (2,6), Барнаул (2,9) и Астана (3,1). На юге Восточной

Сибири она была на 9 станциях: Братск и Экимчан (по 2,0), Баргузин (2,4), Иркутск (2,5), Нерчинский Завод (2,6), Николаевск-на-Амуре (3,2), Чита (3,3), Благовещенск (3,4), Чара (3,9).

Июнь. Индекс $S_i \geq 2,0$ был на 1—3 станциях.

Июль. На 6 станциях были значения $S_i \geq 2,0$: Павлодар (2,1), Барнаул (2,3), Балхаш (2,6), Семипалатинск (2,8), Кокпекты (3,0), Нарын (4,1).

Август. Засуха отмечалась на 20 станциях европейской части (от бывших границ СССР до Урала) и в некоторой степени на северо-западе Казахстана: Санкт-Петербург (2,0), Львов и Астрахань (по 2,2), Гурьев (2,3), Мурманск, Тобольск и Форт-Шевченко (по 2,4), Саратов (2,7), Оренбург, Вологда и Москва (по 2,9), Архангельск (3,0), Рига и Кондинское (по 3,3), Киев (3,4), Казань (3,6), Кемь (3,9), Вильнюс (4,0), Чердынь (4,2), Сыктывкар (4,3). Засуха отмечалась также на 8 станциях северо-востока Якутии, в Магадане и на Камчатке: Верхоянск (2,0), Тикси (2,4), Зырянка (2,8), Ича (3,0), Петропавловск-Камчатский (3,4), Ука (3,5), Нижний Сеймчан (3,6), Оймякон (3,9).

1952 год

Май. Засуха была на 7 станциях, расположенных в бассейне р. Обь и ее притоков и в северной части Казахстана: Темир и Барнаул (по 2,0), Астана (2,1), Тургай и Омск (по 2,3), Тобольск (2,8), Кустанай (3,4).

Июнь. Этот очаг сократился до 5 станций, освободив Северный Казахстан: Тобольск (2,0), Барнаул (2,2), Колпашево (2,3), Омск и Красноярск (по 2,4).

Июль. Засуха продвинулась на запад и под ее влиянием оказалось 8 станций: Оренбург и Гурьев (по 2,0), Екатеринбург (2,3), Темир и Чердынь (по 2,4), Омск (2,5), Кустанай (2,6), Тобольск (2,7).

Август. Засуха снова возвратилась на юг Западной Сибири и север Казахстана. На 7 станциях значения $S_i \geq 2,0$: Астана и Павлодар (по 2,1), Темир (2,4), Омск (2,6), Кокпекты (2,7), Балхаш (3,2), Семипалатинск (3,3).

1953 год

Май. Индекс S_i повысился от 2,0 до 3,0 в Ямало-Ненецком автономном округе, на Таймыре, а также на отдельных станциях бывшего СССР. Обращают на себя внимание 4 станции: Кокпекты и Семипалатинск (по 2,5), Балхаш (3,0) и Алма-Ата (3,2).

Июнь. Засуха отмечалась на 10 станциях: Санкт-Петербург и Казань (по 2,0), Салехард (2,1), Сыктывкар (2,2), Мурманск и Львов (по 2,4), Рига и Москва (по 2,7), Киев (2,8), Архангельск (3,8). На юге Восточной Сибири она также охватила 10 станций: Аян и Чита (по 2,0), Барнаул и Минусинск (по 2,1), Тура (2,3), Чара (2,8), Братск (3,1), Алдан (3,2), Баргузин (3,4), Улан-Удэ (4,9).

Июль. Засуха наблюдалась на 5 станциях юго-запада европейской части бывшего СССР: Курск (2,2), Киев (2,4), Одесса (2,5), Вильнюс (2,6), Львов (3,1); на 4 станциях юго-востока Западной Сибири и северо-востока Казахстана: Кокпекты (2,1), Колпашево (2,5), Балхаш (3,3), Барнаул (4,1); на 5 станциях северо-западной части Восточной Сибири, где значения S_i были в пределах от 2,2 до 3,5.

Август. Засуха была на 7 станциях, расположенных в Западной Сибири: Омск (2,4), Кустанай и Сургут (по 2,7), Салехард (3,3), Чердынъ (3,4), Кондинское (4,0), Екатеринбург (4,2). Индекс S_i был 2,0 и более на 9 станциях в низовьях р. Волга, по р. Урал, на западе Казахстана и Средней Азии: Оренбург (2,0), Чимбай (2,2), Байрам-Али (2,4), Темир (2,5), Саратов (2,6), Форт-Шевченко (2,7), Астрахань (2,8), Гурьев (2,9), Кзыл-Арват (3,6).

1954 год

Май. На всей изучаемой территории S_i — слабоположительные, но менее 2,0.

Июнь. Появились два очага с засухой. Один на Украине, в Курской, Московской и Саратовской областях на 5 станциях: Киев (2,2), Львов и Москва (по 2,5), Саратов (2,7), Курск (2,8); другой — в центральной части Красноярского края и на севере Иркутской области на 6 станциях: Ербогачен, Чара и Баргузин (по 2,3), Подкаменная Тунгуска (2,5), Братск (2,9), Тура (3,1).

Июль. Первый очаг, указанный в июне, остался на месте и сократился до 4 станций ($S_i = 2,1...4,0$). Второй сместился на восток. В него входят 6 станций: Чара, Благовещенск, Хабаровск (по 2,1), Экимчан (2,5), Усть-Мая (3,6), Алдан (4,6).

Август. Значения $S_i \geq 2,0$ отмечены в Восточной Сибири на 9 станциях: Ессей, Витим, Чара (по 2,1), Братск (2,2), Иркутск, Сухана (по 2,4), Чита (2,6), Ербогачен (2,8), Тура (3,4).

1955 год

Май. Засуха наблюдалась на 12 станциях в южной части Западной Сибири и на северо-востоке Казахстана: Колпашево (2,0), Кокпекты (2,1), Баргузин (2,4), Омск (2,5), Тобольск и Павлодар (по 2,7), Подкаменная Тунгуска и Балхаш (по 3,0), Кустанай и Семипалатинск (по 3,1), Тургай (3,3), Астана (3,8).

Июнь. Возник новый очаг, состоящий из 16 станций на юге Западной Сибири и на большей части Казахстана: Казалинск (2,0), Темир и Красноярск (по 2,1), Павлодар и Колпашево (по 2,4), Екатеринбург (2,5), Кустанай (2,9), Алма-Ата (3,1), Тургай и Семипалатинск (по 3,3), Барнаул (3,4), Астана и Балхаш (по 3,5), Оренбург (4,0), Омск (4,1), Кокпекты (4,2).

Июль. В очаге с засухой преобладали невысокие положительные и отрицательные значения S_i . Лишь на отдельных станциях, разбросанных в различных районах изучаемой территории, они были выше 2,0.

Август. Засуха наблюдалась на 5 станциях: Кемь (2,6), Рига и Москва (по 3,3), Санкт-Петербург и Вильнюс (по 4,1), а также на станциях: Балхаш (2,0), Красноярск (2,2), Семипалатинск и Барнаул (по 3,2), Минусинск (3,3). В Бурятии и Читинской области она ($S_i \geq 2,0$) была на 4 станциях: Нерчинский Завод (2,1), Чита (2,4), Улан-Удэ (2,6), Баргузин (3,6).

1956 год

В этот год в большинстве районов засуха отмечалась на 3—4 станциях.

Май. Засуха отмечалась в 3 городах Западной Сибири: Тобольск (2,2), Колпашево (2,8), Подкаменная Тунгуска (3,3) и на

3 станциях Средней Азии: Самарканд (2,2), Душанбе (2,3) и Ташкент (2,7).

Июнь. Засуха была в разных районах, но тоже на 3—4 станциях: Кемь (2,0), Санкт-Петербург (2,3), Рига (2,7). Высокие значения S_i были на станциях Саратов (2,3), Сыктывкар (3,3) и Казань (3,7). В Восточной Сибири можно отметить станции Алдан (2,0), Баргузин (2,7), Чара (3,3), Усть-Мая (4,4); на севере Восточной Сибири — Тикси (2,7), Сухана и Вилюйск (по 3,0). Значения индекса S_i были больше 2,0 на станциях Ука (2,4) и Магадан (2,9).

Июль. Выделялся очаг на востоке Казахстана и Средней Азии из 6 станций: Бетпак-Дала (2,2), Семипалатинск (2,6), Самарканд (3,4), Балхаш (3,5), Нарын (3,7) и Алма-Ата (3,8).

Август. Засуха отсутствовала.

1957 год

Май. Засуха охватила 12 станций бассейна рек Средней и Нижней Волги, Урала и Тобола: Кзыл-Арват (2,0), Вологда (2,2), Казань (2,6), Тобольск и Темир (по 2,8), Гурьев (3,0), Астрахань и Форт-Шевченко (по 3,3), Кустанай (3,4), Саратов и Оренбург (по 4,1), Екатеринбург (4,3).

Июнь. Область засух, указанная в мае, сократилась до 5 станций: Темир и Форт-Шевченко (2,0), Кустанай (2,2), Оренбург (2,3), Екатеринбург (2,5); но она (засуха) появилась на станциях Армавир (2,1), Львов (2,7) и Одесса (3,0).

Июль и август. Засуха была лишь на отдельных станциях.

1958 год

Наблюдалась такая же картина, что и в июле и августе 1957 г.

Июнь. Значения $S_i \geq 2,0$ отмечены на 5 станциях: Сургут (2,0), Кондинское (2,1), Оренбург (2,2), Тобольск (2,3), Екатеринбург (3,1).

Август. На 4 станциях $S_i \geq 2,0$ встречались в Чердыне (2,0), Омске (2,4), Тобольске (2,8), Екатеринбурге (3,7).

1959 год

Май. На большинстве станций европейской части России, в Западной Сибири и на западе Казахстана май был самым засушливым месяцем. Ареал засух охватил 33 станции: Салехард и Павлодар (по 2,0), Гурьев (2,1), Санкт-Петербург и Барнаул (по 2,2), Вологда, Чердынь и Ростов (по 2,6), Тургай и Нарьян-Мар (по 2,7), Рига, Казань, Саратов (по 2,8), Кемь, Архангельск (по 2,9), Сыктывкар и Красноярск (по 3,2), Темир, Астана (по 3,3), Форт-Шевченко (3,4), Сургут (3,5), Казалинск (3,6), Кондинское, Астрахань (по 4,1), Омск (4,3), Мурманск (4,5), Оренбург (4,6), Колпашево (4,9), Кустанай (5,1), Екатеринбург (5,3), Тобольск (5,4), Туруханск (6,3), Подкаменная Тунгуска (7,8).

Июнь. Очаг засухи продвинулся на восток России и охватил 13 станций восточной части Красноярского края и в Якутии: Усть-Мая (2,1), Ессей (2,2), Сухана и Ербогачен (по 2,7), Хатанга (2,9), Тура (3,0), Братск (3,2), Чара (3,5), Алдан и Витим (по 3,6), Вилюйск (4,0), Тикси (4,1), Якутск (4,2).

Июль. Засухе подверглись Прибалтика, Белоруссия, Украина, центральные, центрально-черноземные районы и юг европейской части России. На 11 станциях индекс $S_i \geq 2,0$: Санкт-Петербург (2,0), Рига и Вологда (по 2,1), Саратов (2,2), Москва (2,5), Курск (3,0), Вильнюс и Ростов (по 3,1), Львов (3,3), Одесса (4,0), Киев (4,3).

Август. Выделялись районы Амурской области и Хабаровского края (2,0—3,8), но только на 5 станциях.

1960 год

Май, июнь, август. Засуха отмечалась на отдельных станциях.

Июль. На 8 станциях северной части России $S_i \geq 2,0$ было в Чердыни (2,1), Кемь и Нарьян-Маре (2,2), Казани (2,4), Москве (2,5), Сыктывкаре (3,1), Архангельске (4,0), Мурманске (4,1).

1961 год

Май. Засуха отмечалась на 16 станциях Казахстана и Средней Азии: Оренбург и Кустанай (по 2,0), Самарканд и Душанбе

(по 2,3), Темир (2,5), Тургай и Бетпак-Дала (по 2,9), Казалинск и Алма-Ата (по 3,0), Балхаш, Чимбай, Тамды и Байрам-Али (по 3,4), Кзыл-Арват (3,6), Ташкент и Нарын (по 3,7).

Июнь. Засуха охватывала 7 станций центра европейской части России и юго-запада Украины: Казань (2,1), Киев (2,2), Львов и Чердынь (по 2,3), Вологда (2,4), Москва (2,6), Курск (2,7).

Июль. Засуха наблюдалась на востоке Архангельской области и на северо-западе Западной Сибири. Значение S_i было в пределах от 2,0 до 3,4 на 5 станциях.

Август. Засуха отсутствовала.

1962 год

Май. Засуха была на 10 станциях: Подкаменная Тунгуска и Павлодар (по 2,0), Кокпекты (2,1), Семипалатинск (2,2), Тобольск (2,9), Сургут (3,0), Кондинское (3,2), Красноярск (3,3), Колпашев (3,7), Чердынь (3,9).

Июнь и июль. Засуха занимала отдельные небольшие площади до 5 станций.

Август. Образовался очаг засух на юго-востоке Западной Сибири и на юге Восточной Сибири, куда вошли 6 станций: Кокпекты, Минусинск и Баргузин (по 2,0), Барнаул (2,1), Братск (2,6), Красноярск (2,9).

1963 год

Май. Засуха была на 13 станциях: Ростов-на-Дону (2,1), Санкт-Петербург и Казань (по 2,3), Чердынь (2,4), Одесса (2,5), Кемь (2,6), Москва и Вильнюс (по 2,7), Киев (2,8), Курск (3,0), Сыктывкар (3,2), Рига (3,3), Вологда (3,6).

Июнь. Засуха сменилась на увлажнение (значение индекса S_i стало отрицательным).

Июль. Засуха в Прибалтике, Белоруссии, Украине, Курской и Ростовской областях на 7 станциях: Курск (2,3), Киев (2,7), Ростов-на-Дону (2,8), Рига и Львов (по 2,9), Одесса (3,3), Вильнюс (3,4).

Август. Засуха была на отдельных станциях.

1964 год

Май. Засуха не отмечалась.

Июнь. Значения $S_i \geq 2,0$ отмечались на 6 станциях: Курск (2,1), Ростов-на-Дону (2,3), Москва (2,7), Вильнюс (3,9), Киев (4,1), Львов (4,4) и на 4 станциях Магаданской области: Нижний Сеймчан (2,0), Анадырь (2,2), Магадан (2,9), Зырянкa (3,3).

Июль. Засуха была в отдельных районах, охватывая не более 3 станций.

Август. Ареал засух наблюдался в Восточной Сибири на 8 станциях: Нерчинский Завод и Витим (по 2,1), Чара (2,2), Ербогачен (2,5), Чита (2,6), Подкаменная Тунгуска (2,7), Братск (2,8), Баргузин (3,3).

1965 год

Май. Засуха была на 5 станциях: Семипалатинск (2,0), Омск (2,1), Колпашев (2,2), Астана и Барнаул (по 2,8).

Июнь. Очаг засухи продвинулся на восток и охватил 9 станций: Хабаровск (2,0), Нерчинский Завод (2,1), Иркутск (2,2), Благовещенск (2,3), Братск (2,6), Красноярск (2,7), Чита (2,8), Минусинск (3,0), Баргузин (3,4).

Июль. Очаг засухи возвратился на юго-восток Западной Сибири и северо-восток Казахстана. На 7 станциях значения $S_i \geq 2,8$: Астана и Павлодар (по 2,8), Омск (2,9), Барнаул и Балхаш (по 3,0), Семипалатинск (3,1), Кокпекты (3,5).

1966 год

Май—август. Отдельные очаги засух отмечались на 1—3 станциях.

1967 год

Май. Засуха наблюдалась на 5 станциях: Армавир и Казань (по 2,2), Москва и Курск (по 2,4), Ростов-на-Дону (2,6).

Июнь. Засуха была на 4 станциях: Чара и Нерчинский Завод (по 2,2), Виллюйск (3,0), Алдан (3,4).

Июль. Довольно большой очаг засух из 9 станций располагался в северных районах Красноярского края и на большей час-

ти Якутии: Тура (2,1), Алдан (2,2), Якутск и Вилуйск (по 2,5), Хатанга (2,6), Ессей и Сухана (по 2,8), Туруханск (3,6), Подкаменная Тунгуска (4,1).

Август. Засуха отмечалась на 8 станциях севера европейской части России: Вологда (2,1), Казань (2,2), Чердынь (2,3), Нарьян-Мар (2,4), Архангельск (2,9), Мурманск (3,5), Кемь (3,6), Сыктывкар (3,8). Зарегистрирована засуха и на 5 станциях сельскохозяйственного района: Львов (2,1), Оренбург (2,2), Гурьев и Форт-Шевченко (по 2,5), Одесса (3,3).

1968 год

Май. Значения $S_i > 2,1$ были на 6 станциях юга европейской части бывшего СССР: Армавир и Гурьев (по 2,1), Одесса и Астрахань (по 2,6), Ростов-на-Дону (2,7), Форт-Шевченко (3,7).

Июнь. Засуха встречалась на 4 станциях: Курск (2,1), Львов (2,2), Москва (2,6), Киев (2,7).

Июль. Очаг засухи сместился в Восточную Сибирь и расположился на 7 станциях к югу от Витима и Алдана. Значения $S_i \geq 2,0$ были в Алдане (2,0), Чаре (2,4), Благовещенске (2,5), Витиме (2,6), Баргузине, Чите и Нерчинском Заводе (по 2,8).

Август. Засуха отмечалась только на станциях Рига и Курск (по 2,1).

1969 год

Май и июнь. Засуха не наблюдалась.

Июль и август. Засуха была в Восточной Сибири. В первом случае (июль) она отмечалась в 11 городах: Туруханск и Сухана (по 2,2), Ессей (2,6), Ербогачен (2,7), Баргузин (2,9), Тура (3,0), Подкаменная Тунгуска (3,2), Красноярск (3,4), Колпашево (3,5), Минусинск (3,6), Барнаул (3,7); во втором (август) — на 9 станциях: Витим и Вилуйск (по 2,2), Зырянка (2,3), Нижний Сеймчан (2,8), Якутск (2,9), Тикси (3,4), Усть-Мая и Алдан (по 3,7), Оймякон (4,1).

1970 год

Май, июнь, август. Значения $S_i \geq 2,0$ встречались на отдельных станциях.

Июль. Имелся очаг засухи из 8 станций на юге Якутии и в Бурятии: Вилуйск (2,1), Иркутск (2,5), Витим (2,6), Баргузин и Алдан (по 2,9), Усть-Мая (3,0), Якутск (3,1), Чара (3,2).

1971 год

Май и июль. Засуха наблюдалась лишь на отдельных станциях.

Июнь. Очаг засух располагался на 7 станциях: Чара (2,0), Ербогачен и Чита (по 2,1), Подкаменная Тунгуска и Витим (по 2,4), Благовещенск (2,5), Баргузин (3,5).

Август. Значение $S_i \geq 2,0$ было на 6 станциях северо-запада Восточной Сибири: Туруханск (2,5), Ессей и Тикси (по 2,9), Челюскин и Тура (по 3,0), Хатанга (3,2).

1972 год

Май. Засухи не было.

Июнь. Засуха была зарегистрирована на 6 станциях: Киев и Гурьев (по 2,0), Курск и Астрахань (по 2,2), Форт-Шевченко (2,7), Ростов-на-Дону (3,0). На востоке России она наблюдалась в Красноярском крае и Иркутской области на 7 станциях: Иркутск (2,0), Ербогачен (2,1), Братск (2,2), Подкаменная Тунгуска (2,3), Тура (2,7), Ессей (3,0), Туруханск (3,3).

Июль. Ареал засух охватил 8 городов: Оренбург (2,1), Мурманск (2,2), Кемь (2,4), Казань (2,6), Саратов (3,2), Санкт-Петербург и Вологда (по 3,7), Москва (4,5).

Август. Засуха наблюдалась 16 станциях: Киев (2,0), Екатеринбург (2,1), Кемь (2,2), Гурьев и Чердынь (по 2,5), Мурманск (2,6), Астрахань (2,7), Санкт-Петербург (2,8), Архангельск (3,1), Оренбург (3,2), Саратов (3,6), Москва (4,1), Сыктывкар (4,2), Вологда и Курск (по 4,6), Казань (4,8).

1973 год

Обширных районов с засухой не встречалось.

Май и август. Засуха была в разных районах нашей страны, но охватывала максимум две станции.

Июнь. Выделяются 5 станций с $S_i \geq 2,0$: Казань (2,1), Сыктывкар (2,2), Чердынь (2,3), Тобольск (2,4), Москва (2,6).

Июль. Засуха отмечалась только на 4 станциях: Рига (2,3), Мурманск (2,9), Кемь (3,5), Санкт-Петербург (3,6).

1974 год

Май. Засуха была зарегистрирована на 4 станциях в Алтайском крае и на северо-востоке Казахстана.

Июнь. Она отсутствовала почти на всей территории бывшего СССР.

Июль. Значение $S_i \geq 2,0$ было отмечено на 8 станциях северных районов европейской части России и на западе Западной Сибири: Архангельск (2,1), Тобольск (2,5), Салехард (2,6), Омск и Кемь (по 2,8), Кондинское (3,1), Чердынь (3,6), Сыктывкар (3,8).

Август. Засуха занимала территорию из 7 станций юга Восточной Сибири: Чара (2,0), Красноярск (2,1), Чита и Нерчинский Завод (по 2,2), Иркутск и Баргузин (по 2,5), Улан-Удэ (3,2).

1975 год

Май. Очаг засух располагался на 11 станциях: Казань (2,0), Тургай (2,1), Москва (2,2), Одесса, Гурьев и Темир (по 2,3), Вильнюс, Саратов и Форт-Шевченко (по 2,5), Астрахань (2,6), Киев (2,7).

Июнь. Очаг, наблюдавшийся в мае, исчез в Литве, Западной Украине и Московской области. Распространяясь на юг и на северо-восток, он охватил 10 станций: Тургай (2,1), Курск и Одесса (по 2,3), Саратов (2,4), Екатеринбург и Темир (по 2,5), Ростов-на-Дону (2,8), Гурьев (3,2), Форт-Шевченко (3,4), Оренбург (3,7).

Июль. От очага осталась лишь его центральная часть из 5 станций: Гурьев (2,0), Казалинск (2,2), Саратов (2,4), Темир и Форт-Шевченко (по 2,7).

Август. Очаги засух (на 7 станциях и более) отсутствовали.

1976 год

Май. Засуха отмечалась на 3 станциях Казахстана: Балхаш (2,2), Астана (2,3), Алма-Ата (2,6).

Июнь и июль. Она отсутствовала.

Август. Засуха наблюдалась на 15 станциях крайнего юга Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии. При этом в северной части на 6 станциях значения $S_i = 3,0 \dots 3,9$: Астана (3,0), Тургай (3,1), Кустанай и Гурьев (по 3,2), Казалинск (3,3), Темир (3,9). На юге и северо-востоке изучаемой территории 9 станций имели значения $S_i = 2,0 \dots 2,9$: Омск, Чимбай и Астрахань (по 2,0), Балхаш и Бетпак-Дала (по 2,2), Павлодар (2,3), Форт-Шевченко (2,4), Тамды (2,5), Байрам-Али (2,9).

1977 год

Май. Отмечались три очага с засухой. Первый охватывал 4 станции: Тобольск (2,3), Кондинское и Сургут (по 2,4), Чердынъ (2,5); а второй три: Ессей (2,0), Хатанга и Сухана (по 2,3). Третий находился в Казахстане и частично в Узбекистане на 8 станциях: Балхаш и Тамды (по 2,0), Тургай (2,2), Казалинск, Астана и Чимбай (по 2,3), Алма-Ата (2,4), Форт-Шевченко (2,7).

Июнь. Очаг засух Казахстана и Узбекистана расширился и на север, и на юг. Таким образом огромный ареал засух расположился на 18 станциях юга Западной Сибири, Казахстана и на большей части Средней Азии: Бетпак-Дала (2,0), Павлодар (2,1), Оренбург, Кокпекты, Тамды (по 2,2), Самарканд (2,3), Алма-Ата и Байрам-Али (по 2,4), Семипалатинск и Нарын (по 2,5), Кустанай, Темир и Тургай (по 2,8), Чимбай (3,2), Казалинск (3,3), Ташкент (3,4), Балхаш (3,5), Астана (4,0).

Июль и август. Засуха отсутствовала.

1978 год

Все лето (май—август) засух не было.

1979 год

Май. Засуха наблюдалась на 11 станциях европейской части бывшего СССР, южнее 60° с. ш. В северных и восточных районах значения $S_i = 2,0 \dots 2,9$: Рига и Гурьев (по 2,0), Киев (2,2), Казань (2,7), Вологда и Москва (по 2,8), Оренбург (2,9). К югу зна-

чения S_i повышались до 4,0: Саратов (3,0), Курск и Армавир (по 3,2), Ростов-на-Дону (4,0).

Июнь. От засухи освободились восточные районы европейской части бывшего СССР. Очаг засухи ушел на запад. В него попало 7 станций: Курск, Одесса, Армавир (по 2,5), Львов, Ростов-на-Дону (по 2,6), Вильнюс (2,8), Киев (3,0). В западной части Восточной Сибири засуха отмечалась на 11 станциях: Сухана (2,0), Красноярск (2,2), Чара (2,4), Тура (2,6), Ербогачен и Нерчинский Завод (по 2,7), Чита (2,8), Хатанга (2,9), Братск (3,4), Улан-Удэ (4,1), Иркутск (4,2).

Июль и август. Засуха была на отдельных станциях.

1980 год

Май. Засуха отмечалась на 6 станциях: Оренбург и Темир (по 2,1), Омск (2,3), Барнаул (2,7), Чимбай (2,9), Кустанай (3,3).

Июнь. Засух не было.

Июль. Засуха появилась на юге Якутии, в Амурской области и Приморском крае на 10 станциях: Витим, Аян, Нерчинский Завод (по 2,1), Хабаровск (2,3), Экимчан (2,6), Якутск, Чара, Николаевск-на-Амуре (по 2,7), Алдан (2,9), Вилюйск (3,5).

Август. Очаг засухи распространился на север Восточной Сибири, объединив 16 станций: Якутск (2,0), Витим и Охотск (по 2,1), Баргузин (2,2), Тура, Тикси и Магадан (по 2,3), Оймякон, Зырянка и Благовещенск (по 2,6), Вилюйск, Верхоянск (по 2,2), Улан-Удэ и Чара (по 2,8), Ессей (2,9), Нижний Сеймчан (3,4).

1981 год

Май. Засуха наблюдалась на станциях Рига (2,1) и Курск (2,6). На востоке России она охватила 6 станций юга Красноярского края и севера Читинской области: Баргузин (2,1), Ербогачен (2,2), Чара (2,4), Красноярск (2,6), Минусинск и Витим (по 2,7).

Июнь. Засуха была отмечена на 5 станциях юга европейской части бывшего СССР: Киев (2,4), Астрахань (2,5), Одесса (2,7), Ростов-на-Дону (3,0), Курск (3,6). В юго-восточном районе Западной Сибири, на северо-востоке Казахстана и юго-западе Восточной Сибири она отмечалась на 7 станциях: Кокпекты (2,1),

Минусинск (2,5), Красноярск (2,6), Павлодар (2,7), Кондинское (3,4), Баргузин (3,5), Семипалатинск (3,8).

Июль. Значения $S_i \geq 2,0$ отмечались на 5 станциях: Казань и Екатеринбург (по 2,2), Оренбург (2,4), Курск (3,1), Вологда (3,8).

Август. Очаг засухи распространился на Западную Сибирь и северо-восток Казахстана, охватив 13 станций: Екатеринбург (2,0), Кондинское (2,6), Колпашево, Семипалатинск и Кокпекты (по 2,9), Павлодар (3,0), Тобольск (3,2), Омск (3,6), Астана (3,7), Чердынь и Туруханск (по 3,8), Сургут (3,9), Кустанай (4,1).

1982 год

Май, июль, август. Засуха наблюдалась на отдельных станциях в разных районах.

Июнь. Очаг засухи локализовался на 10 станциях юго-востока Западной Сибири и северо-востока Казахстана: Подкаменная Тунгуска (2,1), Красноярск (2,2), Астана и Кокпекты (по 2,3), Семипалатинск (2,4), Омск и Барнаул (по 2,5), Сургут (2,6), Павлодар и Колпашево (по 2,8).

1983 год

Июль. Значение $S_i \geq 2,0$ отмечалось на близлежащих 5 станциях: Тургай, Бетпак-Дала и Байрам-Али (по 2,1), Кустанай (2,3), Тамды (2,6).

1984 год

Май. Засуха наблюдалась на 8 станциях востока европейской части России: Казань и Темир (по 2,3), Астрахань, Чердынь и Кондинское (по 2,4), Саратов (2,9), Вологда (3,0), Сыктывкар (3,3).

Июнь. Образовался небольшой очаг засухи, состоящий из 5 станций: Подкаменная Тунгуска и Ербогачен (по 2,2), Ессей (2,4), Туруханск и Тура (по 2,7).

Июль. Очаг, отмечавшийся в июне, несколько развернулся на юго-восток и сократился до 4 станций: Вилуйск (2,8), Сухана (3,1), Ессей (3,4), Хатанга (3,5). Прибавился очаг, включающий 8 станций в Казахстане: Тамды (2,1), Тургай (2,2), Казалинск

(2,3), Форт-Шевченко (2,5), Гурьев (2,6), Кустанай (2,7), Темир (3,1), Оренбург (3,2).

Август. Засуха была отмечена на 9 станциях Казахстана и Средней Азии: Ташкент (2,0), Балхаш и Чимбай (по 2,2), Калининск (2,3), Самарканд (2,4), Алма-Ата (2,9), Душанбе (3,1), Нарын (3,2), Байрам-Али (3,8).

1985 год

Май и июль. Засуха отсутствовала.

Июнь. Очаг засух распространился от Хатанги на севере до Чары на юге, от Туруханска на западе до Алдана на востоке. Значения $S_i \geq 2,0$ были на 8 станциях: Сухана (2,0), Хатанга (2,6), Чара (2,7), Туруханск и Алдан (по 3,7), Тура (3,8), Ербогачен (4,0), Витим (4,2).

Август. Засуха охватывает 8 станций: Армавир и Екатеринбург (по 2,1), Казань (2,3), Вильнюс (2,5), Киев (2,7), Ростов-на-Дону и Вологда (по 3,0), Москва (3,5).

1986 год

Май. Засуха наблюдалась только на станциях Киев (2,2) и Одесса (2,3).

Июнь. Засуха отмечалась на 7 станциях Восточной Сибири: Николаевск-на-Амуре (2,0), Нерчинский Завод и Благовещенск (по 2,1), Усть-Мая и Алдан (по 2,2), Экимчан (2,3), Хабаровск (3,2).

Июль. Очаг засухи, в который вошло 9 станций, отошел на запад: Вилуйск (2,1), Красноярск и Иркутск (2,2), Баргузин (2,3), Чара и Сухана (по 2,4), Витим (2,5), Алдан (2,9), Ербогачен (3,3).

Август. Засуха была отмечена на отдельных станциях.

1987 год

Август. Засуха наблюдалась на 6 станциях: Астана (2,0), Минусинск (2,1), Кокпекты и Алма-Ата (по 2,4), Барнаул (2,6), Балхаш (3,2).

1988 год

Май и август. Засуха отсутствовала.

Июнь. Засуха отмечалась на 11 станциях: Сыктывкар и Самарканд (по 2,0), Казалинск (2,2), Темир (2,3), Астана (2,6), Тургай и Чимбай (по 2,7), Кустанай (2,8), Оренбург (3,1), Екатеринбург и Ташкент (по 3,2).

Июль. Очаг засухи перешел в центральные районы европейской части бывшего СССР и Западную Сибирь, охватив 12 станций: Оренбург и Омск (по 2,1), Киев и Сургут (по 2,2), Казань (2,4), Вильнюс и Москва (по 2,5), Вологда и Екатеринбург (по 2,7), Чердынь (2,9), Сыктывкар и Кондинское (по 3,4).

1989 год

Май. Засуха началась с 3 станций: Архангельск (2,3), Нарьян-Мар (2,7), Кемь (2,8).

Июнь. Этот маленький очаг усилился и охватил 14 станций: Санкт-Петербург (2,1), Салехард (2,3), Кустанай (2,5), Кондинское (2,6), Тобольск (2,7), Вологда, Сыктывкар, Казань (по 2,8), Архангельск и Чердынь (по 3,0), Нарьян-Мар и Екатеринбург (по 3,1), Сургут (3,4), Кемь (3,9).

Июль. Засушливым оказался бассейн рек Тобол и Обь, засуха, охватив часть Казахстана, образовала единый очаг из 8 городов: Салехард (2,0), Тургай и Казалинск (по 2,2), Астана и Сургут (по 2,4), Екатеринбург и Кустанай (по 3,7), Омск (3,8).

Август. Засуха на 7 станциях и более не отмечалась.

1990 год

Май. Засуха была в Восточной Сибири на 14 станциях: Усть-Мая и Охотск (по 2,1), Вилуйск (2,2), Алдан, Хабаровск и Чара (по 2,4), Верхоянск (2,5), Улан-Удэ, Чита и Экимчан (по 2,6), Ербогачен (3,4), Витим (3,6), Аян и Иркутск (по 3,9).

Июнь. Сдвигаясь от этого очага, засуха была отмечена только на станциях Алдан (2,5) и Вилуйск (2,7). При ее распространении на север, добавилось еще 6 станций (таким образом всего она охватила 8 станций): Туруханск (2,2), Тура (2,3), Хатанга (2,4), Тикси (2,5), Якутск (2,8), Сухана (3,2). В это же время появился новый очаг с засухой на 9 станциях востока Казахстана и Сред-

ней Азии: Байрам-Али (2,1), Душанбе (2,2), Астана и Павлодар (по 2,3), Балхаш и Бетпак-Дала (по 2,5), Алма-Ата (2,7), Нарын (3,2), Ташкент (4,0).

Июль. Засуха отмечалась на 5 станциях северо-востока европейской части России и на севере Западной Сибири (Сыктывкар, Салехард, Кондинское, Сургут, Туруханск). Значения S_i здесь были в пределах от 2,0 до 3,5.

Август. Засуха снова наблюдалась в Восточной Сибири и охватила 4 станции: Братск (2,0), Вилюйск и Витим (по 2,4), Алдан (3,3).

1991 год

Май. Засуха отмечена на 9 станциях в центральных и южных районах Западной Сибири и частично в Северном Казахстане: Омск (2,5), Колпашево (2,7), Сыктывкар (2,9), Чердынь (3,0), Сургут (3,1), Астана (3,4), Екатеринбург (3,5), Кустанай (3,6), Тобольск (4,3).

Июнь. Зона засушливости опустилась немного к югу, распространяясь на запад и восток. Значения $S_i \geq 2,0$ были отмечены на 9 станциях: Екатеринбург (2,0), Павлодар (2,2), Казань (2,4), Семипалатинск (2,8), Чердынь (3,1), Темир (3,3), Омск и Кустанай (по 3,6), Астана (4,4).

Июль. Засуха наблюдалась на 13 станциях Якутии и Чукотки: Тура и Усть-Мая (по 2,0), Ербогачен (2,7), Витим (3,0), Ича (3,1), Оймякон (3,2), Охотск и Сухана (по 3,3), Верхоянск (3,7), Зырянка, Нижний Сеймчан, Магадан (по 4,0), Анадырь (4,1).

Август. Очаг засухи ослаб, но сохранился на 7 станциях Якутии и на Чукотке: Магадан (2,1), Тикси (2,4), Оймякон (2,6), Зырянка и Нижний Сеймчан (по 3,5), Анадырь (3,6), Верхоянск (3,7).

1992 год

Май. Значение $S_i \geq 2,0$ наблюдалось на 12 станциях юга Восточной Сибири: Иркутск (2,5), Благовещенск (2,8), Минусинск (2,9), Колпашево (3,0), Братск (3,2), Улан-Удэ, Ербогачен, Витим (по 3,4), Красноярск (3,5), Нерчинский Завод (3,7), Чара (3,8), Чита (4,8).

Июнь и июль. Засуха была на отдельных станциях.

Август. Засуха отмечалась на 4 станциях: Вильнюс (2,5), Курск (2,8), Киев (3,5), Львов (3,7).

1993 год

Май. Засуха наблюдалась на 4 станциях: Санкт-Петербург и Вильнюс (по 2,2), Львов (2,5), Рига (4,0).

Июнь. Засуха интенсивностью 2,2—3,2 зафиксирована на 6 станциях от Нарьян-Мара и Туруханска на севере до Тобольска на юге.

Июль. На 7 станциях были следующие значения S_i : Тура (2,0), Колпашево (2,2), Витим (2,5), Улан-Удэ и Красноярск (по 2,7), Братск и Иркутск (по 3,0).

Август. На всей изучаемой территории засуха отсутствовала.

1994 год

Май. Данное явление не наблюдалось.

Июнь. Засуха отмечалась на 11 станциях в северо-восточном районе Казахстана, в Алтайском крае, на юге Красноярского края, Иркутской области и Бурятии: Бетпак-Дала и Барнаул (по 2,0), Улан-Удэ (2,1), Омск (2,3), Красноярск (2,2), Минусинск (2,4), Иркутск (2,5), Семипалатинск (2,7), Колпашево, Астана и Братск (по 3,2).

Июль. Засухе подверглись 5 станций: Одесса (2,5), Санкт-Петербург (2,9), Рига, Вильнюс и Львов (по 3,5).

Август. Засухи не было.

1995 год

Все лето (май—август) засуха отмечалась на 2—3 станциях и в различных районах.

1996 год

Май. Засуха наблюдалась на 3 станциях европейской части СНГ: Армавир (2,0), Одесса (2,2) и Киев (2,7). В это же время засушливой оказалась территория из 9 станций на юго-востоке Восточной Сибири: Нерчинский Завод и Магадан (по 2,3), Нико-

лаевск-на-Амуре (2,4), Благовещенск (2,6), Аян и Охотск (по 2,7), Хабаровск (2,9), Чита (3,2), Экимчан (3,5).

Июнь. На всей территории бывшего СССР, за исключением 4 станций (Сухана, Иркутск, Кзыл-Арват, Тикси), значения S_i были положительными. Выделяются три очага с засухой. Первый включает 3 станции: Вильнюс (2,0), Одесса (2,4), Львов (2,6); второй — 4 станции: Кустанай (2,2), Тобольск (2,7), Екатеринбург (2,9), Оренбург (3,2); третий — 7 станций: Аян (2,2), Охотск (2,6), Алдан (2,8), Оймякон (3,1), Магадан (3,2), Якутск (3,4), Усть-Мая (3,8).

Июль. На всей территории наблюдалась засуха. Она отмечалась на 7 станциях юга европейской части СНГ и нескольких станциях Казахстана: Оренбург (2,0), Курск (2,1), Одесса (2,6), Саратов и Форт-Шевченко (по 2,7), Темир (2,9), Ростов-на-Дону (3,1). Огромный ареал с засухой наблюдался на 22 станциях центральных и южных районов Восточной Сибири: Минусинск, Туруханск, Экимчан (по 2,0), Баргузин, Чита, Аян (по 2,2), Вилуйск, Алдан (по 2,3), Тура, Охотск, Магадан, Хабаровск (по 2,6), Красноярск, Нерчинский Завод (по 3,0), Ербогачен, Витим, Благовещенск, Улан-Удэ (по 3,3), Колпашево (3,4), Подкаменная Тунгуска (3,6), Чара (3,7), Братск (4,1).

Август. Значение $S_i \geq 2,0$ наблюдалось на 8 станциях запада европейской части СНГ: Киев и Львов (по 2,0), Курск (2,3), Москва и Архангельск (по 2,4), Санкт-Петербург и Мурманск (по 3,1), Кемь (4,9).

1997 год

Май. Засуха наблюдалась на 20 станциях большей части территории Западной Сибири, нескольких станциях Казахстана и на западе Восточной Сибири. Значения S_i на 13 станциях были в пределах от 2,0 до 2,9: Иркутск, Омск, Павлодар (по 2,0), Кондинское (2,1), Тобольск (2,3), Тура (2,4), Сургут, Балхаш, Ессей, Витим (по 2,5), Хатанга (2,6), Кокпекты (2,7), Баргузин (2,9). Максимальные значения S_i в этом очаге составили 3,0—4,8 и были отмечены на 7 станциях: Минусинск и Семипалатинск (по 3,0), Колпашев (3,5), Красноярск (3,9), Туруханск (4,2), Подкаменная Тунгуска (4,3), Братск (4,8). Кроме этого, восточнее

Якутска на 6 станциях значения $S_i \geq 2,0$: Якутск (2,2), Экимчан (2,3), Петропавловск-Камчатский (2,4), Магадан (3,1), Аян (3,4), Охотск (4,5).

Июнь. Засуха отмечалась на 3 станциях северо-западного Казахстана: Кустанай и Темир (по 2,0), Форт-Шевченко (2,2), и на 8 станциях Магадана и Камчатки: Охотск, Магадан, Зырянка (по 2,0), Ука (2,1), Оймякон (2,2), Анадырь (2,3), Нижний Сеймчан (2,6), Петропавловск-Камчатский (4,2).

Июль. Засуха наблюдалась на станциях Вильнюс (2,0), Москва (2,6), Санкт-Петербург (2,8).

Август. Засуха отмечалась на 9 станциях запада европейской части бывшего СССР: Москва (2,0), Архангельск, Киев (по 2,1), Рига (2,3), Львов (2,6), Мурманск (3,1), Санкт-Петербург (3,6), Кемь (3,9), Вильнюс (4,1). В Восточной Сибири значение S_i было более 2,0 на 13 станциях: Ербогачен (2,0), Нерчинский Завод (2,1), Николаевск-на-Амуре, Якутск, Верхоянск, Магадан (по 2,2), Охотск (2,5), Алдан и Экимчан (по 2,9), Усть-Мая (3,3), Нижний Сеймчан (3,5), Оймякон и Зырянка (по 4,3).

1998 год

Май. На 8 станциях, расположенных в Западной Сибири и на северо-востоке Казахстана, наблюдалась засуха: Салехард, Кондинское, Сургут, Колпашево, Оренбург (по 2,1), Екатеринбург, Кустанай (по 2,5), Тобольск (2,7). В Восточной Сибири она была на 4 станциях: Экимчан (2,0), Благовещенск (2,2), Хабаровск (2,6), Владивосток (4,2).

Июнь. На всей территории были отмечены положительные значения S_i , за исключением 5 станций, расположенных в разных районах. На этом фоне выделялись два очага. Один охватывал 23 станции юга европейской части бывшего СССР и Казахстана: Рига, Балхаш и Бетпак-Дала (по 2,0), Киев и Екатеринбург (по 2,2), Одесса (2,4), Ростов-на-Дону, Семипалатинск (по 2,5), Вологда, Вильнюс (по 2,6), Казалинск и Кокпекты (по 2,7), Кустанай, Тургай (по 2,9), Гурьев и Астана (по 3,0), Казань (3,1), Курск, Саратов, Астрахань и Темир (по 3,3), Москва (3,4), Оренбург (4,4). Второй очаг находился в Восточной Сибири и охватывал 17 станций: Экимчан, Аян, Чара, Зырянка (по 2,3), Верхо-

янск (2,4), Нижний Сеймчан (2,5), Анадырь и Хабаровск (по 2,6), Петропавловск-Камчатский (3,1), Ука (3,9). Максимальные значения S_i были на станциях: Николаевск-на-Амуре (4,0), Виллюйск и Магадан (по 4,1), Охотск (4,2), Оймякон (4,9), Усть-Мая (5,2) и Якутск (5,3).

Июль. Положительные значения S_i наблюдались на всех станциях, кроме Хатанги. Ареал засух располагался как в западной, так и в восточной областях России и частично в Северном Казахстане. В первом случае она была на 25 станциях: Ростов-на-Дону (2,0), Астана, Семипалатинск, Балхаш и Минусинск (по 2,1), Кокпекты (2,2), Курск и Кондинское (по 2,3), Одесса и Тобольск (по 2,4), Екатеринбург и Подкаменная Тунгуска (2,5), Красноярск и Салехард (по 2,6), Темир (2,7), Барнаул и Казань (по 2,8), Нарьян-Мар и Сыктывкар (по 2,9), Чердынь и Оренбург (по 3,0), Саратов и Колпашев (по 3,2), Кустанай (3,5), Омск (3,8); во втором — на 18 станциях: Хабаровск и Петропавловск-Камчатский (по 2,1), Анадырь (2,3), Ука и Аян (по 2,5), Чита и Благовещенск (по 2,7), Нерчинский Завод (2,8), Витим (2,9), Николаевск-на-Амуре (3,0), Экимчан (3,1), Якутск (3,2), Оймякон (3,5), Алдан, Усть-Мая, Магадан (по 3,7), Чара (3,8), Охотск (4,0).

Август. Единый очаг расположился в Западной Сибири, на севере Казахстана и на большей части Восточной Сибири. В него вошло 35 станций: Тургай (2,0), Оренбург (2,1), Тобольск (2,3), Чита (2,4), Усть-Мая, Благовещенск, Улан-Удэ (по 2,5), Тура (2,7), Кондинское, Нерчинский Завод (по 2,8), Екатеринбург, Баргузин, Балхаш (по 2,9), Охотск (3,0), Якутск и Экимчан (по 3,1), Подкаменная Тунгуска и Иркутск (по 3,2), Барнаул и Минусинск (по 3,3), Павлодар и Виллюйск (по 3,5), Туруханск (3,6), Кустанай и Братск (по 3,7), Омск и Семипалатинск (по 3,9), Витим (4,0), Красноярск и Алдан (по 4,2), Астана и Колпашево (по 4,3), Кокпекты и Ербогачен (по 4,4) и Чара (4,5).

1999 год

Май. Засуха была на 25 станциях востока Западной Сибири, частично в Казахстане и на западе Восточной Сибири: Павлодар

(2,0), Хатанга (2,1), Нарын (2,2), Алма-Ата (2,3), Баргузин и Кокпекты (по 2,4), Семипалатинск (2,6), Омск, Астана и Нерчинский Завод (по 3,1), Витим (3,4), Чара (3,5), Ербогачен, Улан-Удэ (по 3,6), Чита (3,9), Ессей (4,0), Баргузин и Туруханск (по 4,1), Минусинск (4,5), Иркутск (4,8), Тура (5,2), Колпашев (5,4), Красноярск и Братск (по 6,0), Подкаменная Тунгуска (7,1).

Июнь. На европейской части России до р. Волга отмечалась сильная засуха. Она охватила 17 станций: Саратов (2,0), Казань и Армавир (по 2,1), Сыктывкар (2,3), Кемь (2,6), Мурманск (2,7), Ростов-на-Дону (2,8), Архангельск и Вологда (по 3,4), Одесса (3,5), Львов (3,8), Санкт-Петербург (3,9). Максимальные значения S_i были на станциях Курск (4,1), Киев (4,2), Москва (4,4), Вильнюс (4,6), Рига (5,0).

Июль. Засуха была почти на всей территории, за исключением востока Казахстана и Средней Азии. Значения $S_i \geq 2,0$ отмечались на 14 станциях: Сыктывкар (2,1), Екатеринбург (2,3), Кемь (2,4), Вологда и Казань (по 2,7), Саратов (2,8), Киев (3,4), Санкт-Петербург и Москва (по 3,6), Рига и Вильнюс (по 3,9), Львов и Курск (по 4,2), Одесса (4,4). Засуха также была на юго-востоке Западной Сибири, северо-востоке Казахстана и на большей части Восточной Сибири. Здесь значения $S_i \geq 2,0$ наблюдались на 34 станциях: Сухана, Баргузин, Чара, Усть-Мая (по 2,0), Ука (2,1), Алдан, Оймякон (по 2,2), Николаевск-на-Амуре (2,3), Магадан (2,4), Нижний Сеймчан, Аян, Витим и Владивосток (по 2,5), Тикси, Тура, Омск, Охотск и Хабаровск (по 2,6), Кокпекты и Иркутск (по 2,7), Ербогачен, Подкаменная Тунгуска, Колпашево, Красноярск и Минусинск (по 2,9), Виллюйск (3,0), Нерчинский Завод (3,2), Улан-Удэ, Экимчан (по 3,3), Братск, Благовещенск (по 3,4), Барнаул (3,7), Чита и Ича (по 4,6).

Август. Засушливо было почти на всей территории СНГ, на западе Казахстана и Средней Азии, а также на юго-востоке Западной Сибири и на северо-востоке Казахстана. Значения $S_i \geq 2,0$ оказались на 19 станциях: Кустанай (2,0), Кызыл-Арват (2,1), Чимбай, Тамды и Омск (по 2,3), Семипалатинск и Душанбе (по 2,4), Оренбург, Казалинск, Барнаул, Балхаш (по

2,6), Павлодар (2,7), Байрам-Али (2,8), Астрахань, Гурьев (по 2,9), Кокпекты (3,0), Темир (3,1), Астана (3,3), Форт-Шевченко (3,4).

На основании данных, приведенных в каталоге, составлялась табл. 1. Из этой таблицы следует, что в мае и августе обширная засуха была зафиксирована в каждом месяце в отдельности по 20 случаев, в июне — 23, в июле — 22. Максимальное число станций в одном очаге составило в мае 1959 г. — 33, в июне 1998 г. — 23, в июле 1999 г. — 34 и в августе 1998 г. — 35. Максимальное число станций при двух очагах отмечалось в мае 1951 г. (16 станций), в июне 1998 г. (40 станций), в июле 1999 г. (48 станций) и в августе 1951 г. (28 станций).

Из табл. 1 были сделаны выборки и составлена табл. 2, в которой приведено число лет отсутствия обширных засух ($S_i \geq 2,0$ на 7 станциях и более) за 1949—1999 гг. по 90 станциям бывшего СССР и годы, когда это явление (отсутствие засухи) наблюдалось. В мае таких случаев оказалось 10, июне — 13, июле — 15, августе — 11. Наибольший интерес имеет число лет отсутствия обширных засух по месяцам. Так, отсутствие засух один год отмечается в мае — 5 случаев, июне — 7, июле — 9 и августе — 4 случая. Остальные случаи отмечаются по 1—3 годам. Максимальное число лет отсутствия обширных засух составляет в мае 11 лет, июне — 5 лет, июле — 6 лет и августе — 8 лет. Обратим внимание на один случай в мае, когда с 1964 по 1974 г. (11 лет) обширные засухи не отмечались, хотя в этот период в 1965 и 1968 гг. они отмечались на 6 станциях, а в 1967 г. на 5 станциях.

В заключение отметим, что в результате проделанной работы были составлены атласы распределения индекса атмосферной засушливости S_i по 90 станциям на территории бывшего СССР за май—август 1949—1999 гг., а также каталог с описанием ареала засух (значение $S_i \geq 2,0$ на 7 станциях и более). Оказалось, что обширные засухи во всех месяцах (май—август) имеют повторяемость 20—23 года из 50 рассматриваемых лет. Полученные данные полезны для различных исследований и разработок прогноза засух в будущем.

Таблица 1

Число станций в одном или двух очагах с обширными засухами
(значения $S_i \geq 2,0$ на 7 станциях и более) по 90 станциям
на территории бывшего СССР (май—август 1949—1999 гг.)

Год	Май	Июнь	Июль	Август	Год	Май	Июнь	Июль	Август
1949	—	—	9	7	1981	—	7	—	13
1950	7	—	—	—	1982	—	10	—	—
1951	7,9	—	—	20,8	1983	—	—	—	—
1952	7	—	8	7	1984	8	—	8	9
1953	—	10,10	—	7,9	1985	—	8	—	8
1954	—	—	—	9	1986	—	7	9	—
1955	12	16	—	—	1987	—	—	—	—
1956	—	—	—	—	1988	—	11	12	—
1957	12	—	—	—	1989	—	14	8	—
1958	—	—	—	—	1990	14	8,9	—	—
1959	33	13	11	—	1991	9	9	13	7
1960	—	—	8	—	1992	12	—	—	—
1961	16	7	—	—	1993	—	—	7	—
1962	10	—	—	—	1994	—	11	—	—
1963	13	—	7	—	1995	—	—	—	—
1964	—	—	—	8	1996	9	7	7,22	8
1965	—	9	7	—	1997	20	8	—	9,13
1966	—	—	—	—	1998	8	23,17	25,18	35
1967	—	—	9	8	1999	25	17	14,34	19
1968	—	—	7	—	Число лет с	20	23	22	20
1969	—	—	11	9	обширными				
1970	—	—	8	—	засухами				
1971	—	7	—	—	Максималь-	33	23	34	35
1972	—	7	8	16	ное число	(1959)	(1998)	(1999)	(1998)
1973	—	—	—	—	станций в				
1974	—	—	8	7	одном очаге				
1975	11	10	—	—	(год)				
1976	—	—	—	15	Максималь-	16	40	48	28
1977	8	18	—	—	ное число	(1951)	(1998)	(1999)	(1951)
1978	—	—	—	—	станций в				
1979	11	7,11	—	—	двух очагах				
1980	—	—	10	16	(год)				

Таблица 2

Число лет отсутствия обширных засух ($S_i \geq 2,0$ на 7 станциях и более) по 90 станциям СНГ
(в скобках перечислены годы) за 1949—1999 гг.

Месяц	Период между наступлением засухи, лет										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Σ
Май	5 (1956, 1958, 1960, 1976, 1978)	1 (1953, 1954)	1 (1993— 1995)	1 (1980— 1983)	1 (1985— 1989)	—	—	—	—	—	1 10 (1964— 1974)
Июнь	7 (1954, 1960, 1976, 1978, 1980, 1987, 1995)	3 (1973, 1974, 1983, 1984, 1992, 1993)	2 (1956— 1958, 1962— 1964)	—	1 (1966— 1970)	—	—	—	—	—	13
Июль	9 (1964, 1966, 1971, 1973, 1985, 1987, 1990, 1992, 1997)	3 (1950, 1951, 1961, 1962, 1994, 1995)	1 (1981— 1983)	—	1 (1975— 1979)	1 (1953— 1958)	—	—	—	—	15
Ав- густ	4 (1950, 1968, 1973, 1975)	3 (1966, 1967, 1970, 1971, 1982, 1983)	1 (1977— 1979)	1 (1992— 1995)	1 (1986— 1990)	—	—	1 (1955— 1962)	—	—	11

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 93 с.
2. Козельцева В. Ф., Педь Д. А. Данные об атмосферной засухливости (S_i) по станциям западной части территории СССР (май—август 1900—1979 гг.) — М.: ГМЦ РФ, 1985. — 53 с.
3. Козельцева В. Ф., Педь Д. А. Данные об атмосферной засухливости (S_i) по станциям США (май—август 1896—1975 гг.). — М.: ГМЦ РФ, 1990. — 40 с.
4. Колобов Н. В., Муракаева С. А. Засухи на территории Татарской АССР. — Казань: Казанский университет, 1980. — 137 с.
5. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.

**СОПРЯЖЕННОСТЬ ХОЛОДНЫХ И СУРОВЫХ ЗИМ
С ЛЕТНИМИ ЗАСУХАМИ В СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ
РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИИ
И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА**

Целый ряд работ посвящен подробным исследованиям различных характеристик засух, а также холодных и суровых зим с использованием индекса засушливости S_i [1, 3, 4] и параметра W_i [5], характеризующего суровость зимы.

Изучению сопряженности холодных и суровых зим с летними засухами предшествовал анализ климатических особенностей ареала обширных засух, когда на 7 близлежащих станциях и более $S_i \geq 2,0$. Для этого с помощью банка данных ΔT и ΔR за май—август 1949—1999 гг. были вычислены значения индекса S_i по 90 станциям СНГ. На основе этих данных были составлены 4 атласа распределения значений S_i по территории, получен каталог засух ($S_i \geq 2,0$), где дано краткое описание районов, подвергшихся засухе, ее интенсивность, а в ряде случаев динамика перемещения очагов засухи отдельно для каждого месяца и года.

Данный материал позволил провести детальный статистический анализ засух. Обратимся к табл. 1 из [2], в которой представлено по годам и месяцам число станций в одном или двух очагах с обширными засухами на территории СНГ за май—август 1949—1999 гг. Обширные засухи за указанный период времени в мае и августе повторялись в каждом месяце по 20 лет, в июне — 23 года и в июле — 22 года. Максимальное число станций в одном ареале составило для мая — 33 (1959 г.), июня — 23 (1998 г.), июля — 34 (1999 г.) и августа — 35 (1998 г.) Максимальное число станций при наличии двух очагов распределялось следующим образом: в мае 1951 г. — 16 (7 + 9), июне 1998 г. — 40 (23 + 17), июле 1999 г. — 48 (14 + 34) и августе 1951 г. — 28 (20 + 8).

Следует отметить, что чаще всего ареалы обширных засух за май—август 1949—1999 гг. наблюдались в Восточной Сибири (в анализ вошли и самые северные станции). Всего по Восточной Сибири их было 26 случаев: в мае — 4, июне и июле — по 8, августе — 6. При этом два года подряд очаги обширных засух зафиксированы

3 раза в июне (1971 и 1972, 1985 и 1986, 1996 и 1997 гг.) и один в июле (1967 и 1968 гг.). На втором месте по количеству ареалов обширных засух стоит европейская часть СНГ, где за изучаемый период наблюдалось 15 случаев: в мае — 3, июне — 2, июле — 6 и августе — 4. Два года подряд обширная засуха здесь отмечалась только в июле (1959 и 1960 гг.). На третьем месте — обширные засухи, объединившие в один очаг Западную Сибирь и Казахстан. Наблюдалось 10 таких случаев (май — 3, июнь — 4 и июль — 3). Данное явление два года подряд было в июне 1981 и 1982 гг. Далее идет Казахстан (5 случаев): май — 2, июнь, июль и август по 1. Четыре года относятся к случаям, когда прослеживалось два ареала — один на европейской части СНГ, другой в Восточной Сибири. Остальные случаи повторялись 1—3 года.

Дополнительную информацию дает табл. 1, в которой представлено число лет с обширными засухами в исследуемом регионе за 1949—1999 гг. по различным градациям количества станций, входящих в очаг. Были выделены пять градаций. Во всех изучаемых месяцах чаще всего отмечались 1-я градация (всего 50 случаев) и 2-я (19), остальные встречались значительно реже. Самые обширные засухи были в мае 1959 г., июле 1999 г. и августе 1998 г.

Остановимся на самих значениях индекса S_i наиболее обширных засух. В мае 1959 г. огромный очаг из 33 станций охватил европейскую часть СНГ, Западную Сибирь и часть Казахстана. В этот период максимальные значения S_i достигали 4,1—7,8 (Западная Сибирь). В июне 1998 г. засуха была зарегистрирована на 40 станциях, которые образовали два очага: один на юге европейской части СНГ и Казахстане (23 станции) при максимальном значении $S_i = 4,4$ и второй в Восточной Сибири (17 станций) при максимальных значениях данного индекса 5,3. В июле 1999 г. засуха была на 48 станциях. Два очага — один на европейской части СНГ (14 станций) при максимальном значении индекса $S_i = 4,4$, второй на юго-востоке Западной Сибири, северо-востоке Казахстана и в Восточной Сибири (34 станции) при максимальном значении индекса засушливости 3,4. В августе 1998 г. 35 станций Западной Сибири, севера Казахстана и Восточной Сибири вошли в очаг засухи. В этот период значения S_i находились в пределах от 2,8 до 3,9. На этом фоне выделились три небольших очага со значениями 4,0—4,5.

Таблица 1

Число лет с обширными засухами (в скобках перечислены годы) за 1949—1999 гг. по различным градам количеством станций на территории СНГ, входящих в очаг обширной засухи

Месяц	Градации					Суммарное число лет
	1-я (7—10 станций)	2-я (11—15 станций)	3-я (16—20 станций)	4-я (21—25 станций)	5-я (≥ 26 станций)	
Май	9 (1950—1952, 1962, 1977, 1984, 1991, 1996, 1998)	7 (1955, 1957, 1963, 1975, 1979, 1990, 1992)	2 (1961, 1997)	1 (1999)	1 (1959)	20
Июнь	14 (1953, 1961, 1965, 1971, 1972, 1975, 1981, 1982, 1985, 1986, 1990, 1991, 1996, 1997)	5 (1959, 1979, 1988, 1989, 1994)	3 (1955, 1977, 1999)	1 (1998)	—	23
Июль	15 (1949, 1952, 1960, 1963, 1965, 1967, 1968, 1970, 1972, 1974, 1980, 1984, 1986, 1989, 1993)	4 (1959, 1969, 1988, 1991)	—	2 (1996, 1998)	1 (1999)	22
Август	12 (1949, 1952, 1953, 1954, 1964, 1967, 1969, 1974, 1984, 1988, 1991, 1996)	3 (1976, 1981, 1997)	4 (1951, 1972, 1980, 1999)	—	1 (1998)	20
Суммарное число лет за сезон засухи	50	19	9	4	3	85

Далее, используя значения S_i , была исследована сопряженность холодных и суровых зим с летними засухами. В отделе долгосрочных прогнозов Гидрометцентра России имеется архив индекса засухливости S_i за май—август 1949—1999 гг. Располагая банком данных средней месячной температуры воздуха и количества осадков за месяц (1949—1999 гг.), мы создали архив параметра W_i [5]. Последний вычислялся за декабрь—февраль по 35 станциям, расположенным в сельскохозяйственных районах западной части России и Северного Казахстана (рис. 1).



Рис. 1. Расположение станций, привлеченных к анализу сопряженности холодных и суровых зим с летними засухами.

Существует условное разделение состояния зимы в зависимости от знака параметра W_i : при его положительных значениях зима считается теплой и многоснежной, при отрицательных — холодной и малоснежной. В свою очередь, холодные зимы были разделены на два типа: тип I — холодные ($W_i = -0,1...-1,9$); тип II — суровые ($W_i \leq -2,0$).

Перед нами стояла задача выяснить, как эти типы зим согласуются с летними засухами ($S_i \geq 2,0$). Проанализировав повторяемость указанных выше явлений и выявив годы, когда они занимали обширную территорию (7 станций и более), мы составили табл. 2. В ней представлено число станций, на которых отмечались холодные (Х) и суровые (С) погодные условия в декабре 1949—1997 гг. и январе—феврале 1949—1998 гг.

Для типа I в декабре и январе среднее число станций равнялось 11, а в феврале — 12. Для этого типа зим минимальное число станций с декабря по февраль составило 1, а максимальное их число было в декабре — 24 (1952 г.), январе — 32 (1951 г.) и феврале — 26 (1980 г.).

Для типа II среднее число станций значительно сокращается. Так, в декабре их было 6, январе — 7 и феврале — 8. Минимальное число станций, как и для типа I, равно 1. Максимальное число станций в декабре было 23 (1984 г.), январе — 24 (1950 г.) и феврале — 26 (1954 г.).

Таблица 2

Число станций, на которых отмечались холодные (Х) и суровые (С) погодные условия в декабре 1949—1997 гг., январе и феврале 1949—1998 гг.

Год	Декабрь		Январь		Февраль	
	Х	С	Х	С	Х	С
1949	13	9	6	—	16	—
1950	15	5	7	24	19	1
1951	3	—	32	2	8	24
1952	24	—	9	—	16	4
1953	14	5	13	—	13	4
1954	18	5	18	11	9	26
1955	10	5	5	1	5	—
1956	12	—	20	3	16	16
1957	5	—	19	1	12	—
1958	14	—	7	—	2	—
1959	18	9	7	—	13	—
1960	2	—	6	—	9	—
1961	6	—	6	—	2	—
1962	14	2	4	—	6	—
1963	10	6	8	8	7	—
1964	7	—	12	1	17	9

Окончание табл. 2

Год	Декабрь		Январь		Февраль	
	Х	С	Х	С	Х	С
1965	6	—	10	—	20	—
1966	8	16	9	—	7	1
1967	6	1	22	2	24	—
1968	23	1	7	3	9	—
1969	17	3	5	30	16	16
1970	18	3	6	—	2	—
1971	1	—	6	1	21	2
1972	9	—	10	23	23	3
1973	7	—	23	2	3	—
1974	10	6	27	4	14	7
1975	3	—	—	—	9	—
1976	17	3	3	1	17	11
1977	12	1	21	14	2	—
1978	10	8	6	—	17	—
1979	2	—	17	—	9	—
1980	1	—	28	—	26	—
1981	7	—	9	—	2	—
1982	3	—	7	—	20	—
1983	7	—	—	—	5	—
1984	10	23	5	—	23	4
1985	3	—	11	3	8	8
1986	10	2	1	—	25	4
1987	8	—	6	7	7	—
1988	3	—	11	—	25	—
1989	3	—	2	—	1	—
1990	13	—	6	—	5	—
1991	16	1	3	—	18	1
1992	13	4	3	—	6	—
1993	18	2	2	—	8	—
1994	16	2	5	—	21	9
1995	12	9	13	2	2	—
1996	23	10	23	10	22	1
1997	20	15	23	6	20	—
1998	—	—	26	5	13	3
Среднее	11	6	11	7	12	8
Минимальное	1	1	1	1	1	1
Максимальное	24	23	32	24	26	26
(год)	(1952)	(1984)	(1951)	(1950)	(1980)	(1954)

На рис. 2 дана повторяемость зим типа I (число случаев и процент от общего числа случаев) по градациям количества станций с такими погодными условиями. Из рисунка видно, что холодные условия отмечались на 7 станциях и более в декабре в 71 % случаев (3-я градация — 26, 4-я — 39 и 5-я — 6 %), в январе — в 58 % (3-я — 22, 4-я — 18 и 5-я — 18 %) и в феврале в 74 % (3-я — 22, 4-я — 34 и 5-я — 18 %). Мы видим, что чаще всего во всех зимних месяцах встречается 2-я градация, когда явление отмечалось на 1—6 станциях. Для декабря и февраля также высокий процент повторяемости 4-й градации (11—20 станций).

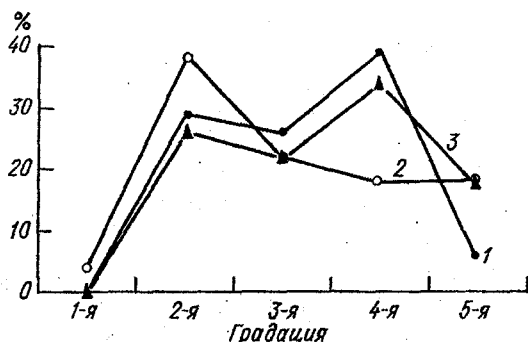


Рис. 2. Повторяемость (%) холодных условий погоды в зимние месяцы по градациям количества станций, на которых это явление наблюдалось.

Градация: 1-я — явление отсутствовало; 2-я — 1—6 станций; 3-я — 7—10 станций; 4-я — 11—20 станций; 5-я — ≥ 21 станций.

1 — декабрь; 2 — январь; 3 — февраль.

Проанализируем аналогичные данные для суровых зим (рис. 3). Здесь явно выделяется 1-я градация, когда случаи со значениями $W_i \leq -2,0$ вообще отсутствуют. В декабре такая ситуация прослеживалась в 47 % случаев от общего их числа, в январе — 54 и феврале — 60 %. Далее идет 2-я градация, ее повторяемость в декабре составила 37 %, январе — 30 и феврале — 22 % случаев. Повторяемость остальных градаций числа станций со значениями $W_i \leq -2,0$ не превышала 10 %. Для наглядно-

сти вышеуказанные данные представлены в виде графика (см. рис. 3). Таким образом, суровые погодные условия чаще бывают на 1—6 станциях.

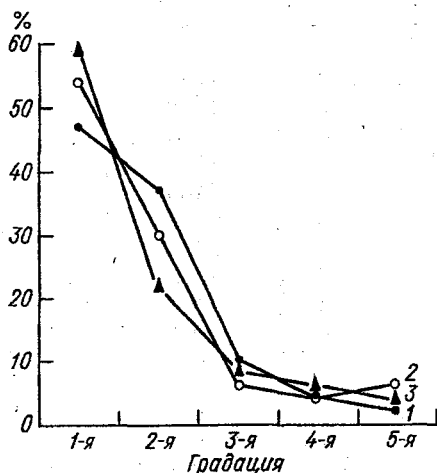


Рис. 3. Повторяемость (%) суровых зим по градациям количества станций, на которых это явление наблюдалось.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Перейдем к анализу засушливости ($S_i \geq 2,0$) в мае—августе 1949—1998 гг. (табл. 3). Среднее число станций, на которых наблюдалось это явление, в мае, июле и августе составило по 5, а в июне — 6. Максимальное их число в мае равнялось 22 (1959 г.), июне — 23 (1998 г.), июле — 19 (1998 г.) и августе — 16 (1951 г.).

На рис. 4 представлена повторяемость летних засух по градациям количества станций, на которых это явление наблюдалось. Как видно, обширные засухи в мае отмечались в 30 % случаев от общего их числа (3-я градация — 20, 4-я — 8 и 5-я — 2 %), в июне — в 34 % (3-я — 26, 4-я — 6 и 5-я — 2 %), в июле — в 28 % (3-я — 24, 4-я — 4 и 5-я — 0 %) и в августе только в 24 % (3-я — 14, 4-я — 10 и 5-я — 0 %). Таким образом, для всех четырех месяцев пик повторяемости (более 50 %) попадает на 2-ю градацию (1—6 станций): в мае — 60 %, в июне — 58, в июле — 62 и в августе — 50 %.

Таблица 3

Число станций, на которых отмечалась засуха в мае—августе
1949—1998 гг.

Год	$S_i \geq 2,0$				Год	$S_i \geq 2,0$			
	Май	Июнь	Июль	Август		Май	Июнь	Июль	Август
1949	6	5	2	6	1976	3	1	1	12
1950	3	—	—	—	1977	8	11	—	—
1951	7	8	7	16	1978	1	1	—	—
1952	7	5	8	10	1979	11	7	1	4
1953	5	8	9	10	1980	5	1	2	1
1954	1	6	10	4	1981	2	10	5	12
1955	12	15	1	7	1982	1	7	1	1
1956	2	5	4	4	1983	3	1	4	4
1957	9	9	2	3	1984	7	—	7	5
1958	2	3	—	4	1985	1	1	1	8
1959	22	2	11	2	1986	2	2	2	2
1960	1	4	4	—	1987	2	3	2	5
1961	7	7	2	—	1988	1	8	10	3
1962	5	1	5	1	1989	1	8	7	2
1963	13	3	7	2	1990	—	7	1	—
1964	—	6	3	—	1991	9	11	3	1
1965	6	1	8	—	1992	1	2	2	4
1966	—	3	6	5	1993	5	1	1	—
1967	5	—	3	10	1994	1	6	5	—
1968	9	4	—	2	1995	6	2	4	—
1969	—	2	2	1	1996	3	10	10	9
1970	1	—	3	—	1997	8	6	5	8
1971	2	1	2	2	1998	7	23	19	13
1972	—	7	7	14	Среднее	5	6	5	5
1973	1	6	1	1	Минимальное	1	1	1	1
1974	4	2	9	—	Максимальное	22	23	19	16
1975	11	10	5	2	(год)	(1959)	(1998)	(1998)	(1951)

Следующим этапом нашей работы было выявление сопряженности между холодными и суровыми погодными условиями в декабре за период 1949—1997 гг. и засухами с мая по август 1950—1998 гг. (табл. 4). Оказалось, что холодные декабри и засухи в мае совпадали и составили максимум на 11 станциях в 1958 и 1959 гг. Для июньских засух таких станций было 12 в 1997 и 1998 гг., для июльских и августовских по — 11, также в 1997 и 1998 гг. В годы суровых зим территория их совпадения с

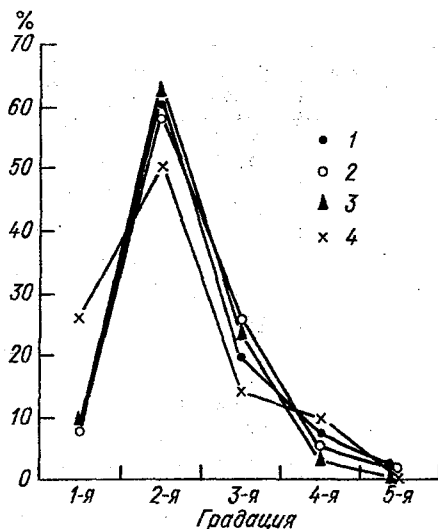


Рис. 4. Повторяемость (%) летних засух по градациям количества станций, на которых это явление наблюдалось.

Градация: 1-я — явление отсутствовало; 2-я — 1—6 станций; 3-я — 7—10 станций; 4-я — 11—20 станций; 5-я — ≥ 21 станции.

1 — май; 2 — июнь; 3 — июль; 4 — август.

Таблица 4

Число станций совпадения холодных (Х) и суровых (С) погодных условий в декабре 1949—1997 гг. с засухой в мае—августе 1950—1998 гг.

Год с холодными (суровыми) условиями в декабре	Год с засухой	Май		Июнь		Июль		Август	
		Х	С	Х	С	Х	С	Х	С
1949	1950	1	1	—	—	—	—	—	—
1950	1951	5	1	4	1	4	2	6	1
1951	1952	—	—	—	—	—	—	1	—
1952	1953	5	—	4	—	7	—	8	—
1953	1954	1	—	5	—	7	—	3	—
1954	1955	6	5	10	5	—	—	2	2
1955	1956	1	1	1	2	2	—	2	—
1956	1957	1	—	3	—	2	—	1	—
1957	1958	2	—	—	—	—	—	—	—

Окончание табл. 4

Год с холодными (суровыми) условиями в декабре	Год с засухой	Май		Июнь		Июль		Август	
		Х	С	Х	С	Х	С	Х	С
1958	1959	11	1	1	1	3	—	—	—
1959	1960	1	—	3	1	4	—	—	—
1960	1961	1	—	—	—	—	—	—	—
1961	1962	—	—	—	—	—	—	—	—
1962	1963	5	2	1	—	3	2	1	1
1963	1964	—	—	—	5	1	2	—	—
1964	1965	1	—	—	—	1	—	—	—
1965	1966	—	—	1	—	1	—	1	—
1966	1967	—	1	—	—	1	—	3	4
1967	1968	—	1	1	—	—	—	2	—
1968	1969	—	—	1	—	—	—	1	—
1969	1970	1	—	—	—	2	—	—	—
1970	1971	—	—	1	—	1	—	1	—
1971	1972	—	—	—	—	—	—	—	—
1972	1973	—	—	—	—	—	—	1	—
1973	1974	—	—	—	—	1	—	—	—
1974	1975	1	—	3	—	—	—	—	—
1975	1976	—	—	—	—	—	—	1	—
1976	1977	6	1	8	2	—	—	—	—
1977	1978	1	—	—	—	—	—	—	—
1978	1979	5	4	3	1	—	—	—	—
1979	1980	—	—	1	—	—	—	—	—
1980	1981	—	—	—	—	—	—	—	—
1981	1982	—	—	5	—	—	—	—	—
1982	1983	—	—	—	—	1	—	—	—
1983	1984	—	—	—	—	—	—	2	—
1984	1985	1	—	—	1	—	1	3	4
1985	1986	—	—	1	—	—	—	—	—
1986	1987	—	1	1	—	1	—	1	—
1987	1988	1	—	2	—	1	—	—	—
1988	1989	—	—	—	—	—	—	—	—
1989	1990	—	—	—	—	—	—	—	—
1990	1991	1	—	4	—	2	—	—	—
1991	1992	1	—	1	—	1	1	4	—
1992	1993	1	—	—	—	—	—	—	—
1993	1994	—	—	4	—	1	—	—	—
1994	1995	3	—	—	—	1	—	—	—
1995	1996	1	2	1	4	2	3	2	7
1996	1997	8	—	4	2	3	2	6	1
1997	1998	4	3	12	11	11	8	11	2
Максимальное		11	5	12	11	11	8	11	7

областью засухи сократилась в мае 1954 и 1955 гг. до 5 станций, июне 1997 и 1998 гг. — до 11, июле 1997 и 1998 гг. — до 8 и августе 1995 и 1996 гг. — до 7 станций.

В табл. 5 имеются аналогичные данные для холодных и суровых январей. Здесь в большинстве случаев число совпадений изучаемых явлений погоды на станциях увеличилось. Так, после холодных январей засуха наблюдалась в мае 1951 г. на 7 станциях, июне 1998 г. — на 19, июле 1998 г. — на 15 и августе 1951 г. на 14 станциях. За суровыми январями отмечались засухи в мае 1963 г. на 8 станциях, июне 1996 г. — на 10, июле 1972 г. — на 7 и августе 1972 г. — на 13 станциях.

В табл. 6 представлены подобные данные для холодных и суровых погодных условий в феврале. Как видно из данных таблицы, после холодного февраля летняя засуха наступила в мае 1952 и 1984 гг. на 6 станциях, июне 1998 г. — на 9, июле 1965, 1984 и 1996 гг. — на 7 и августе 1972, 1976 и 1998 гг. — на 8 станциях. В суровые годы максимальное количество станций с засухой отмечалось в мае 1951 г. и июне 1954 г. — на 6, в июле 1954 г. и августе 1951 г. — на 9 станциях.

Таблица 5

Число станций совпадения холодных (Х) и суровых (С) погодных условий в январе 1949—1997 гг. с засухой в мае—августе 1950—1998 гг.

Год	Май		Июнь		Июль		Август	
	Х	С	Х	С	Х	С	Х	С
1949	2	—	1	—	1	—	—	—
1950	—	2	—	—	—	—	—	—
1951	7	—	8	—	7	—	14	—
1952	3	—	—	—	2	—	4	—
1953	1	—	4	—	1	—	4	—
1954	1	—	2	4	5	5	1	1
1955	5	—	5	1	—	—	3	—
1956	1	1	2	—	2	2	2	2
1957	5	—	7	—	1	—	2	—
1958	—	—	—	—	—	—	1	—
1959	5	—	—	—	—	—	—	—
1960	—	—	—	—	2	—	—	—

Окончание табл. 5

Год	Май		Июнь		Июль		Август	
	Х	С	Х	С	Х	С	Х	С
1961	2	—	—	—	—	—	—	—
1962	2	—	1	—	—	—	—	—
1963	4	8	1	—	3	4	—	2
1964	—	—	6	—	3	—	—	—
1965	1	—	—	—	1	—	—	—
1966	—	—	2	—	—	—	—	—
1967	3	—	—	—	1	—	7	—
1968	1	—	1	—	—	—	—	1
1969	—	—	1	1	—	2	1	—
1970	—	—	—	—	—	—	—	—
1971	2	—	—	1	1	—	2	—
1972	—	—	1	6	—	7	1	13
1973	1	—	4	1	1	—	1	—
1974	3	—	2	1	6	2	—	—
1975	—	—	—	—	—	—	—	—
1976	—	—	—	—	—	—	1	—
1977	3	5	5	6	—	—	—	—
1978	—	—	—	—	—	—	—	—
1979	3	—	2	—	1	—	3	—
1980	5	—	1	—	2	—	1	—
1981	—	—	3	—	—	—	4	—
1982	1	—	—	—	1	—	—	—
1983	—	—	—	—	—	—	—	—
1984	—	—	—	—	—	—	2	—
1985	—	—	1	—	—	—	—	1
1986	—	—	—	—	—	—	—	—
1987	—	1	—	—	1	—	—	—
1988	—	—	1	—	5	—	—	—
1989	—	—	2	—	—	—	—	—
1990	—	—	2	—	—	—	—	—
1991	—	—	1	—	1	—	—	—
1992	—	—	—	—	—	—	1	—
1993	—	—	—	—	—	—	—	—
1994	—	—	1	—	—	—	—	—
1995	3	—	1	—	1	—	—	—
1996	2	1	—	10	5	5	8	1
1997	4	1	4	1	4	—	4	1
1998	6	—	19	2	15	4	7	5
Максимальное	7	8	19	10	15	7	14	13

Таблица 6

Число станций совпадения холодных (Х) и суровых (С)
погодных условий в феврале 1949—1997 гг. с засухой в мае—августе
1950—1998 гг.

Год	Май		Июнь		Июль		Август	
	Х	С	Х	С	Х	С	Х	С
1949	5	—	3	—	2	—	1	—
1950	2	—	—	—	—	—	—	—
1951	1	6	2	5	—	6	4	9
1952	6	1	3	1	5	1	2	4
1953	2	—	5	2	5	—	3	—
1954	—	1	—	6	1	9	1	3
1955	2	—	1	—	—	—	1	—
1956	1	1	2	2	2	—	1	—
1957	3	—	3	—	—	—	—	—
1958	—	—	—	—	—	—	—	—
1959	5	—	2	—	5	—	—	—
1960	1	—	1	—	—	—	—	—
1961	—	—	—	—	—	—	—	—
1962	1	—	—	—	2	—	—	—
1963	5	—	—	—	3	—	1	—
1964	—	—	2	—	—	—	—	—
1965	5	—	1	—	7	—	—	—
1966	—	—	2	—	—	—	—	—
1967	4	—	—	—	—	—	7	—
1968	3	—	—	—	—	—	1	—
1969	—	—	1	1	1	1	1	—
1970	—	—	—	—	—	—	—	—
1971	2	—	—	—	—	—	1	1
1972	—	3	1	4	—	—	8	1
1973	—	—	2	—	—	—	—	—
1974	2	2	1	—	5	2	—	—
1975	4	—	3	—	—	—	—	—
1976	1	—	—	1	—	—	8	1
1977	1	—	1	—	—	—	—	—
1978	1	—	—	—	—	—	—	—
1979	4	—	3	—	—	—	—	—
1980	4	—	1	—	2	—	1	—
1981	—	—	1	—	—	—	1	—
1982	—	—	1	—	—	—	—	—

Год	Май		Июнь		Июль		Август	
	Х	С	Х	С	Х	С	Х	С
1983	1	—	—	—	1	—	1	—
1984	6	1	—	—	7	—	1	2
1985	1	—	—	—	—	—	3	3
1986	2	—	1	1	2	—	1	—
1987	—	—	—	—	1	—	—	—
1988	—	—	6	—	6	—	2	—
1989	—	—	—	—	—	—	—	—
1990	—	—	2	—	—	—	—	—
1991	2	—	6	—	2	—	—	—
1992	—	—	—	—	—	—	—	—
1993	1	—	—	—	—	—	—	—
1994	1	—	4	—	3	1	—	—
1995	—	—	—	—	—	—	—	—
1996	—	—	8	—	7	1	6	1
1997	5	—	4	—	2	—	3	—
1998	5	—	9	1	6	3	8	—
Максимальное	6	6	9	6	7	9	8	9

На рис. 5, построенном по данным табл. 4—6, четко видно, какие месяцы холодных и суровых зимних условий наиболее часто совпадают с конкретными месяцами летней засухи. На рис. 5 а выделяется максимальная сопряженность холодных январей с засухой в июне — 19, июле — 15 и августе — 14 случаев. На рис. 5 б показано, что чаще после сурового декабря засуха бывает в июне — 11, а после суровых январей — в августе — 13 случаев.

В табл. 7 дана повторяемость (число лет и процент) сопряженности холодных и суровых зим с летними засухами по грациям числа станций совпадений. Во всех представленных случаях чаще всего совпадение указанных явлений происходит на 1—6 станциях и составляет при холодной зиме 36—62 %, при суровой — только 12—27 %. Однако нас интересовала повторяемость совпадения холодного периода (декабрь—февраль) с летней засухой на 7 станциях и более (обширная засуха). Оказалось, что это настолько редкое явление, что встречается оно

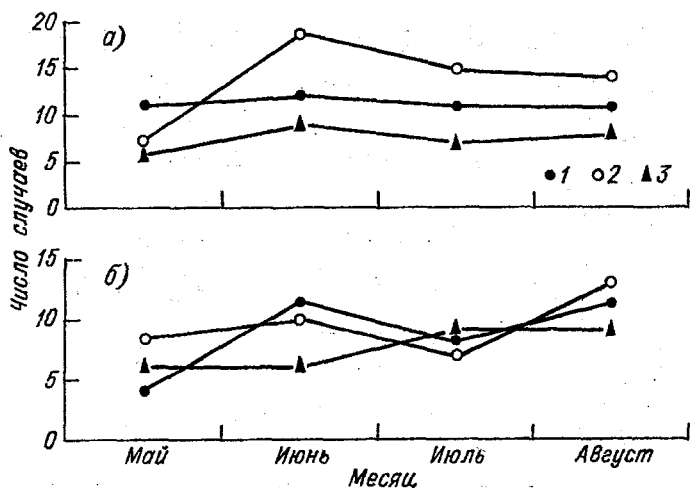


Рис. 5. Максимальное число случаев совпадения холодных (а) и суровых (б) зимних условий с летней засухой в мае—августе 1949—1998 гг.

1 — декабрь, 2 — январь, 3 — февраль.

от 2 до 8 % случаев при холодных зимах и еще реже — 1—2 % при суровых.

В табл. 8 представлено максимальное число станций совпадения холодных и суровых зимних условий с летней засухой. Обратимся к первой части этой таблицы. После холодного декабря 1997 г. максимальное число станций совпадения указанных метеорологических условий было в июне 1998 г. Оно составило 12 станций из 35 привлеченных к исследованию. В то время как холодные условия отмечались на 20 станциях, засуха наблюдалась на 23 станциях. Холодные январы очень хорошо согласовывались с засухами в июне—августе на 19, 15 и 14 станциях соответственно. Холодный январь 1998 г. был на 26 станциях, а засуха в июне этого же года — 23, в июле 1998 г. соответственно на 26 и 19 станциях, а после холодного января 1951 г. на 32 и 16 станциях. Максимальное число станций совпадения холодных февралей и последующих летних засух, наблюдавшихся в июне 1998 г. составило 9 станций. При этом

Таблица 7

Повторяемость (число лет и процент) сопряженности холодных и суровых зим с летней засухой по градациям за период 1949—1998 гг.

Градация	Май		Июнь		Июль		Август	
	Число лет	%	Число лет	%	Число лет	%	Число лет	%
Холодные погодные условия в декабре 1949—1997 гг. — засуха летом 1950—1998 гг.								
1-я (нет)	22	45	22	45	24	49	27	55
2-я (1—6 станций)	25	51	24	49	22	45	20	41
3-я (≥ 7 станций)	2	4	3	6	3	6	2	4
Сумма	49	100	49	100	49	100	49	100
Холодные погодные условия в январе — засуха летом 1949—1998 гг.								
1-я (нет)	24	48	21	42	25	50	28	56
2-я (1—6 станций)	25	50	26	52	23	46	18	36
3-я (≥ 7 станций)	1	2	3	6	2	4	4	8
Сумма	50	100	50	100	50	100	50	100
Холодные погодные условия в феврале — засуха летом 1949—1998 гг.								
1-я (нет)	19	38	20	40	27	54	26	52
2-я (1—6 станций)	31	62	28	56	20	40	20	40
3-я (≥ 7 станций)	—	—	2	4	3	6	4	8
Сумма	50	100	50	100	50	100	50	100
Суровые погодные условия в декабре 1949—1997 гг. — засуха летом 1950—1998 гг.								
1-я (нет)	36	73	37	76	41	84	41	84
2-я (1—6 станций)	13	27	11	22	7	14	7	14
3-я (≥ 7 станций)	—	—	1	2	1	2	1	2
Сумма	49	100	49	100	49	100	49	100
Суровые погодные условия в январе — засуха летом 1949—1998 гг.								
1-я (нет)	43	86	39	78	42	84	41	82
2-я (1—6 станций)	6	12	10	20	7	14	8	16

3-я (≥ 7 станций)	1	2	1	2	1	2	1	2
Сумма	50	100	50	100	50	100	50	100
Суровые погодные условия в феврале — засуха летом 1949—1998 гг.								
1-я (нет)	44	88	40	80	42	84	41	82
2-я (1—6 станций)	6	12	10	20	7	14	8	16
3-я (≥ 7 станций)	—	—	—	—	1	2	1	2
Сумма	50	100	50	100	50	100	50	100

Таблица 8

Сопряженность (число станций совпадения) холодных и суровых зим с последующими летними засухами за период 1949—1998 гг.

Время наблюдения	Сопря- жен- ность	W_i	S_i	Время наблюдения	Сопря- жен- ность	W_i	S_i	Время наблюдения	Сопря- жен- ность	W_i	S_i
Холодные зимы (XII—II) — летние засухи (V—VIII)											
XII 1996—V 1997 г.	8	23	8	I—V 1951 г.	7	32	7	II—V 1952; 1984 г.	6	16; 23	7; 7
XII 1997—VI 1998 г.	12	20	23	I—VI 1998 г.	19	26	23	II—VI 1998 г.	9	13	23
XII 1997—VII 1998 г.	11	20	19	I—VII 1998 г.	15	26	19	II—VII 1965; 1984; 1996 г.	7	20; 23; 22	8; 7; 10
XII 1997—VIII 1998 г.	11	20	19	I—VIII 1951 г.	14	32	16	II—VIII 1972; 1976; 1998 г.	8	23; 17; 13	14; 12; 13
Суровые зимы (XII—II) — летние засухи (V—VIII)											
XII 1954—V 1955 г.	5	5	12	I—V 1963 г.	8	8	13	II—V 1951 г.	6	24	7
XII 1997—VI 1998 г.	11	15	23	I—VI 1996 г.	10	10	10	II—VI 1954 г.	6	26	6
XII 1997—VII 1998 г.	8	15	19	I—VII 1972 г.	7	23	7	II—VII 1954 г.	9	26	10
XII 1995—VIII 1996 г.	7	9	9	I—VIII 1972 г.	13	23	14	II—VIII 1951 г.	9	24	16

холодные условия в феврале отмечались на 13 станциях, а засухи в июне — на 23 станциях.

Вторая часть указанной таблицы аналогична первой и содержит данные для суровых зим. Рассмотрим результаты анализа суровых условий погоды в декабре. Здесь максимальное число совпадений — 11 станций — наблюдалось между суровым декабрем 1997 г. и засухой в июне 1998 г. В то же время суровые условия в декабре 1997 г. отмечались на 15, а засуха в июне 1998 г. на 23 станциях. Среди январей выделяется январь 1972 г., когда суровые условия погоды были на 23 станциях, последующая засуха в августе отмечалась на 14 станциях, а максимальное совпадение указанных выше явлений было на 13 станциях. Для февралей 1951 и 1954 гг. максимальное число станций совпадения с июльской и августовской засухами составило по 9 станций. При этом суровые зимы охватывали соответственно 26 и 24, а засухи 10 и 16 станций.

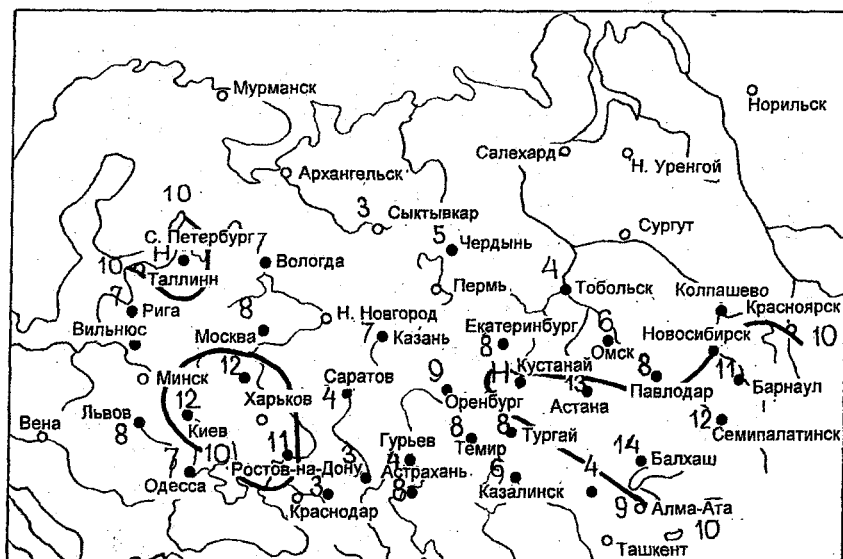


Рис. 6. Повторяемость (число лет) совпадения холодных погодных условий в декабре с летней засухой.



Рис. 7. Повторяемость (число лет) совпадения суровых погодных условий в декабре с летней засухой.

Особо отметим, что, кроме вышеуказанного анализа, важно иметь представление о территории, на которой чаще всего отмечалась сопряженность холодных и суровых зим с последующей летней засухой. Обратимся к рис. 6—11, где представлена повторяемость (число случаев) совпадения исследуемых условий по изучаемой территории.

Из рис. 6 видно, что максимальное число лет совпадений холодных погодных условий в декабре с засухой всех летних месяцев (общее число случаев) образует два очага — один на юге европейской части России (11—12 лет), охватывающий Киев, Курск, Ростов-на-Дону, и второй на северо-востоке Казахстана (от 11 до 14 лет), включающий станции Кустанай, Астана, Семипалатинск, Кокпекты, Балхаш и Алма-Ата. Суровые погодные условия в декабре и последующие летние засухи (см. рис. 7) лучше всего согласуются (5—10 лет) в Центральном и Центрально-черноземном районах (Москва, Курск), в Поволжье (Казань) и в Литве (Вильнюс).



Рис. 8. Повторяемость (число лет) совпадения холодных погодных условий в январе с летней засухой.



Рис. 9. Повторяемость (число лет) совпадения суровых погодных условий в январе с летней засухой.

На рис. 8 и 9 приведены аналогичные данные для января. Оказалось, что после холодных погодных условий в январе (рис. 8) наблюдается достаточно большой очаг с засухами (запад европейской части России, Центральная и Центрально-черноземная зоны, юг Западной Сибири и северные районы Казахстана) в центре с максимальной повторяемостью последних 14 лет. Суровые январь не выделяются достаточно тесной связью с летними засухами, повторяемость которых примерно равномерно распределяется по всей изучаемой территории и не превышает 7 лет. Холодные февраль максимально сопряжены с летними засухами в 14—15 случаях, образуя два больших очага (см. рис. 10). Первый из них занимает почти всю европейскую часть России, а второй — юг Западной Сибири и Северный Казахстан. О суровых феврялах (см. рис. 11) можно сказать то же, что и о суровых январях. Здесь максимальная повторяемость составляет 5 лет.



Рис. 10. Повторяемость (число лет) совпадения холодных погодных условий в феврале с летней засухой.

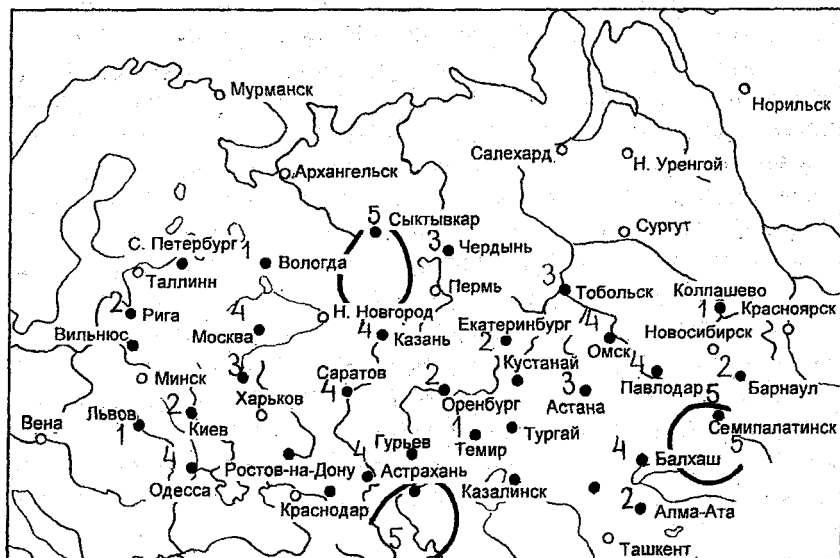


Рис. 11. Повторяемость (число лет) совпадения суровых погодных условий в феврале с летней засухой.

Таким образом, наши исследования указывают на слабую сопряженность холодных и суровых зим с последующей летней засухой. Поэтому в дальнейших прогностических разработках нельзя использовать параметр суровости зимы как предиктор для прогноза засухи в наступающем летнем периоде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козельцева В. Ф., Педь Д. А., Садоков В. П. Климатические зоны атмосферной засушливости на территории СССР // Метеорология и гидрология. — 1994. — № 10. — С. 92—98.
2. Летняя засуха (май—август 1949—1999 гг.) на территории бывшего СССР / В. П. Седоков, А. И. Неушкин, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова. — См. наст. сб.

3. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.

4. Педь Д. А. Климатические особенности атмосферных засух и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 39—63.

5. Попов А. В. О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 77—84.

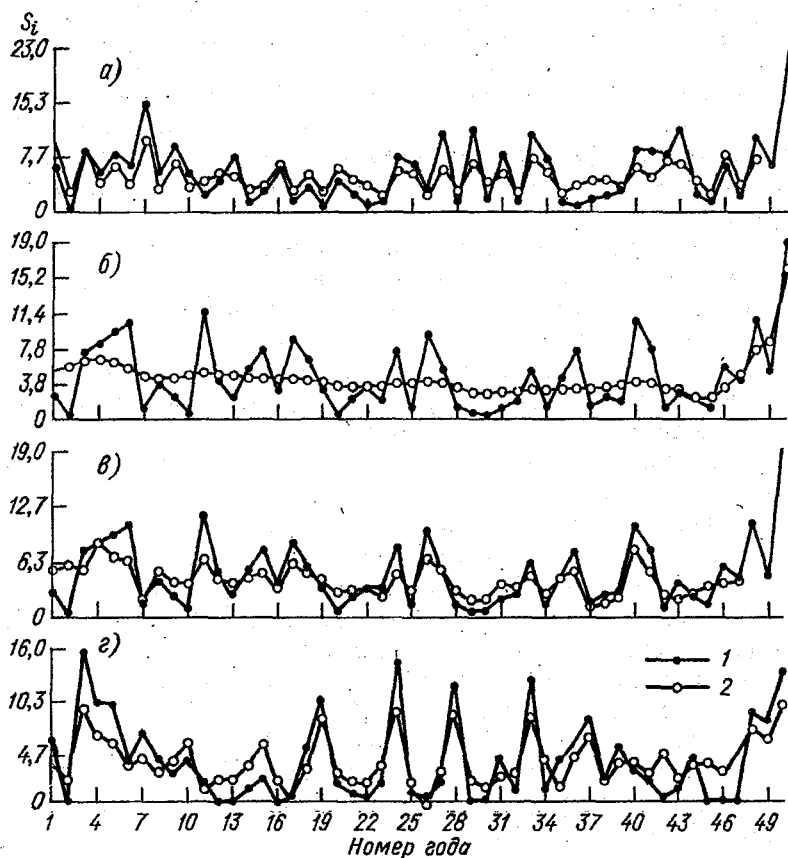
ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗЕЙ ПАРАМЕТРОВ ЗАСУШЛИВОСТИ С ЦИРКУЛЯЦИОННО-ТЕРМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АТМОСФЕРЫ

Временной ряд за май—август, содержащий количество станций, в которых значения $S_i \geq 2,0$, был исследован с помощью аппарата сингулярного разложения [2]. Ряд охватывает 50 лет, поэтому вначале был выбран фильтр, равный 20 годам. Анализ рядов на возможное существование скрытой цикличности, которую визуально трудно обнаружить, показал, что во всех месяцах не существует четко выраженных циклов. Несмотря на это, мы выделили в каждом месяце наиболее проявляющиеся циклы. К ним относятся цикл, близкий к двум годам, который просматривается во всех месяцах, а также цикл, близкий к трем и четырем годам. В мае—июне заметна 6—7-летняя цикличность. К сожалению, поведение вышеуказанных циклов оказывается неустойчивым.

Известно, что некоторые исследователи засух [1, 3] пытаются использовать выявленные ими циклы при составлении прогнозов. Чтобы убедиться в возможности такого подхода были восстановлены исследуемые ряды с использованием обнаруженных нами циклов и нелинейных трендов. На рисунке показаны наблюдаемые и восстановленные ряды. В июне (рисунок а) учитывали 2-, 3-, 4- и 6,5-летние циклы, в июле (рисунок в) и августе (рисунок г) — 2-, 3- и 4-летние. Для июля в качестве примера показан график хода нелинейного тренда (рисунок б), который содержится в восстановленном ряде. Как видно из рисунков, представленные циклы достаточно хорошо улавливают изменчивость ряда, но недостаточно хорошо — амплитуду.

Одним из подходов в разработке методики прогноза засух может быть метод, основанный на регрессионном прогнозе остатков, полученных из разности наблюдаемых и восстановленных по циклам рядов.

При выяснении связи индекса засушливости S_i с циркуляцией атмосферы были подготовлены данные по параметрам,



Исходный (1) и восстановленный (2) ряды числа станций со значениями индекса $S_i \geq 2,0$ с учетом нелинейных трендов; 2-, 3-, 4-летние циклы для июня—августа (а, в, г); пример восстановленного нелинейного тренда для июля (б).

характеризующим интенсивность и направленность циркуляции в стратосфере, в тропосфере и данные о высотной фронтальной зоне. С целью изучения влияния внешних глобальных факторов на состояние засухливости определялись индексы Южного и Североатлантического колебаний и вращения Земли.

Предварительный анализ статистических связей индекса S_i с циркуляционными параметрами, проведенный по каждой отдельной станции, показал, что эти связи необходимо изучать для конкретных экономических районов. Для семи таких районов, охватывающих европейскую часть России и Западную Сибирь, были созданы файлы осредненных значений S_i , их дисперсий и максимальных значений, а также числа станций со значениями $S_i \geq 2,0$.

Целью данного исследования является корреляционный анализ выявления наиболее информативных параметров атмосферы и океана, которые можно было бы использовать при создании прогностических и регрессионных моделей.

Анализ базируется на том, что в качестве потенциального предиктанта выбираются средние значения параметров засухливости по экономическим районам России.

В качестве возможных предикторов взяты следующие параметры:

- индекс зональной циркуляции Каца (J_z);
- индекс меридиональной циркуляции Каца (J_m);
- индекс циркуляции в стратосфере Педя (Ω);
- среднее значение высотной планетарной фронтальной зоны (ВПФЗ) по северному полушарию (VFZ);
- индекс Североатлантического колебания (SAK);
- индекс Южного колебания (SOI);
- индекс вращения Земли (ROT);
- средняя температура воды в Северной Атлантике (ATL_N);
- средняя температура воды в приэкваториальной части Северной Атлантики (ATL_S);
- средняя температура воды в центральном районе северной части Тихого океана (PAC);

Помимо изучения связи параметров засухливости с вышеуказанными характеристиками атмосферы и океана, исследовалась инерционная связь интенсивности засухливости в смежных месяцах. Следует указать, что в корреляционном анализе участвовали ежемесячные средние значения индекса засухливости (S_i) по региону, максимальное значение S_i в регионе (S_i_EXT) и число станций в регионе с $S_i > 2,0$ (S_ZAS). Индекс S_i использовался как предиктор, так как он представляет собой комплексную характеристику температурного состояния и режима осадков в данном регионе.

В качестве предиктантов исследовались S_{EXT} и S_{ZAS} . Связь между ними хорошая, колебалась в пределах 0,56—0,75 для различных месяцев в трех регионах. По своему физическому смыслу эти два параметра различны. Первый характеризует абсолютную интенсивность в регионе, а второй — пространственное распространение экстремальных значений S_i . Поэтому мы изучаем эти два предиктанта самостоятельно. Исследования были проведены по трем регионам: Центральному, Центрально-черноземному и Северо-Кавказскому.

Рассмотрим результаты по каждому региону отдельно.

Центральный регион. Во всех приведенных таблицах представлены значения коэффициентов корреляции (R), взятые из корреляционных матриц для каждого месяца, но лишь те, которые удовлетворяют условию $R \geq 0,15$. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Для предиктанта S_{EXT} (см. табл. 1) число предикторов сильно меняется от месяца к месяцу. Для мая наилучшими предикторами оказались J_m , ATL_N , ATL_S , PAC , ROT , для июня — SAK и SOI , для июля — SOI и S_i , для августа — SAK и S_i и для сентября — SOI . Если смотреть на информативность предикторов во всех месяцах, то чаще всего встречается SAK (в 3 месяцах) и SOI (в 4 месяцах).

Общедирекционные параметры (J_z , J_m , Ω) оказались мало информативны, особенно в июне, июле и августе. Кроме упомянутых SAK и SOI , в июле и августе существенный вклад оказывает S_i за предшествующий месяц, т. е. если в предшествующем месяце фон засушливости высок, то в следующем месяце вероятность засухи возрастает.

Следует обратить внимание на влияние океана, которое появляется только в мае и июне, т. е. в начале вегетационного периода.

Параметр S_{ZAS} (см. табл. 1) отражает наличие атмосферных засух. Для него наиболее информативными являются VFZ и SAK . Роль океана проявляется лишь в июне и сентябре. Так же как и для S_{EXT} , на прогноз засух в июле и августе существенное влияние оказывает S_i в предшествующем месяце.

Важной характеристикой, которую следует учитывать при прогнозе, является инерционность предиктантов. Так, коэффициент корреляции будущего месяца с исходным месяцем для

Таблица 1

Наиболее информативные предикторы ($R \geq 0,15$) в Центральном регионе

Месяц	J_z	J_m	Ω	VFZ	ATL_N	ATL_S	PAC	SAK	SOI	ROT	S_i
Для S_L_EXT											
Май	-0,17	-0,31	—	-0,17	-0,31	-0,31	-0,30	—	-0,15	-0,25	—
Июнь	—	—	—	—	0,17	0,20	—	-0,35	0,38	—	—
Июль	—	—	-0,20	—	—	—	—	0,21	0,26	-0,17	0,26
Август	—	—	—	—	—	—	—	-0,23	—	—	0,42
Сентябрь	-0,15	—	-0,17	—	—	—	—	—	0,27	—	—
Для S_L_ZAS											
Май	—	-0,23	—	-0,19	—	—	—	—	—	—	—
Июнь	—	—	—	—	0,22	0,22	—	0,16	0,17	—	—
Июль	—	—	-0,16	—	—	—	—	—	—	-0,18	0,31
Август	—	—	—	0,32	—	—	—	-0,24	—	—	0,28
Сентябрь	—	—	—	0,19	—	-0,25	-0,17	0,34	0,19	0,25	—

S_i_EXT составил 0,26 в июле и 0,45 в августе, а для S_i_ZAS — 0,38 только в августе. Аналогично S_i_ZAS имеет значения коэффициента корреляции с S_i_EXT 0,33 в июле и 0,31 в августе, а с S_i_ZAS — 0,16 в июле и 0,21 в августе. Таким образом, в июле и августе имеет место существенная инерционность параметров засушливости.

Центрально-черноземный регион. Результаты по этому региону представлены в табл. 2.

Наиболее информативными предикторами для S_i_EXT (см. табл. 2) также, как и в Центральном регионе, являются SAK и SOI, которые информативны в четырех из пяти месяцев. Циркуляционные параметры информативны в июне и июле, а влияние океана наиболее заметно в июне. В августе и сентябре ни океан, ни традиционные циркуляционные параметры не информативны. В этих месяцах эффективны SAK и SOI. Кроме этого, в июле, августе и сентябре заметно влияние S_i .

Инерционность характеризуется коэффициентами корреляции между S_i_EXT в смежных месяцах: 0,29 для июля, 0,24 для августа и 0,24 для сентября. Связь S_i_EXT с S_i_ZAS существенна в июле и августе (0,36 и 0,25 соответственно). В августе имеется минимальное число предикторов.

Для S_i_ZAS (см. табл. 2) наиболее эффективными являются такие предиктанты, как J_m , SAK и S_i . Среди них выделяется S_i (в 4 месяцах из 5), но, как и в предыдущих случаях, наибольшие коэффициенты корреляции имеют место в июле, августе и сентябре. Океан в данном предиктанте не эффективен (кроме июня). Минимум предикторов приходится на сентябрь. Инерция для этого предиктанта выражается следующими коэффициентами корреляции с S_i_EXT для июля 0,35, для августа 0,31, для сентября 0,30. Связь с S_i_ZAS выражается значениями 0,34 для июля и 0,30 для августа. Мы снова видим, что инерция в рассматриваемом районе не проявляется в начале вегетационного периода (май, июнь), а в данном случае и в сентябре.

Северо-Кавказский регион. Этот регион заметно отличается от двух рассмотренных выше. Его географическое положение связано с другими синоптическими процессами. Как видно из табл. 3, предиктор S_i_EXT имеет только один эффективный (в 3 месяцах из 5) предиктор — SOI, остальные предикторы проявляются в 1—2 месяцах.

Таблица 2

Наиболее информативные предикторы ($R \geq 0,15$) в Центральном-черноземном регионе

Месяц	J_z	J_m	Ω	VFZ	ATL_N	ATL_S	PAC	SAK	SOI	ROT	S_i
Для S_{L_EXT}											
Май	—	—	—	—	—	-0,15	-0,16	—	-0,20	—	—
Июнь	—	0,18	—	-0,32	0,31	0,42	—	-0,30	0,31	—	—
Июль	0,32	0,32	-0,17	—	—	—	—	0,20	0,25	-0,16	0,32
Август	—	—	—	—	—	—	—	-0,17	—	—	0,21
Сентябрь	—	—	—	—	—	—	—	0,39	0,24	—	0,21
Для S_{L_ZAS}											
Май	0,29	-0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,16
Июнь	—	0,29	—	-0,25	0,20	0,16	—	-0,33	0,24	0,17	—
Июль	0,33	0,15	—	—	—	—	—	—	0,15	0,21	0,35
Август	—	—	—	0,19	—	—	—	-0,31	—	—	0,29
Сентябрь	—	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	0,24

Таблица 3

Наиболее информативные предикторы ($R \geq 0,15$) в Северо-Кавказском регионе

Месяц	J_z	J_m	Ω	VFZ	ATL_N	ATL_S	PAC	SAK	SOI	ROT	S_i
Для S_i_EXT											
Май	0,22	-0,15	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—
Июнь	0,23	0,17	0,24	—	—	—	—	—	0,34	—	—
Июль	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	0,24
Август	—	—	—	0,23	—	—	—	0,28	0,33	0,22	0,18
Сентябрь	—	—	—	-0,23	—	—	0,22	—	—	—	—
Для S_i_ZAS											
Май	0,43	—	-0,26	—	—	-0,18	—	—	—	—	0,21
Июнь	—	—	0,39	—	—	—	—	—	0,20	—	0,15
Июль	—	0,15	—	—	0,17	—	—	—	0,22	—	—
Август	-0,33	-0,38	—	0,29	—	—	—	—	—	—	—
Сентябрь	—	—	—	-0,23	—	—	0,16	—	—	—	—

Океан информативен только в сентябре. С другой стороны, влияние S_i в июле, августе проявляется хотя не так сильно, как в других регионах, но достаточно заметно. Надо обратить внимание на то, что, в отличие от других месяцев, в июле и сентябре информативны только два предиктора.

Для предиктанта S_i_ZAS (см. табл. 3) нет выделяющихся предикторов. Все предикторы распределены примерно равномерно. Впервые параметры SAK и ROT оказались неинформативными во всех месяцах.

Инерционность как для S_i_EXT , так и для S_i_ZAS здесь заметно слабее. Так, S_i_EXT имеет коэффициент корреляции 0,35 с S_i_EXT предыдущего месяца в июле и с S_i_ZAS 0,28 в мае и 0,24 в августе. Что касается S_i_ZAS , то он коррелирует только в мае с S_i_ZAS апреля со значением 0,20.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.
2. Пичугин Ю. А. Выборочные главные компоненты скользящего отрезка в анализе временных рядов метеорологических данных // Метеорология и гидрология. — 1999. — № 8. — С. 31—36.
3. Попов А. В. О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 77—84.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЦИКЛИЧНОСТИ ВО ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ЗАПАДЕ И ВОСТОКЕ КАЗАХСТАНА

В предлагаемой статье рассматривается один из способов сравнения двух временных рядов. Он использован для выявления климатических особенностей в двух областях Казахстана и его окрестности: к западу и востоку от Байконура в связи с деятельностью космодрома с 1950 по 1998 г. Такой подход основан на материалах, из которых следует, что преобладающим направлением переноса воздушных масс над Казахстаном оказалось западно-восточное с небольшой северной составляющей.

Зависимость между двумя параметрами обычно выявляют с помощью корреляционного анализа. При этом получают статические связи, показывающие меру подобия эти временных рядов, описывающих изучаемые явления. К сожалению, никаких других скрытых связей таким образом получить нельзя.

Более тонким инструментом, который позволяет решить многие проблемы сравнения двух временных рядов и более, является вейвлетный [3], или сингулярный, спектральный анализ (ССА) [1, 2]. Не вдаваясь в суть последнего метода, который мы применили, заметим, что он позволяет показать как общие закономерности рядов, так и их различия, а также выявить это в исследовании периодичностей в ходе временных рядов.

Рассмотрим некоторые результаты, полученные с помощью ССА отдельно для двух рядов данных, в качестве которых были взяты ряды среднемесячной температуры воздуха для нескольких станций, находящихся в Казахстане на западе и востоке от Байконура. Данные этих двух групп станций за 1949—1998 гг. затем были осреднены. В итоге мы получили два временных ряда за 50 лет (600 точек).

Для выявления скрытых и явных периодичностей вначале из рядов был удален годовой ход и тренд. На рис. 1 и 2 (1 а, 2 а) приведены кривые средней взвешенной среднемесячной температуры воздуха (1) и ее стандарт (2), полученные следующим образом. Если наш ряд имеет размер $N = 600$ (50 лет $\times$ 12 месяцев), а шаблон взят размером $M = 300$, то каждой точке шаблона будет

соответствовать ряд длиной $N - M + 1$, из которого и определяются среднее значение и стандарт, представленные на рис. 1 а и 2 а. В результате применения шаблона размером $M = 300$ выделены, а затем восстановлены первые три главных компонента (ГК), описывающие годовой ход и тренд (рис. 1 б, 2 б). На рис. 1 в и 2 в изображены ряды, полученные путем вычитания из них годового хода и тренда. Именно эти ряды были подвержены дальнейшей обработке.

Затем с помощью специальных преобразований на основе применения 36-месячного (3 года) скользящего фильтра (шаблона) ко всему ряду с исключенным годовым ходом и трендом строилась так называемая матрица наблюдений, для которой решалась задача на собственные значения (СЗ) и определялись

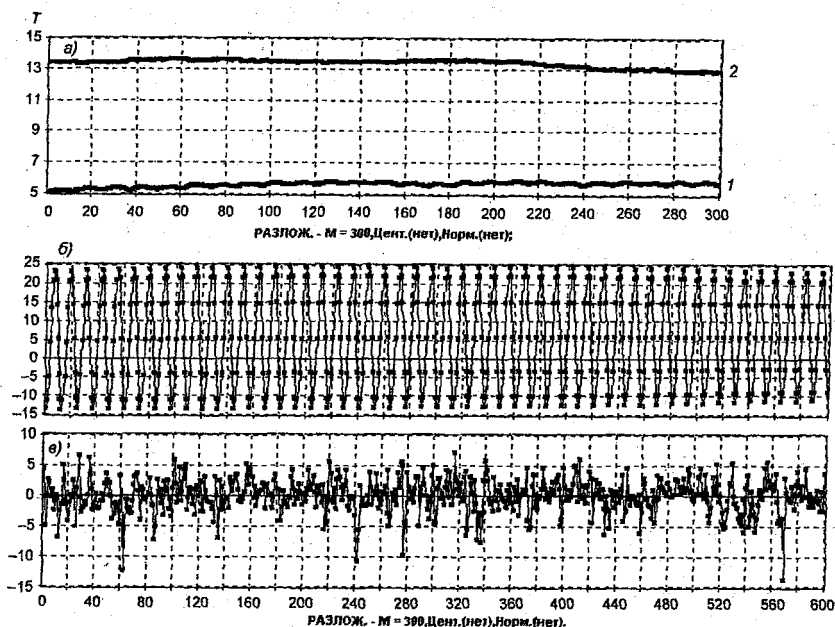


Рис. 1. Скользящее среднее (1) и среднеквадратическое отклонение (стандарт) (2) (а), годовой ход и тренд, восстановленные по главным компонентам 1, 2, 3, (б) и остаток ряда среднемесячных значений температуры воздуха (в) для группы западных станций Казахстана с 1949 по 1998 г.

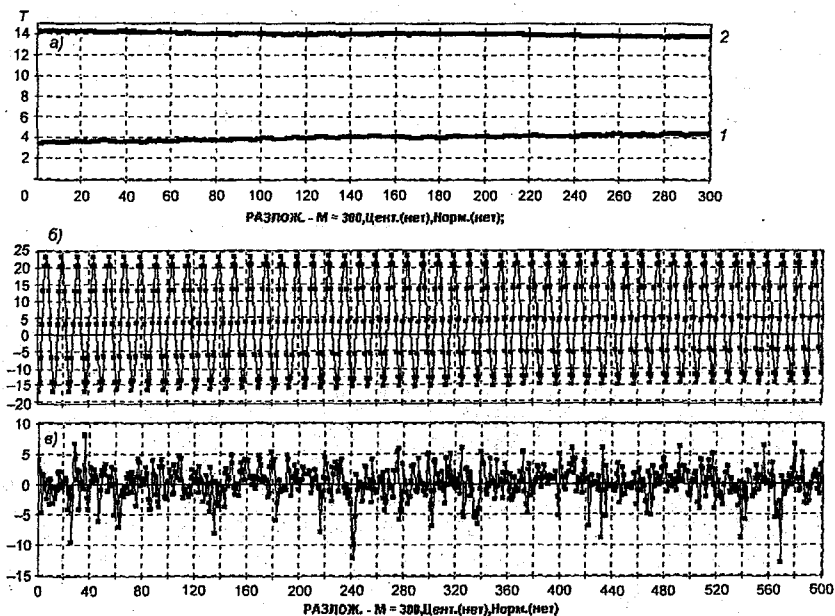


Рис. 2. Скользящее среднее (1) и среднеквадратическое отклонение (стандарт) (2) (а), годовой ход и тренд, восстановленные по главным компонентам 1, 2, 3, (б) и остаток ряда среднемесячных значений температуры воздуха (в) для группы восточных станций Казахстана с 1949 по 1998 г.

соответствующие им векторы и главные компоненты разложения рядов.

В методе ССА собственные векторы (СВ) обладают свойством выявлять пары СЗ, характеризующих определенный колебательный процесс. Для этой пары СЗ должны быть близки. Например, для чистого гармонического колебания оба СЗ будут одинаковы, а соответствующие им СВ будут иметь форму $\sin$ и $\cos$ соответственно.

Рассмотрим, как ведут себя во времени основные циклы, обнаруженные в процессе анализа в западном и восточном рядах. Исследуем шести-, четырехмесячные и квазидвухлетний циклы как наиболее выраженные (четкие) по данным СВ. Временную диагностику каждого цикла удобно изучать после восстановления ряда по соответствующим им главным компонентам (ГК). На рис. 3 и 4 приведены такие восстановленные ряды шестимесяч-

ного цикла для запада и востока Казахстана. Заметим одну важную деталь. По виду СВ с номерами 1 и 2, описывающих шестимесячные колебания, мы имеем кривые с четким периодическим циклом. Восстановленный же ряд демонстрирует нестационар-

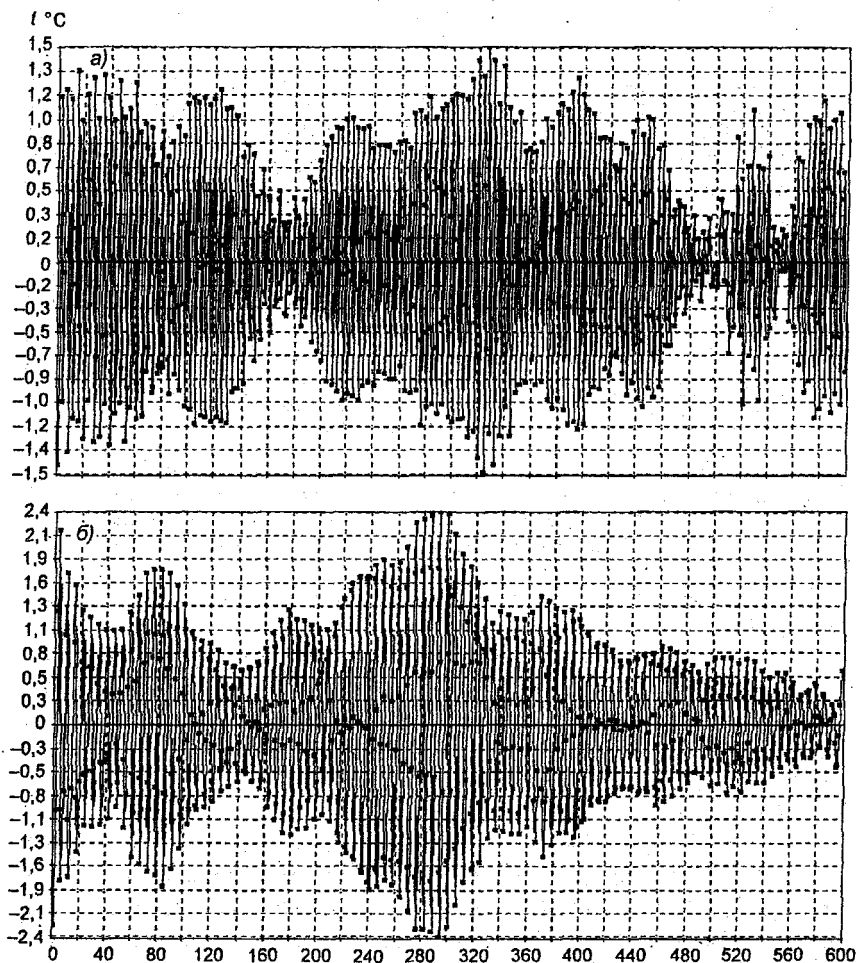
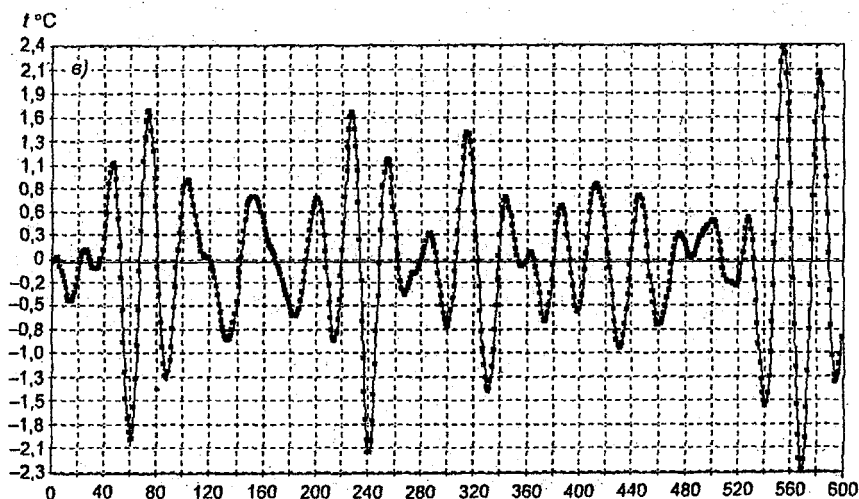


Рис. 3. Четырехмесячный (а), шестимесячный (б) и квазидвухлетний (в) циклы в нентам (5, 6), (1, 2) и (3, 4) соответственно для групп

ный ход амплитуд этих колебаний, что позволяет проводить сравнительный анализ кривых на различных временных интервалах, а также между соответствующими интервалами в рядах для запада и востока Казахстана. Возвращаясь к рис. 3 и 4, можно заметить идентичность колебаний огибающей линии двух кривых почти на всем временном интервале. Заметные различия видны в последнем десятилетии, где амплитуды на западе примерно в два раза меньше, чем на востоке. По поведению этих линий видно, что на востоке амплитуда меняется больше, чем на западе.

Четырехмесячный цикл (см. рис. 3 и 4) не показывает такого подобия для востока и запада, как шестимесячный цикл, хотя некоторые детали можно увидеть на обоих рисунках: например, спад амплитуды на интервалах 80—100, 160—180, 490, 550 месяцев. Совпадают некоторые максимумы амплитуд. На западе по сравнению с востоком огибающая линия не плавно меняется, а более возмущена.

Для рассмотренных циклов наблюдается нестационарный ход во времени как в допусковой период, так и в период актив-



ряду среднемесячной температуры воздуха, восстановленные по главным компонентам западных станций Казахстана с 1949 по 1998 г.

ных работ на полигоне на востоке и западе. Квазидвухлетний цикл в своих главных чертах похож для двух регионов, и подобно другим циклам его амплитуды сильно изменяются на временном ряде.

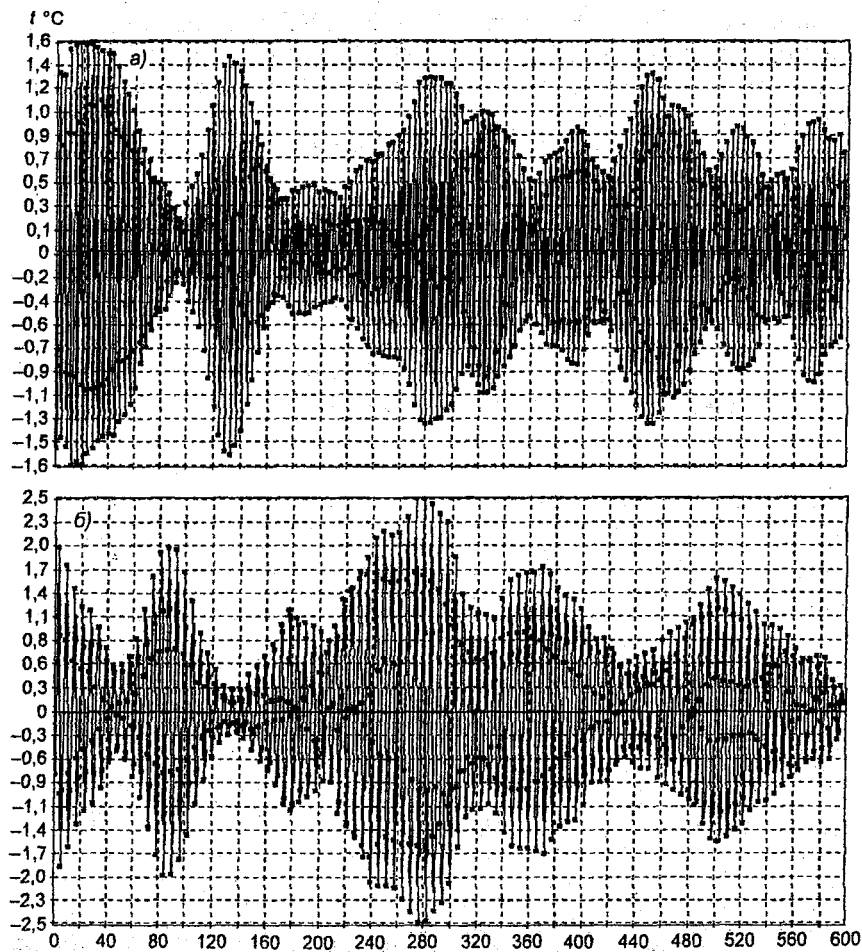
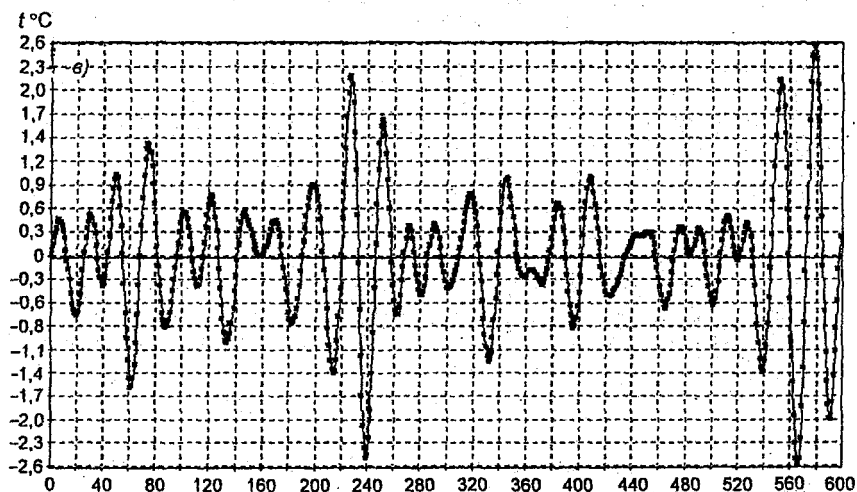


Рис. 4. Четырехмесячный (а), шестимесячный (б) и квазидвухлетний (в) циклы в нентам (5, 6), (1, 2) и (3, 4) соответственно для групп

Сопоставляя три анализируемых цикла, можно заметить, что длинные (шестимесячные и квазидвухлетние) циклы больше похожи между собой (между востоком и западом), а короткие четырехмесячные несколько отличаются друг от друга. Таким образом, вероятно, проявляются какие-то региональные климатические особенности на востоке и западе Казахстана. Сюда, безусловно, может войти определенное внешнее, антропогенное влияние, но сказать, какая доля изменчивости присуща этому влиянию, крайне трудно.

Обратимся к кривым четырехмесячного цикла. На западе в период максимального расцвета космической отрасли 1970—1990 гг. (этому интервалу на рисунках соответствуют 240—480 номера месяца) наблюдаются небольшие колебания амплитуд, а вслед за этим в последнее десятилетие резко изменяется характер колебаний (типа сбойного периода). На востоке картина более изменчива как в период активных пусков, так и в первое и второе десятилетия (0—240 номер месяца).

Однако этот факт не позволяет утверждать, что особенности поведения этого цикла порождены антропогенными влияниями



ряду среднемесячной температуры воздуха, восстановленные по главным компонентам восточных станций Казахстана с 1949 по 1998 г.

и, в частности, влиянием пусков ракетносителей (РН). Этому могут способствовать и другие причины.

На рис. 5 и 6 приведены еще три кривые для пяти- и девяти-месячных циклов, а также для нерегулярных составляющих тренда, период которых близок к 1 году, но амплитуда имеет нерегулярный ход. Следует заметить, что эти три составляющие колебательного процесса менее четко выражены в СВ, поэтому их сравнивать друг с другом следует с большой осторожностью. В этом случае мы ограничимся сопоставлением четырех-, шестимесечных и квазидвухлетних циклов, наиболее выраженных и описывающих большую долю общей дисперсии.

Анализ построенных двух временных рядов среднемесячной температуры воздуха с помощью аппарата ССА выявил некоторые их особенности. Главной из них является присутствие в обо-

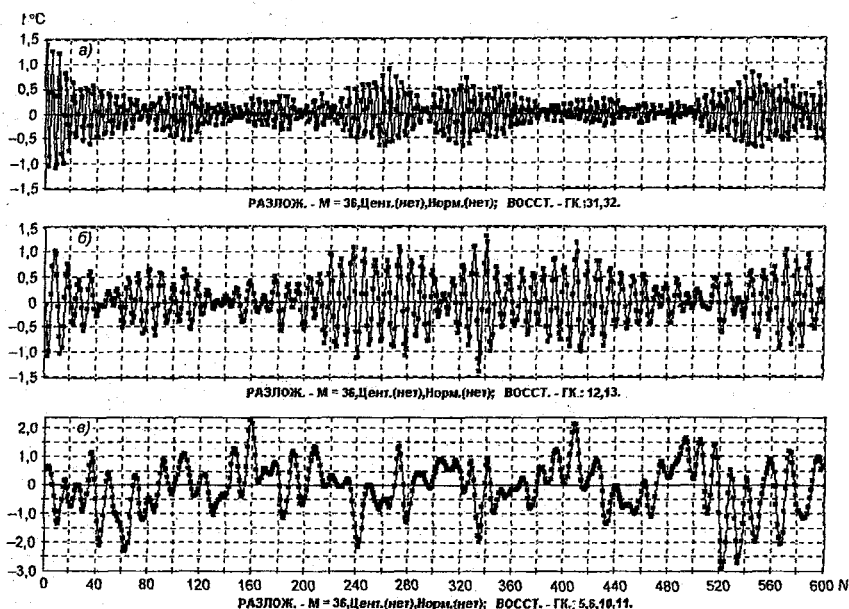


Рис. 5. Пятимесячный (а) и девятимесячный (б) циклы, восстановленные по главным компонентам (31, 32) и (12, 13) соответственно, и нерегулярная составляющая ряда среднемесячных значений температуры воздуха (в) для группы западных станций Казахстана с 1949 по 1998 г.

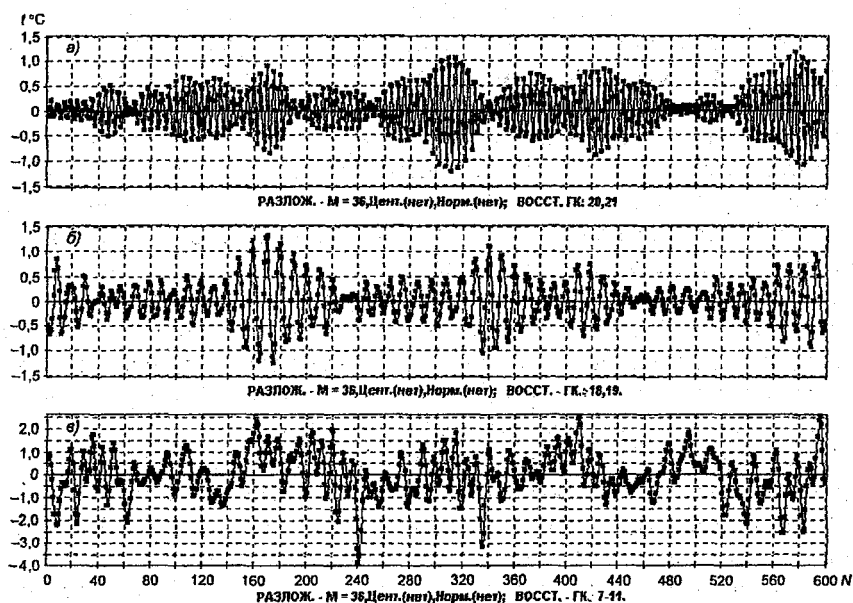


Рис. 6. Пятимесячный (а) и девятимесячный (б) циклы, восстановленные по главным компонентам (20,21) и (18,19) соответственно, и нерегулярная составляющая ряда среднемесячных значений температуры воздуха (в) для группы восточных станций Казахстана с 1949 по 1998 г.

их рядах основных циклов (четырёх-, шестимесячных и квазидвухлетних). Помимо этих, удастся найти и другие циклы, но они оказываются нечетко выраженными. То есть, если построить двумерную проекцию пары СВ, соответствующих конкретному циклу, то полученная фигура будет сильно „размазанная”, нечеткая, что говорит о большой доле случайности, содержащейся в этом компоненте. Поэтому сравнивать такие циклы в двух рядах очень опасно, ибо нельзя оценить меру отличий от случайных флуктуаций.

Второй особенностью, которую следует отметить, является различие в самих рядах за счет физико-географических особенностей регионов, расположенных к западу и востоку от Байкунура. Поэтому при сравнении временного хода определенного восстановленного цикла следует осторожно оценивать различия

в ходе кривых западных и восточных рядов, так как нет уверенности, что за какие-то отличия ответственны те или иные факторы, в том числе и влияние пусков РН. Мы ориентировались на сопоставление главных особенностей хода кривых. Эти особенности на востоке и западе очень похожи для шестимесячного и квазидвухлетнего циклов, и меньше сходство у четырехмесячного цикла. Это позволяет говорить, что основная цикличность в рядах среднемесячной температуры воздуха сохраняет свои параметры для двух рассматриваемых рядов.

Естественно предположить, что факторы регионального характера, к которым можно отнести влияние пусков РН на погоду и климат, возможно, связаны с высокочастотными колебаниями. Для месячных данных это колебания с периодом более двух месяцев. К сожалению, регулярных колебаний такого рода нам не удалось обнаружить. Отсюда следует вывод: в рядах среднемесячной температуры воздуха влияние пусков РН не проявляется.

Изучение циклического характера поведения атмосферы на примере изучения временных рядов метеоэлементов хотелось бы сопоставить с цикличностью „пускового” режима. Для этого был взят временной ряд количества пусков РН в течение каждого месяца с 1950 по 1998 г. Полученный ряд данных был преобразован аналогично среднемесячной температуре воздуха. Убрав тренд, полученный 20-летним фильтром, остаток затем подвергли ССА с 36-месячным фильтром. Как ни странно, но этот ряд, как и всякий случайный, содержит набор различных периодичностей. Наиболее значимые из них связаны с пяти- и двухлетней, четырех- и шестимесячной цикличностью. Из перечисленных циклов пятилетних не проявляется в среднемесячной температуре воздуха, остальные имеют место с разной степенью достоверности, но доказать их физическую связь не представляется возможным. Надо помнить, что любой статистический анализ содержит множество формальных результатов, к ним может относиться некоторая выявленная периодичность временных рядов. Задача состоит в том, чтобы объяснить физическую природу каждого цикла. В геофизических рядах это во многих случаях удается сделать, что касается таких рядов, как, например, ряд ежемесячного количества пусков РН, то такого объяснения, возможно, и не существует.

Проведенное исследование основано на имеющихся в распоряжении исполнителей метеоданных, характеризующих крупномасштабную структуру погоды и климата. Результаты исследования свидетельствуют о том, что в крупномасштабном плане влияние пусков РН на метеорологические условия в Республике Казахстан не прослеживается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Главные компоненты временных рядов. Метод „Гусеница“. — СПб.: С.-Петербургский гос. университет, 1997. — 307 с.
2. Пичугин Ю. А. Выборочные главные компоненты скользящего отрезка в анализе временных рядов метеорологических данных // Метеорология и гидрология. — 1999. — № 8. — С. 31—36.
3. Сонечкин Д. М., Даценко Н. М., Иващенко Н. Н. Оценка тренда глобального потепления с помощью вейвлетного анализа // Изв. РАН. — Сер. ФАО. — 1997. — Т. 33, № 2. — С. 184—194.

*В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева,
Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунова*

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПО ДЕСЯТИЛЕТИЯМ

Для рассмотрения различных характеристик температуры воздуха прежде всего покажем, как меняется со временем осредненная по пространству температура воздуха. На рис. 1 приведен график хода средней годовой температуры воздуха в полосе 40—60° с. ш. [2]. Сглаженный тренд этой кривой показывает постепенный рост температуры со временем при некотором минимуме в 70-е годы.

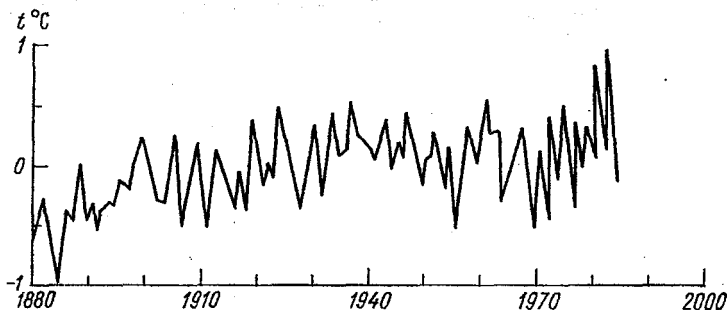


Рис. 1. График хода средней годовой температуры воздуха в полосе 40—60° с. ш.

Аналогичный анализ был выполнен для отдельных регионов России и Казахстана. Были рассмотрены три района. Первый охватывал большую территорию от Урала до Кузбасса (21 станция, рис. 2 а), второй включал станции северо-западной части Казахстана (14 станций, рис. 2 б), расположенные к западу от Байконура, а третий — к востоку от него (19 станций, рис. 2 в). На этих рисунках показан временной ход температуры воздуха по годам (с 1950 по 1998 г.) для трех районов. Ось абсцисс имеет две шкалы. Одна означает порядковый номер года, начиная с 1950 г., а вторая соответствует астрономическим годам. Все три графика сходны. Совпадают даже отдельные экстремумы. Это

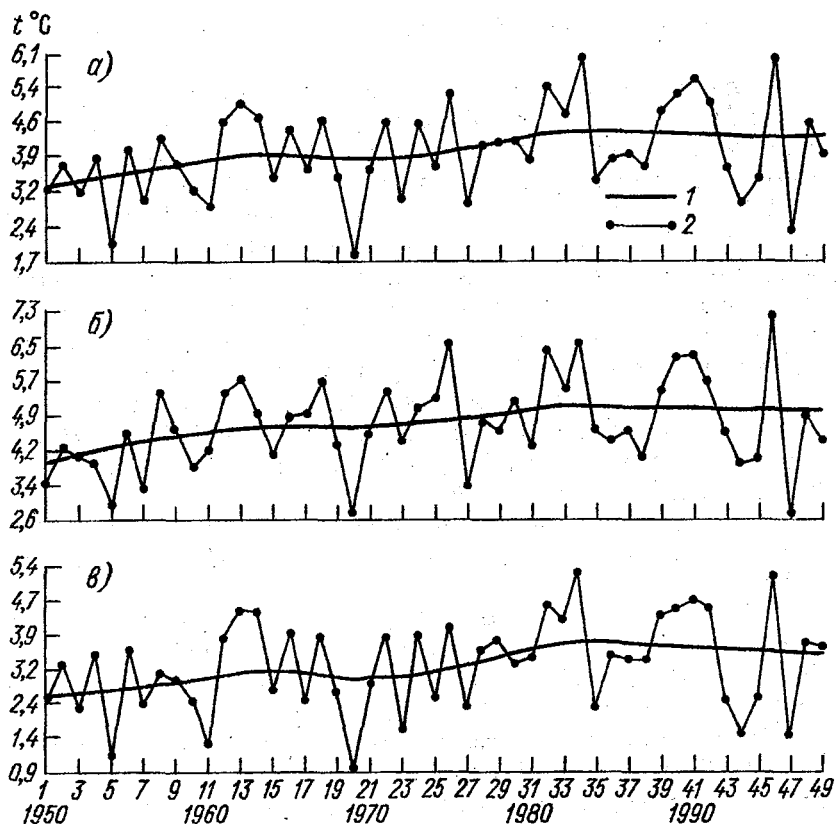


Рис. 2. Временной ход годовых значений температуры воздуха (1) и их трендов (2), осредненных по территории России (а), по западной (б) и восточной (в) областям Казахстана.

свидетельствует о том, что на привлеченных к исследованию станциях, которые являются репрезентативными для рассматриваемой территории, не проявляются заметные различия между средними значениями температуры воздуха для территории западнее и восточнее Байконура — полигона пуска ракетопосителей (РН).

С помощью аппарата сингулярного спектрального анализа [1] из использованных трех рядов были выделены тренды с

10-летним фильтром. Они показаны также для трех районов на рис. 2.

Примечательно, что ход кривых во времени для районов, расположенных к востоку и западу от Байконура очень схож с кривой для большой территории (рис. 2 а, б). Во всех рассматриваемых случаях наблюдается рост температуры вплоть до 1984 г. с небольшим спадом примерно в 1970 г., который продолжается в последующем. Такой же ход до 1984 г. наблюдается и в широтной зоне 40—60° с. ш. (см. рис. 1). Следовательно, временная динамика осредненных годовых температур отражает некоторые общие черты динамики климата, и в Казахстане не искажается региональными возмущениями (они слишком малы или их просто нет). Такой вывод, однако, требует дополнительных исследований. Остановимся на некоторых экстремальных характеристиках температуры воздуха, которые могут быть более чувствительными к внешнему воздействию.

Рассмотрим временную динамику экстремальных температур для четырех пунктов: Астана, Балхаш, Караганда, Семипалатинск.

Обратимся к холодному полугодю (октябрь—март) и проследим поведение среднего числа дней с оттепелью ($T > 0^\circ\text{C}$), средней температуры воздуха по всем годам конкретного скользящего десятилетия и ее абсолютных максимумов.

Объясним, как были построены таблицы, используемые в работе. Сначала на основании ежедневного банка данных для каждого месяца года были вычислены интервалы дней, в которых выполнялись заданные условия ($T > 25^\circ\text{C}$, $T < 0^\circ\text{C}$ и др.), и фиксировался за этот период максимум (минимум) температуры ($T_{\max}$, $T_{\min}$). Этот материал был подвергнут 10-летним скользящим осреднениям (они сделаны со сдвигом в 2 года).

В качестве примера проанализируем полученные данные по ст. Астана (табл. 1) в холодный период. Среднее число дней с оттепелью ($T > 0^\circ\text{C}$) составляет 2—3 дня, средний максимум температуры (ср. $T_{\max}$) колеблется в пределах 2,0—3,4 $^\circ\text{C}$. Абсолютный максимум (абс. $T_{\max}$) температуры во время оттепелей в Астане от 8,4 до 13,1 $^\circ\text{C}$. Подобные таблицы были составлены и для других станций. Здесь приводятся только выборки. Так, среднее число дней с $T > 0^\circ\text{C}$ на ст. Балхаш колебалось от 3 до 4 дней, за исключением десятилетий 1949—1958 гг., когда их

было 2 дня, и 1961—1970 гг., 1965—1974 гг. — по 5 дней. Значения ср. $T_{\max}$ и абс. $T_{\max}$ здесь, по сравнению с данными ст. Астана, увеличились и составили соответственно 3,1—3,9 и 11,3—13,2 °С. Значения, наблюдавшиеся на ст. Караганда, по указанным показателям были ближе к значениям на ст. Астана. Здесь среднее число дней с $T > 0$ °С равнялось 2—3, ср. $T_{\max}$ от 2,9 до 3,4 °С и абс. $T_{\max}$ от 7,8 до 13,2 °С. В Семипалатинске наблюдалось следующее распределение: 2—4 дня с $T > 0$ °С, ср. $T_{\max}$ от 3,1 до 3,6 °С и абс. $T_{\max}$ от 9,9 до 12,1 °С.

Перейдем к рассмотрению характеристик сильных морозов: среднего числа дней с $T < -25$ °С, средних и абсолютных минимумов (ср. $T_{\min}$ и абс. $T_{\min}$) — по тем же четырем станциям. Здесь можно выделить две группы станций. Станции Астана и Семипа-

Таблица 1

Среднее число дней за месяц с оттепелью ($T > 0$ °С), средний (ср. $T_{\max}$) и абсолютный (абс. $T_{\max}$) максимумы температуры воздуха в холодный период (октябрь—март) по скользящим десятилетиям (ст. Астана)

Десятилетие	Среднее число дней с оттепелью	Ср. $T_{\max}$ °С	Абс. $T_{\max}$ °С
1949—1958	2	2,8	10,2
1951—1960	2	2,6	10,2
1953—1962	2	2,8	10,2
1955—1964	3	2,6	10,2
1957—1966	3	2,7	10,2
1959—1968	3	2,8	6,4
1961—1970	3	3,0	9,5
1963—1972	3	3,2	9,5
1965—1974	3	3,4	9,5
1967—1970	3	3,3	10,2
1969—1978	2	3,1	10,2
1971—1980	3	3,1	10,7
1973—1982	3	3,0	10,8
1975—1984	3	3,1	10,8
1977—1986	3	3,0	10,8
1979—1988	3	3,1	10,8
1981—1990	3	3,0	10,8
1983—1992	3	3,1	9,4
1985—1994	3	3,4	9,4
1987—1996	3	3,0	13,1

латинск характеризуются более суровыми зимами. Среднее число дней с морозом ($T < -25^{\circ}\text{C}$) отмечается 5—10 дней в Астане, 5—11 дней в Семипалатинске. Средний минимум ($-29,8...-33,3^{\circ}\text{C}$) в Астане, ($-30,8...-35,5^{\circ}\text{C}$) в Семипалатинске. Такая же картина наблюдается и с абсолютным минимумом в Астане ($-36,0...-44,0^{\circ}\text{C}$) и Семипалатинске ($-42,1...-46,8^{\circ}\text{C}$), т. е. в Семипалатинске приблизительно на 2°C холоднее.

Наиболее холодный период в Астане отмечался с 1967 по 1984 г. (абс. $T_{\min} = -42,8^{\circ}\text{C}$), далее он стал повышаться и с 1983 г. удерживается на уровне $-37,3^{\circ}\text{C}$. В Семипалатинске наиболее низкие температуры ($-46,8^{\circ}\text{C}$) были с 1951 по 1968 г., затем они начали повышаться и с 1979 г. составляют $-42,1^{\circ}\text{C}$.

Несколько теплее зимы на станциях Балхаш, Караганда. Среднее число дней с $T < -25^{\circ}\text{C}$ в Балхаше составляет 2—5, а в Караганде — 3—7 дней. Период 1963—1984 гг. в Балхаше отмечался ср. $T_{\min} < -30^{\circ}\text{C}$, а абс. $T_{\min}$ с 1949 по 1960 г. составила $-40,2^{\circ}\text{C}$. В Караганде ср. $T_{\min}$ с 1949 по 1986 г. была ниже -30°C , а абс. $T_{\min}$ ($-41,7^{\circ}\text{C}$) отмечалась с 1961 по 1978 г. Рассмотрим дополнительно еще две станции — Оренбург и Тургай, которые расположены к северо-западу от полигона. Там среднее число дней с оттепелью составляет 3—5 в Оренбурге и 1—4 в Тургае. Значение ср. $T_{\max}$ при оттепелях составило $2,4-3,7^{\circ}\text{C}$ для первой станции и $3,1-3,8^{\circ}\text{C}$ — для второй. Значение абс. $T_{\max}$ равно $10,5-13,2$ и $10,5-15,7^{\circ}\text{C}$ соответственно. При этом наиболее высокие значения температуры воздуха в Оренбурге ($13,2^{\circ}\text{C}$) и Тургае ($15,7^{\circ}\text{C}$) были с 1967 по 1984 г.

Перейдем к анализу данных о сильных морозах ($T < -25^{\circ}\text{C}$). Число дней с морозом в Оренбурге составляет 3—6, а в Тургае 2—6. В Оренбурге с 1949 по 1962 г., а в Тургае с 1961 по 1980 г. отмечалось по 6 дней с сильным морозом. Последние годы (1983—1996 гг.) в Оренбурге эта характеристика равна 4 дням, а в Тургае — 2 дням (1985—1996 гг.). Средний минимум ($< -31^{\circ}\text{C}$) в Оренбурге отмечался в 1961—1980 гг., а абсолютный минимум ($-43,2^{\circ}\text{C}$) — в 1961—1978 гг. Приблизительно в это же время наиболее низкие температуры воздуха были в Тургае (ср. $T_{\min} = -30,1...-32,2^{\circ}\text{C}$ в 1961—1982 гг. и абс. $T_{\min} = -40,5^{\circ}\text{C}$ в 1961—1978 гг.) В Оренбурге за два последних десятилетия зна-

чение абс. $T_{\min}$ понизилось с $-36,3$ до $-40,1$ °C. Из анализа таблиц для станций Оренбург и Тургай следует, что нерегулярность оттепелей и сильных морозов по десятилетиям аналогична той, которая была отмечена для восточных станций. Это означает, что причина изменений термического режима связана с закономерностями глобального (или по крайней мере синоптического) масштаба.

Рассмотрим, как ведут себя в теплый период (апрель—сентябрь) температура воздуха выше 25 и 30 °C в изучаемом регионе. На ст. Астана (табл. 2) число дней с $T > 25$ °C составляет $14-18$, с $T > 30$ °C только $4-8$. Средний максимум температуры воздуха в Астане был в пределах от $31,0$ до $32,2$ °C ($T > 25$ °C) и

Таблица 2

Среднее число дней за месяц с $T > 30$ °C и $T > 25$ °C, средний и абсолютный максимумы в теплый период (апрель—сентябрь) по скользящим десятилетиям (ст. Астана)

Десятилетие	$T > 30$ °C		$T > 25$ °C		Абс. $T_{\max}$ °C
	Среднее число дней	Ср. $T_{\max}$ °C	Среднее число дней	Ср. $T_{\max}$ °C	
1949—1958	7	33,5	15	32,2	38,2
1951—1960	5	33,3	14	31,9	38,2
1953—1962	4	32,7	14	31,1	37,3
1955—1964	4	32,9	14	31,0	37,3
1957—1966	5	33,1	16	31,3	37,3
1959—1968	6	33,5	16	31,7	37,5
1961—1970	8	33,8	17	32,1	37,7
1963—1972	7	33,6	16	31,9	37,7
1965—1974	8	33,6	17	32,0	37,7
1967—1976	7	33,6	17	32,0	37,7
1969—1978	7	33,4	17	31,8	37,7
1971—1980	7	33,3	17	31,8	37,7
1973—1982	8	33,5	18	32,0	37,7
1975—1984	8	33,8	18	32,2	37,7
1977—1986	7	33,6	18	31,8	37,4
1979—1988	8	33,6	18	31,9	38,8
1981—1990	8	33,7	18	31,7	38,8
1983—1992	7	33,9	18	32,0	38,8
1985—1994	7	33,3	17	31,6	38,8
1987—1996	6	33,5	15	31,9	38,8

32,7—33,9 °C ($T > 30$ °C), абсолютный максимум (38,8 °C) отмечался последние десятилетия с 1979 по 1996 г. В Караганде число дней с $T > 25$ °C — 15—18, с $T > 30$ °C — 5—9. Средний максимум для $T > 25$ °C составил 25,3—25,6 °C, а для $T > 30$ °C — 30,4—30,7 °C. Абсолютный максимум был ниже, чем в Астане (32,9 °C) с 1985 по 1996 г. В Балхаше и Семипалатинске среднее число дней с $T > 25$ °C в большинстве случаев было 20—21, а для $T > 30$ °C — 10—12. Абсолютный максимум в Балхаше (40,4 °C) отмечался с 1985 по 1996 г., в Семипалатинске (42,1 °C) — с 1983 по 1996 г. Оренбург и Тургай оказались близки по значениям данных параметров температуры. Так, в Оренбурге среднее число дней с $T > 25$ °C в основном составляет 19—21, в Тургае — 20—21. Среднее число дней с $T > 30$ °C для первой станции равно 9—11, а для второй 11—14. Абсолютный максимум в Оренбурге (41,4 °C) был с 1975 по 1992 г., а в Тургае (48,7 °C) — с 1961 по 1978 г.

Таким образом, при рассмотрении характера поведения температуры воздуха по десятилетиям четко выраженные особенности в экстремальных температурах на всех выбранных станциях не выявлены.

Учитывая, что в современной литературе наиболее показательным параметром, характеризующим изменение климата от одной эпохи к другой, является среднее квадратическое отклонение (СКО) температуры воздуха, было рассмотрено поведение СКО для различных станций по скользящим десятилетиям и по месяцам. Прежде всего мы обратились к данным следующих станций: Семипалатинск, Балхаш, Караганда, Тургай, Актюбинск, Астана, Петропавловск. Анализ имеющегося материала показал, что максимальная изменчивость температуры воздуха наблюдается в холодную часть года (ноябрь—февраль). В весенне-осенний период (март—май, сентябрь—октябрь) значения СКО несколько меньше, а ход изменчивости близок к зимним месяцам и особенно выражен в марте. Летние месяцы (июнь—август) более спокойные: значения СКО примерно в два раза уменьшаются по сравнению с зимними и мало изменяются по десятилетиям. Наименьшая изменчивость температуры воздуха характерна для июля, августа. Следует отметить, что в дальнейшем под значением СКО температуры воздуха подразумевается некое число в градусах.

Обратимся к табл. 3, в которой приведены данные о температуре воздуха в Семипалатинске. В январе максимальное значение СКО достигало 9,0—9,3 в 1963—1978 гг.; в феврале — 9,0—9,1 в 1949—1958 гг. и 1961—1972 гг.; в марте — 8,0—8,9 в 1961—1978 гг.; в ноябре — 9,4 в 1949—1960 гг. и в декабре — 9,3—9,6 в 1949—1962 гг. и 9,1—9,7 в 1957—1974 гг. В остальные месяцы СКО были в пределах 3,5—6,3, т. е. максимальные значения изменчивости температуры воздуха приходятся на январь—март и ноябрь—декабрь.

Аналогичные таблицы имеются и по другим станциям и используются при описании изменения СКО. Так, на ст. Балхаш в январе максимальная изменчивость была 6,0—7,0 с 1961 по 1998 г., за исключением десятилетий 1949—1968 гг. и 1981—1990 гг., где СКО = 5,6...5,9. В феврале и марте максимальные значения повышались от 7,0 до 7,6 в 1963—1982 гг. В ноябре только в двух периодах СКО > 6,0: 1949—1962 гг. (СКО = 6,7...7,1) и 1989—1998 гг. (СКО = 6,3). В декабре максимальная температура воздуха во всех рассматриваемых десятилетиях находилась в пределах 5,9—6,8; с апреля по октябрь — 3,4—5,3.

Таким образом, мы видим некоторое увеличение значений СКО в холодный период, приходящийся на 1969—1978 гг. Летом наблюдается другая закономерность.

Самые большие значения СКО в Караганде были 8,3—8,5 в 1949—1960 гг. в ноябре. В декабре значения СКО 7,0—7,5 охватили период с 1949 по 1974 г. В январе, феврале и марте значения СКО были близки к декабрьским: 7,4—7,8 в 1961—1978 гг. (в январе); 7,3—8,0 в 1949—1962 гг. и 7,0—7,6 в 1961—1982 гг. (в феврале); 7,0—7,3 в 1961—1978 гг. (в марте). В остальных месяцах, кроме июля (СКО_{max} = 3,9), они составили 4,3—6,1.

В Тургае, Актюбинске, Астане, Петропавловске максимальные СКО отмечались с ноября по март: в Тургае от 7,3 до 8,9, в Актюбинске от 7,1 до 8,4, в Астане от 7,9 до 8,8, в Петропавловске от 8,2 до 8,9.

Анализ временных (по десятилетиям) изменений СКО показал, что наибольшая изменчивость наблюдается в период 1949—1958 гг. в холодную часть года. В следующем десятилетии (1959—1968 гг.) СКО в среднем уменьшаются, и второй максимум приходится на 1969—1978 гг. В последующие десятилетия СКО снова уменьшаются. Таким образом, максимум

Таблица 3

Среднее квадратическое отклонение температуры воздуха (°C) за месяц по скользящим десятилетиям
(ст. Семипалатинск)

Десятилетие	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1949—1958	8,0	9,0	7,7	5,9	5,4	4,4	3,5	3,5	4,6	4,4	9,4	9,3
1951—1960	8,4	8,7	7,9	5,6	5,8	4,2	3,5	3,6	4,7	4,7	9,4	9,6
1953—1962	8,4	8,1	7,8	5,6	5,5	4,1	3,3	3,4	4,8	5,0	8,5	9,4
1955—1964	8,2	8,2	7,6	5,7	5,3	4,3	2,9	3,4	4,4	4,9	7,8	8,8
1957—1966	8,1	8,1	7,4	5,7	5,2	4,1	3,0	3,3	4,2	5,0	7,8	9,7
1959—1968	8,0	8,1	7,6	6,1	5,0	3,8	3,0	3,6	4,3	5,1	8,0	9,5
1961—1970	8,9	9,1	8,0	6,2	5,1	3,9	3,0	3,7	4,4	5,0	7,6	9,1
1963—1972	9,1	9,0	8,8	6,3	5,1	4,0	3,2	3,8	4,4	5,0	7,1	9,1
1965—1974	9,2	8,8	8,9	5,9	5,3	3,8	3,4	3,9	4,5	5,0	7,4	9,1
1967—1976	9,0	8,8	8,9	5,7	5,3	3,9	3,3	3,8	4,4	5,1	7,4	8,6
1969—1978	9,3	8,9	8,3	5,5	5,1	4,0	3,2	3,6	4,3	4,9	7,2	8,6
1971—1980	8,4	8,3	7,8	6,0	4,9	4,2	3,2	3,7	4,0	4,8	6,6	8,5
1973—1982	8,3	8,5	7,2	5,7	4,9	4,2	3,2	3,6	3,7	4,7	6,8	8,2
1975—1984	8,3	8,1	6,9	5,8	4,8	4,2	3,1	3,3	3,8	4,5	6,9	8,4
1977—1986	8,1	8,0	7,1	5,9	4,7	4,4	3,0	3,3	3,7	4,1	6,4	7,4
1979—1988	7,5	7,9	6,9	5,9	4,7	4,5	3,1	3,3	3,7	4,5	7,6	7,3
1981—1990	7,0	7,9	7,1	5,1	4,5	4,2	3,0	3,1	3,8	4,7	7,6	7,4
1983—1992	6,6	7,8	6,7	5,2	4,6	4,3	3,0	3,0	3,9	4,7	7,4	7,7
1985—1994	6,4	7,5	7,5	5,1	4,6	4,3	3,0	3,1	3,8	4,8	8,2	6,8
1987—1996	6,6	7,3	7,6	5,0	4,5	4,2	3,1	3,3	4,0	4,9	8,5	6,6
1989—1998	7,3	7,3	8,4	5,0	5,1	4,4	3,4	3,6	5,1	4,8	9,1	6,7

изменчивости температуры воздуха встречается в допусковой период и в период активной деятельности космической отрасли (1969—1978 гг.). Если принять к сведению, что этот период отличался активностью, то вряд ли есть основания относить увеличение изменчивости температуры воздуха в этот период за счет активности пусков РН. Для этого нам следует проанализировать районы, не подверженные влиянию пусков РН.

В районах, расположенных южнее Байконура (в Бишкеке и Алма-Ате), максимальные значения СКО были следующие: максимум в Бишкеке отмечен в ноябре (7,4—7,8 в 1949—1962 гг.), в декабре (6,9—7,3 в 1975—1992 гг.), в январе (6,1—6,8 в 1949—1988 гг.), в феврале (7,0—7,1 в 1949—1960 гг. и 7,0—7,3 в 1961—1978 гг.). В Алма-Ате наибольшие значения изучаемого параметра оказались в феврале (7,0—7,1 в 1961—1974 гг.) и в ноябре (7,0—7,8 в 1949—1962 гг.). В другие месяцы они были от 3,1 до 6,6.

Для Екатеринбурга и Уфы, расположенных на значительном расстоянии к северо-западу от Байконура, максимум зафиксирован с декабря по февраль. В Екатеринбурге в декабре значения СКО были 8,2—8,9 (1953—1974 гг.), в январе — 8,1—8,6 (1963—1980 гг.) и в феврале — 7,2—7,7 (1949—1964 гг.). В Уфе в декабре максимум составил 8,0—8,5 (1951—1968, 1963—1974, 1969—1978, 1975—1984, 1977—1986 гг.), в январе — 9,0—9,6 (1961—1980 гг.) и в феврале — > 8,0 (1949—1958 гг.), 8,0—8,5 (1967—1984, 1989—1998 гг.).

Перейдем теперь к группе станций, находящихся к западу от Байконура: Гурьев, Оренбург, Астрахань, Саратов и Самара. Если в Оренбурге СКО > 7,0 отмечалось с ноября по март, то в Гурьеве и Астрахани — в январе и феврале. На станциях Саратов и Самара — с декабря по февраль.

В Оренбурге в ноябре с 1949 по 1962 г. СКО = 7,0...7,3, в декабре с 1949 по 1974 г. — 7,0—7,7, с 1969 по 1978 г. — 7,0 и с 1975 по 1986 г. — 7,1. В январе и феврале СКО поднимались выше 8,0. Так, в январе от 8,1 до 8,3 они были в 1963—1978 гг. и 8,1 в феврале 1949—1958 гг. В марте СКО составили 7,1—7,2 в 1953—1968 гг.

В Гурьеве СКО, равные 7,2—7,8, наблюдались в январе 1963—1980 гг. Изменчивость температуры воздуха в Астрахани

в это время (в январе) характеризовалась значениями СКО, равными 7,0—7,1, в 1967—1978 гг. В феврале на обеих станциях в 1949—1962 гг. отмечались СКО_{max}: в Гурьеве 8,2—8,5, а в Астрахани 7,3—7,7.

В Саратове и Самаре максимальное СКО температуры воздуха прослеживается в течение трех месяцев (декабрь—февраль). Для Саратова значение СКО_{max} = 7,0 было в декабре 1955—1964 гг., а для Самары (7,1—7,3) — в 1953—1964 гг. В январе в Саратове значение СКО_{max} = 7,2...7,4 в 1963—1978 гг.; в Самаре СКО_{max} = 7,0 в 1949—1958 гг., 7,2—7,8 в 1961—1980 гг. и СКО_{max} = 7,1 в 1983—1996 гг. Февраль в Саратове характеризовался наибольшими изменениями температуры воздуха (СКО = 7,1...8,1 в 1949—1964 гг. и СКО = 7,1 в 1967—1978 гг.), в Самаре СКО = 7,7...7,9 в 1949—1962 гг. и СКО = 7,3 в 1967—1978 гг.

Кроме того, имелась возможность сравнить изменения изучаемого параметра на станциях, расположенных на значительном расстоянии к северо-востоку от Байконура (Тобольск, Томск, Колпашево, Омск). Здесь значения СКО в холодный период (ноябрь—март) существенно больше, что связано с климатическими особенностями данного района.

В Тобольске СКО = 7,8...8,9 отмечались в ноябре в 1949—1976 гг. и СКО = 9,0 в 1989—1998 гг. В декабре значение СКО во всех десятилетиях колебалось от 8,1 до 9,5, за исключением 1987—1996 гг., когда оно было равно 7,7. Наибольшие его значения 9,1—9,5 наблюдались с 1951 по 1974 г. и 9,0—9,2 с 1975 по 1988 г. В январе в период с 1963 по 1980 г. СКО достигали значений 9,3—10,2. В феврале СКО находилось в пределах от 7,1 до 8,5. С марта по июль оно понижается от 7,8 до 3,7, а затем снова постепенно растет до 6,0 в октябре.

Близкое распределение значений СКО температуры воздуха было в Томске и Омске.

Более высокие значения СКО были в Колпашево. Здесь в ноябре с 1949 по 1974 г. СКО равнялись 8,7—9,8, в декабре с 1949 по 1960 гг. СКО = 10,2...10,6, с 1975 по 1984 г. — 10,4. С января 1963 по 1986 г. они колебались от 9,0 до 10,0.

На всех станциях минимальные значения СКО отмечались в июле.

Наряду с изменениями значений СКО между скользящими десятилетиями были рассмотрены тенденции (разности) значений СКО между десятилетиями (1949—1958 и 1959—1968, 1959—1968 и 1969—1978, 1969—1978 и 1979—1988, 1979—1988 и 1989—1998 гг.) по 20 станциям с различной удаленностью от Байконура. Эти данные представлены в табл. 4. В ней дано число случаев тенденций (Δ) значений СКО температуры воздуха от десятилетия к десятилетию за 1949—1998 гг. Вычисленные значения были разделены на четыре класса. В 1-й входили случаи, когда колебания значений СКО от одного десятилетия к другому были $\geq 1,0$, во 2-й — от 0,5 до 0,9, в 3-й — от -0,5 до -0,9 и в 4-й — $\leq -1,0$. Случаи $\pm 0,4$ не рассматривались.

Разности между десятилетиями 1949—1958 гг. и 1959—1968 гг. распределились следующим образом: в 1-й класс вошло только 10 случаев, причем они отмечались с октября по март. Максимальное число случаев (по 3) наблюдались в январе и октябре. Значения от 0,5 до 0,9 (2-й класс) составили в сумме 26 случаев. Были они в январе (2), марте (6), апреле и июне (по 3), мае (1), октябре (4) и декабре (7). 3-й и 4-й классы объединили 66 случаев против 36, которые входили в 1-й и 2-й классы. Случаи, отнесенные к 3-му классу, отмечались круглый год (от 1 до 7 станций), а случаи 4-го класса, когда тенденция была $\leq -1,0$, чаще встречались в феврале (16) и ноябре (9).

В следующие десятилетия 1959—1968 гг. и 1969—1978 гг. выделяется 1-й класс в январе (17) и феврале (13).

Тенденция изменчивости температуры воздуха от десятилетия 1969—1978 гг. к десятилетию 1979—1988 гг. указывает на преобладание отрицательных разностей ($\Delta \leq -1,0$) в январе (16), феврале (15), марте и октябре (по 11). В общей сложности $\Delta \leq -0,5$ отмечались 98 раз, а $\Delta \geq 0,5$ только 30 раз.

В период 1979—1998 гг. между двумя десятилетиями (1979—1988 и 1989—1998 гг.) замечено обратное явление, т. е. положительные разности значений СКО были в 92 случаях против 39 случаев отрицательных разностей.

В результате анализа материала, привлеченного к исследованию, у нас нет оснований утверждать об устойчивом изменении климата. Здесь четко проявляется колебательный характер

Таблица 4

Число случаев определенного класса изменения значений среднего квадратического отклонения температуры воздуха (Δ) СКО от десятилетия к десятилетию по 20 станциям за 1949—1998 гг.

Класс	Δ СКО °С	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1949—1958 и 1959—1968 гг.														
1-й	$\geq 1,0$	3	1	1	—	—	—	—	—	—	3	1	1	10
2-й	0,5-0,9	2	—	6	3	1	3	—	—	—	4	—	7	26
3-й	-0,5...-0,9	4	2	1	3	3	2	1	4	7	2	5	1	35
4-й	$\leq -1,0$	2	16	—	2	—	—	—	—	—	—	9	2	31
Сумма		11	19	8	8	4	5	1	4	7	9	15	11	102
1959—1968 и 1969—1978 гг.														
1-й	$\geq 1,0$	17	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30
2-й	0,5-0,9	1	7	5	2	—	—	—	4	2	7	—	—	28
3-й	-0,5...-0,9	—	—	3	7	3	6	—	1	1	—	4	6	31
4-й	$\leq -1,0$	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	9	3	13
Сумма		18	20	8	10	3	6	—	5	3	7	13	9	102
1969—1978 и 1979—1988 гг.														
1-й	$\geq 1,0$	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	7	1	9
2-й	0,5-0,9	—	—	—	7	—	4	—	—	—	—	9	1	21
3-й	-0,5...-0,9	2	5	3	1	2	—	5	7	9	5	—	4	43
4-й	$\leq -1,0$	16	15	11	1	—	—	—	—	—	11	—	1	55
Сумма		18	20	14	10	2	4	5	7	9	16	16	7	128
1979—1988 и 1989—1998 гг.														
1-й	$\geq 1,0$	—	7	8	1	4	1	1	—	4	9	11	—	46
2-й	0,5-0,9	4	5	4	3	4	1	3	1	8	6	4	3	46
3-й	-0,5...-0,9	4	3	2	3	1	1	—	1	—	1	1	5	22
4-й	$\leq -1,0$	2	—	1	3	1	—	—	—	1	—	2	7	17
Сумма		10	15	15	10	10	3	4	2	13	16	18	15	131

поведения значений СКО температуры воздуха от десятилетия к десятилетию. И то, что это наблюдается почти на всех станциях, охватывающих большой регион, говорит о глобальном характере такого явления.

Некоторое обобщение данных, приведенных в таблицах, мы представили на рис. 3 и 4. На них для 7 станций Казахстана приведены максимальные, минимальные значения СКО температуры воздуха и разность между ними (амплитуда), наблюдавшиеся за все десятилетия для каждого месяца года. Прослеживается большое сходство для всех станций, кроме Петропавловска, в летний период. Максимальные значения были в январе, феврале, затем они плавно понижаются, достигая минимума в июле, и новый пик появляется в ноябре и декабре. Несколько измененный ход этого параметра прослеживается в Петропавловске (рис. 4 *е*). Здесь отмечаются три пика (ноябрь — 8,8, январь — 8,9, июнь — 7,1), а между ними понижения в мае — 6,2 и августе — 4,1.

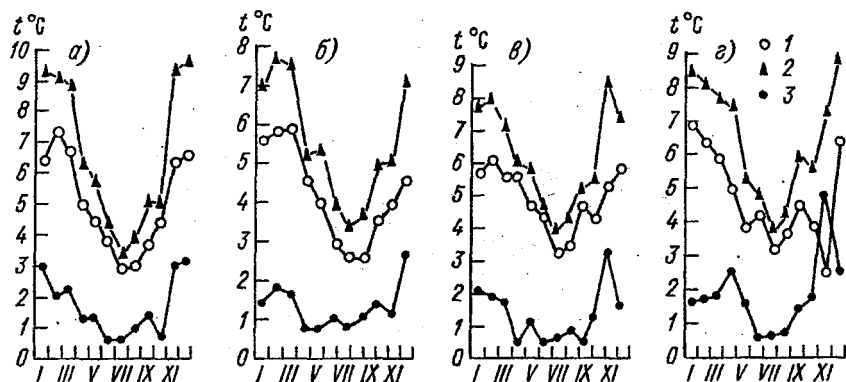


Рис. 3. Ход средних квадратических отклонений температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период 1949—1998 гг. для станций Семипалатинск (*а*), Балхаш (*б*), Караганда (*в*), Тургай (*г*).

1 — минимальные, 2 — максимальные значения, 3 — амплитуда колебания СКО.

Следующий график (рис. 5) показывает ход значений СКО температуры воздуха, осредненных за четыре холодных месяца (ноябрь—февраль) по непересекающимся десятилетиям.

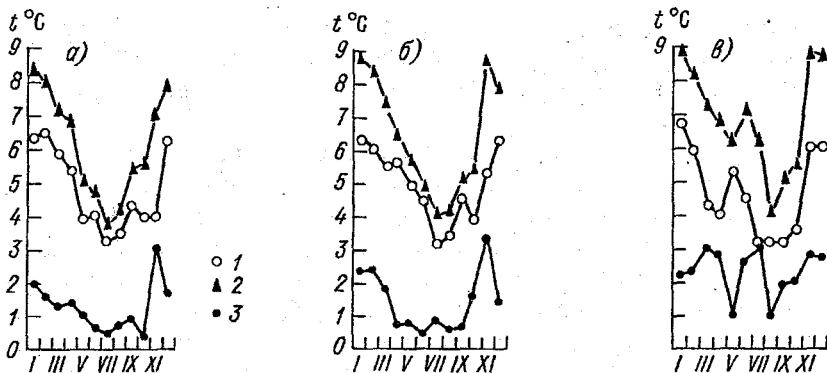


Рис. 4. Ход средних квадратических отклонений температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период 1949–1998 гг. для станций Актыубинск (а), Астана (б), Петропавловск (в).

Условные обозначения см. на рис. 3.

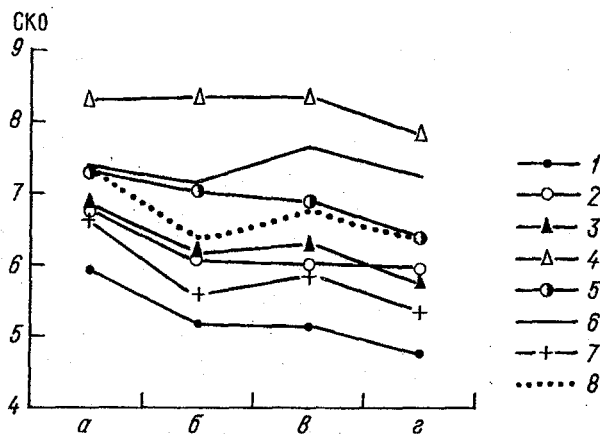


Рис. 5. Ход среднего квадратического отклонения за холодный период года (ноябрь–февраль) по непересекающимся десятилетиям, для станций Астрахань (1), Саратов (2), Самара (3), Тобольск (4), Екатеринбург (5), Уфа (6), Гурьев (7), Оренбург (8).

а — 1949–1958 гг., б — 1959–1968 гг., в — 1969–1978 гг., г — 1979–1988 гг.

На этом рисунке видна пилообразная форма кривой для некоторых станций, которая согласуется с ходом СКО температуры воздуха на станциях Казахстана.

Таким образом, некоторые пики значений СКО, наблюдавшиеся на станциях Казахстана в период 1969—1978 гг., являются не уникальным свойством этих станций, а результатом крупномасштабных изменений климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Главные компоненты временных рядов. Метод „Гусеница“. — СПб.: С.-Петербургский гос. университет, 1997. — 307 с.
2. Ким И. С. Короткопериодные колебания климата Средней Азии и методика прогнозирования. — Ташкент: Среднеазиатский научно-исследовательский институт им. В. А. Бугаева, 1996. — 151 с.

*В. П. Садоков, Л. Р. Дмитриева,
Н. Н. Кузнецова, И. В. Акимов*

**АНАЛИЗ ВРЕМЕННОЙ И ПРОСТРАНСТВЕННОЙ
СТРУКТУРЫ СРЕДНЕГО КВАДРАТИЧЕСКОГО
ОТКЛОНЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ
В РЕСПУБЛИКЕ КАЗАХСТАН
И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ**

В работе [1] проведен анализ многолетних данных по количеству осадков на территории Казахстана. Предполагалось, что, являясь вторыми моментами распределения, значения среднего квадратического отклонения (СКО) могут дать дополнительную информацию о внешних воздействиях пусков ракетоносителей (РН) на поле осадков и климатическую систему Казахстана. Оценка СКО обычно определяется на некотором временном интервале. Для климатических характеристик оптимальным периодом является десятилетие.

Для анализа временной и пространственной структуры СКО осадков были составлены таблицы значений СКО и построены графики, с помощью которых производилось сравнение поведения СКО в разных пунктах по различным направлениям от Байконура: северному, северо-восточному, северо-западному, восточному, западному и юго-восточному.

На рис. 1—4 дано распределение значений СКО по десятилетиям: 1949—1958, 1959—1968, 3 — 1969—1978, 4 — 1979—1988, 5 — 1989—1998 гг.

Сравнение рисунков показывает, что наибольшая изменчивость количества осадков происходит в июле, и это представляется вполне очевидным, поскольку в годовом ходе летом количество осадков максимально и его изменение, описываемое с помощью СКО, происходит на фоне больших значений количества осадков [2, 3]. В другие сезоны значения СКО для всех направлений лежат в пределах 1—2, 1—3 мм/сут.

Из анализа северного направления (см. рис. 1) видно, что в июле ход кривых в различные десятилетия для каждого пункта практически независим. Некоторое сходство в распределении максимумов и минимумов значений СКО количества осадков по

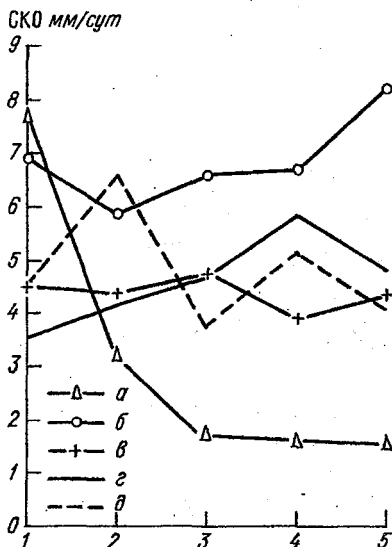
Рис. 1. Распределение СКО осадков по десятилетиям для северного направления от Байконура для станций Тургай (а), Екатеринбург (б), Курган (в), Петропавловск (г), Кустанай (д).

1 — 1949—1958 гг., 2 — 1959—1968 гг., 3 — 1969—1978 гг., 4 — 1979—1988 гг., 5 — 1989—1998 гг.

годам можно проследить в Кургане и Екатеринбурге, расположенных на расстоянии 850—1000 км от Байконура. В то же время в Кустанае и Тургае, находящихся в 200—300 км от Байконура, имеется совершенно отличный друг от друга ход значений СКО. Таким образом, в северном направлении какой-либо тенденции в изменениях

значений СКО количества осадков в связи с пусками РН не обнаруживается. Особенно показательными в этом смысле должны быть изменения от первого десятилетия ко второму. Идентичность хода кривых в Екатеринбурге и Кургане в этот период, вероятнее всего, обусловлена географическим положением этих пунктов и влиянием одного крупномасштабного циркуляционного образования в этом регионе.

Заметим, что ст. Тургай может быть также отнесена по географическому расположению и к северо-западному направлению. По этой причине на рис. 2 для северо-западного направления нанесена кривая для Тургай. Кривая для ст. Тургай не имеет никакого сходства с другими кривыми этого направления. Отмечается особенность временного хода СКО в Тургае в июле по сравнению с перечисленными пунктами северо-западного направления. Имеется резкое уменьшение значения СКО количества осадков при переходе от первого десятилетия ко второму. В Актыбинске и Оренбурге временной ход кривых в июле различается не только по значению в пределах 1,5 мм/сут, но и по характеру изменения во времени, хотя находятся они строго в одном направлении. Далекие пункты Уфа и Самара имеют подобный ход кривых с раз-



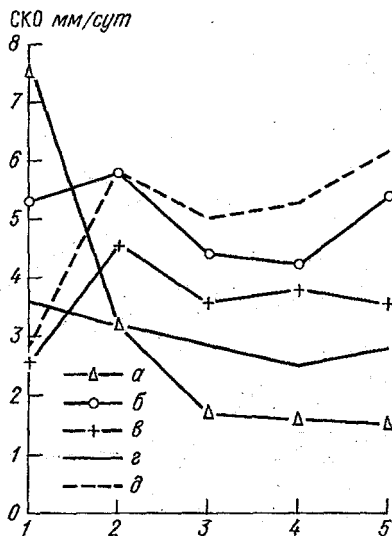


Рис. 2. Распределение СКО осадков по десятилетиям для северо-западного направления от Байконура для станций Тургай (а), Оренбург (б), Уфа (в), Актюбинск (г), Самара (д).

Условные обозначения см. на рис. 1.

личиями по значению начиная со второго десятилетия, что связано с влиянием крупномасштабной циркуляции. В апреле временной ход кривой в Тургае имеет вид синусоиды и отличается от хода кривых в Оренбурге и Актюбинске. Что касается Оренбурга и Актюбинска, то временной ход СКО количества осадков в этих пунктах между собой также не согласуется —

между ними имеется сдвиг по десятилетиям. Самара и Оренбург имеют похожий временной ход СКО, который, вероятно, так же, как и в июле, обусловлен общностью циркуляционных условий в эти годы. Эти пункты удалены друг от друга на расстояние 400 км на одной северо-западной линии Байконура.

В Тургае и Актюбинске, расположенных ближе к Байконуру, переход от первого десятилетия ко второму имеет противоположный характер. В третьем десятилетии значение СКО увеличилось до 3—3,5 мм/сут в обоих пунктах, но рассматривать это как некую тенденцию нельзя, так как начало кривой, когда должно было бы быть основное влияние пусков РН, исключает такое понимание. В результате можно сказать только, что на пунктах, находящихся на северо-западе от Байконура, не заметно влияние пусков РН.

Анализ северо-восточного направления (рис. 3) удобно проводить на июльских распределениях, поскольку в другие месяцы изменения СКО в этих пунктах малы и не превышают 0,5 мм/сут.

Наиболее близко расположенные к Байконуру пункты в рассматриваемом направлении Астана и Караганда (700 км)

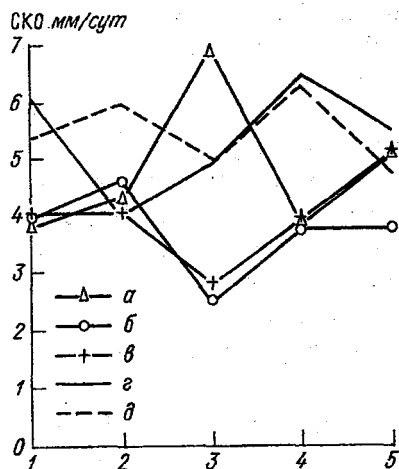


Рис. 3. Распределение СКО осадков по десятилетиям для северо-восточного направления от Байконура для станций Астана (а), Караганда (б), Семипалатинск (в), Томск (г), Колпашево (д).

Условные обозначения см. на рис. 1.

при переходе от второго к третьему десятилетиям имеют резко противоположный ход, что исключает наличие какой-либо крупномасштабной тенденции в ходе значений изменчивости количества осадков. Наиболее удаленные от Байконура пункты Томск и Колпашево в первые три десятилетия не имеют сходства и, видимо, эти распределения при похожести географического положения пунктов (берега р. Обь) связаны с циркуляционными различиями, несмотря на небольшое расстояние между ними. Практически одинаковое по годам расположение максимумов и минимумов имеется в Колпашево, находящемся на расстоянии 1600 км от Байконура, и в Караганде и Семипалатинске, где наблюдается незначительный рост в 1959—1968 гг. относительно допускового периода 1949—1958 гг. и убывание значений СКО в третьем десятилетии 1969—1978 гг.

Идентичность изменений в пунктах, расположенных близко от Байконура, и отдаленном пункте Колпашево, а также нали-

чие падения значений СКО в Караганде и Колпашево в четвертом десятилетии (1979—1988 гг.) при продолжающемся большом количестве пусков РН в последующие десятилетия не позволяет говорить о каком-либо влиянии этих пусков на режим осадков на северо-востоке от Байконура.

Объяснение этому обстоятельству нельзя искать во влиянии пусков РН, поскольку ближайšie к Байконуру пункты Астана и Караганда (600—700 км) не имеют подобного хода значений СКО, хотя влияние на них в рассматриваемом направлении должно было быть сильнее.

На рис. 4 представлены два направления: западное и восточное.

В пункте Балхаш изменения значений СКО по десятилетиям близки по характеру к изменениям в пункте Караганда, расположенном на северо-востоке (см. рис. 3), но на фоне гораздо меньших значений. Во второе десятилетие имеется увеличение СКО осадков, однако затем эта тенденция не укрепляется и идет падение СКО в последующие десятилетия, когда

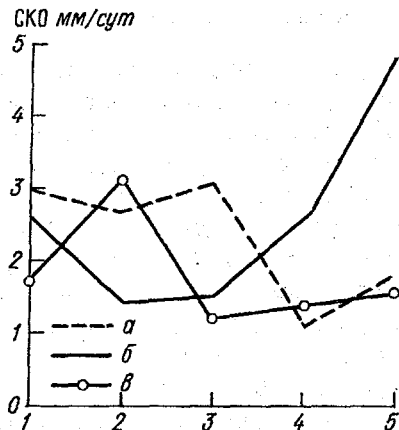


Рис. 4. Распределение СКО осадков по десятилетиям для западного и восточного направлений от Байконура для станций Гурьев (а), Астрахань (б), Балхаш (в).

Условные обозначения см. на рис. 1.

количество пусков РН наращивалось. Это также свидетельствует об отсутствии влияния пусков на режим осадков в пункте Балхаш.

Астрахань и Гурьев, находящиеся на западе от Байконура, имеют свои независимые распределения СКО количества осадков.

На юго-востоке региона в пунктах Алма-Ата и Бишкек имеются постоянно отмечаются максимальные значения СКО, слабо меняющиеся в течении года и десятилетий. Это наглядный пример влияния физико-географических условий (горная местность) на поведение метеорологических характеристик.

Анализ пространственного распределения СКО количества осадков позволяет проследить эволюцию СКО с целью качественной оценки влияния увеличения числа пусков РН на режим осадков. Анализ проводится на материале апреля (рис. 5—8), и июля (рис. 9—12). На рис. 5 представлено пространственное распределение СКО количества осадков в пределах Казахстана и

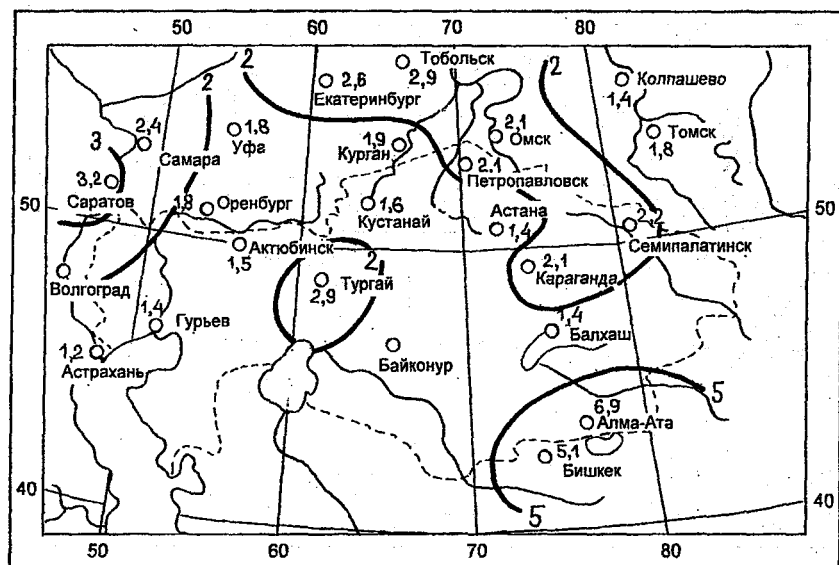


Рис. 5. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Апрель, 1949—1958 гг.

на окружающей территории для апреля. Рисунок 5 относится практически к допусковому периоду 1949—1958 гг. Распределение характеризуется максимумами изменчивости количества осадков, отмеченными на северо-западе района, на юго-востоке и в центре Казахстана. Виден также минимум на северо-востоке района. Максимумы на юго-востоке (Алма-Ата, Бишкек) связаны с особыми физико-географическими условиями в этих пунктах. Этот максимум устойчиво прослеживается в течение всех рассматриваемых десятилетий и не связан с пусками РН. Общий фон на рис. 5 отражает небольшую изменчивость количества осадков в рассматриваемый период (1,5—3 мм/сут), что характерно для периодов с небольшим количеством осадков.

Рисунок 6 относится ко второму десятилетию (1959—1968 гг.), когда резко увеличилось количество пусков РН (244). На северо-востоке проявляется небольшой максимум.

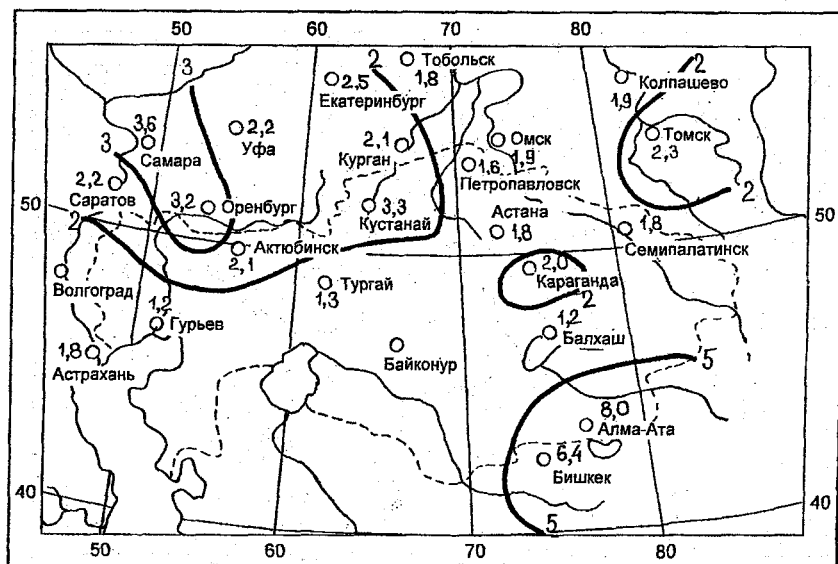


Рис. 6. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Апрель, 1959—1968 гг.

Максимум из района Тургая сместился к северу и северо-западу. В большинстве точек значения СКО увеличились примерно на 0,5 мм/сут. В области ст. Тургай значение СКО уменьшилось в два с лишним раза, до 1,3 мм/сут, второй максимум в районе Караганды и Семипалатинска не изменился.

Следующий период (1969—1978 гг.), представленный на рис. 7, при дальнейшем увеличении числа пусков РН (до 292) характеризуется также максимумом на северо-востоке Казахстана и в прилегающем районе (Томск, Колпашево) с общим повышенным фоном значений. В центре Казахстана, южнее 50° с. ш., максимум составил 4,6 мм/сут во втором десятилетии и 3,1 мм/сут в третьем. Северо-восточный максимум слился с районом западнее Томска, и в центре Казахстана произошло уменьшение значения СКО на 1—2 мм/сут. Однако в Тургае значение СКО увеличилось с 1,3 до 3,1 мм/сут.

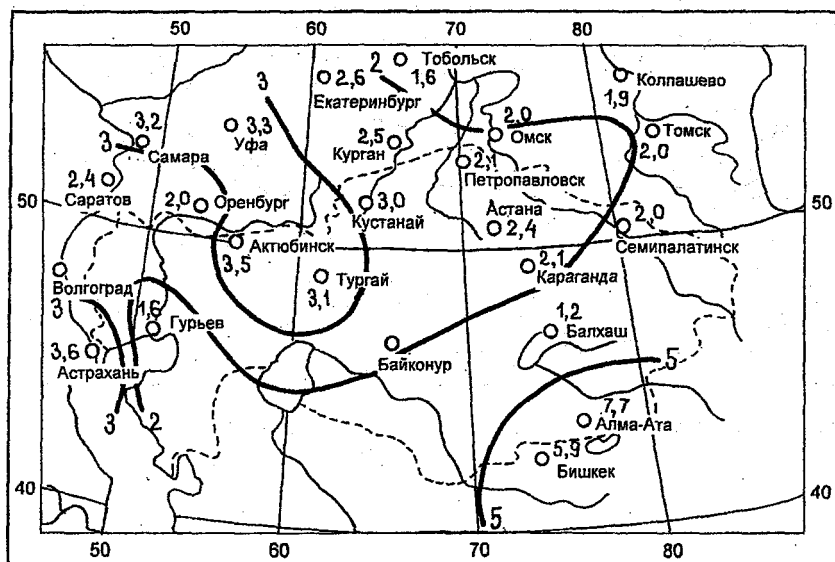


Рис. 7. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Апрель, 1969—1978 гг.

В четвертом десятилетии (1979—1988 гг.), как видно из рис. 8, при еще большем числе пусков РН (356), произошло слияние северо-западного и северо-восточного максимумов на уровне 2—2,5 мм/сут. В наиболее близкой к Байконуру ст. Тургай — вновь отмечено понижение СКО количества осадков с 3,1 до 2,1 мм/сут.

Таким образом, апрельские распределения не отражают какого-либо влияния пусков РН, поскольку усиление какой-либо тенденции при увеличении числа пусков на регулярные изменения в ходе СКО количества осадков в различных направлениях отсутствуют.

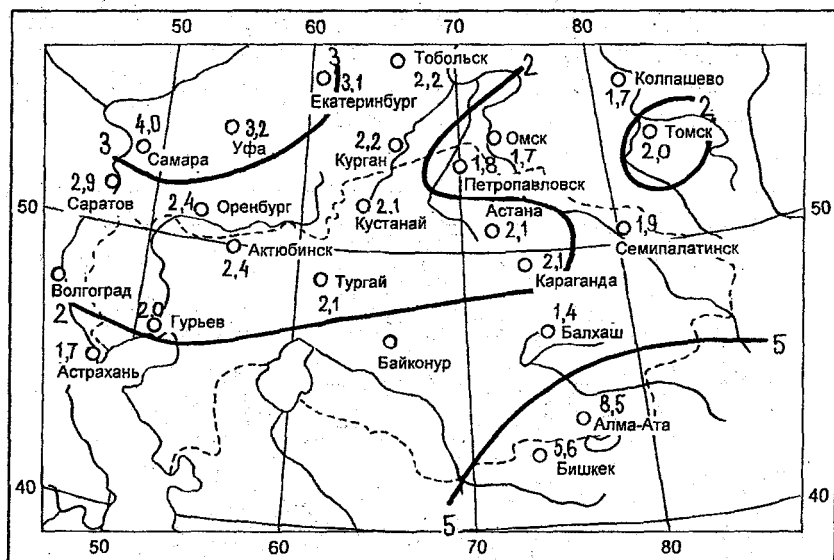


Рис. 8. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Апрель, 1979—1988 гг.

В июле количество осадков возрастает, увеличивается и их изменчивость. На рис. 9 представлено поле СКО для допустового периода (1949—1958 гг.). Так же как и в апреле, здесь отмечается максимум на северо-западе, севере и в центре Казахстана. Значение СКО в Тургае составляет 7,7 мм/сут. На северо-востоке имеется область минимальных значений (1,4 мм/сут). Фоновые значения СКО по сравнению с апрелем увеличились.

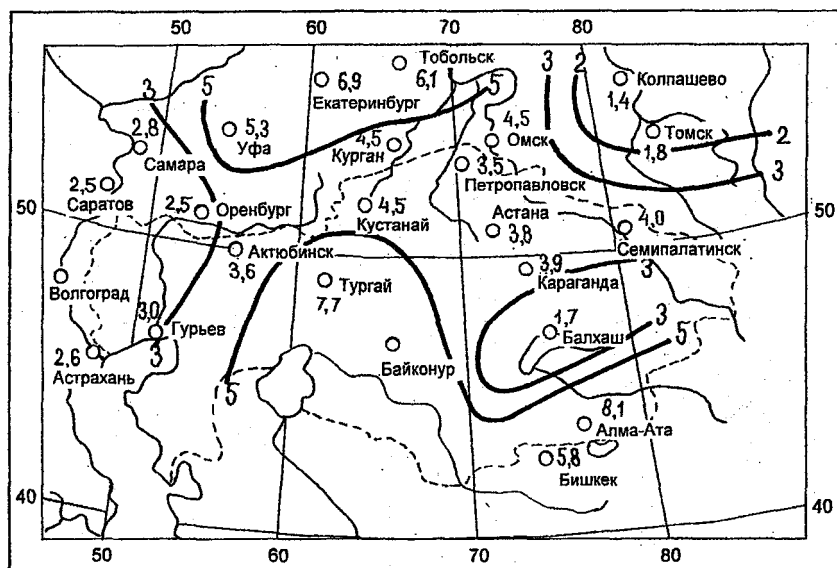


Рис. 9. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Июль, 1949—1958 гг.

В последующее десятилетие (1959—1968 гг.), представленное на рис. 10, область максимальных значений (6,6 мм/сут) на северо-западе расширилась и захватила север Казахстана. В то же время в центре Казахстана значение СКО резко уменьшилось, в Тургае с 7,7 до 3,2 мм/сут. На северо-востоке минимум сохранился. На востоке от Байконура на ст. Балхаш значение СКО увеличилось. Юго-восточный максимум присутствует постоянно, так же как и в апреле. Таким образом, при резком увеличении количества пусков РН отмечается нерегулярное изменение значений СКО по территории Казахстана, т. е. крупномасштабной направленной тенденции не видно.

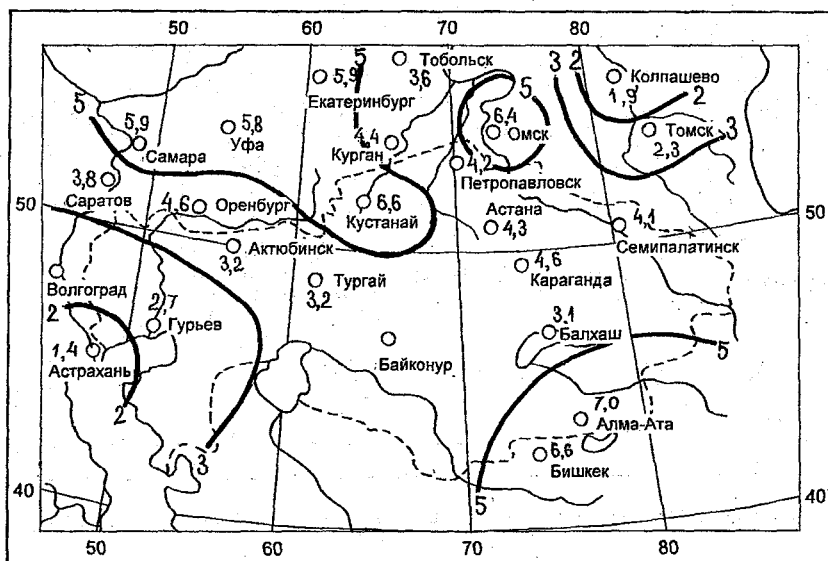


Рис. 10. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Июль, 1959—1968 гг.

На рис. 11 (1969—1978 гг.) прослеживается ослабление максимумов и сглаживание полей на севере всего региона. В центре Казахстана значения СКО уменьшились (Тургай — 1,7 мм/сут, Балхаш — до 1,2 мм/сут), в то время как в Астане значение СКО резко увеличилось до 6,9 мм/сут. В следующем десятилетии (1969—1978 гг.) сохраняется сглаживание полей на севере района.

На рис. 12 (1979—1988 гг.) на ближайших к Байконуру пунктах Тургай, Балхаш изменения по отношению к предыдущему десятилетию малы. Однако в Караганде, которая также близка к Байконуру с северо-востока, значение СКО увеличилось с 2,5 до 3,8 мм/сут. В Кустанае и Астане изменения в значениях СКО по отношению к предыдущему десятилетию идут в разных направлениях: Кустанай — от 3,7 до 5,1 мм/сут, Астана — от 6,9 до 3,8 мм/сут. На юго-востоке региона в Алма-Ате и Бишкеке в июле постоянно присутствует максимум, так же как и в другие месяцы, что является лишним подтверждением основного вклада местных условий в изменение поля осадков.

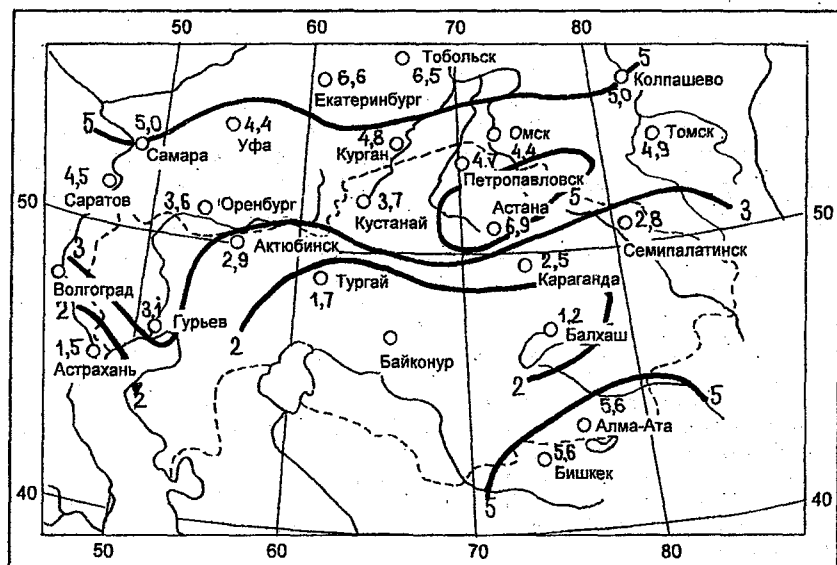


Рис. 11. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Июль, 1969—1978 гг.

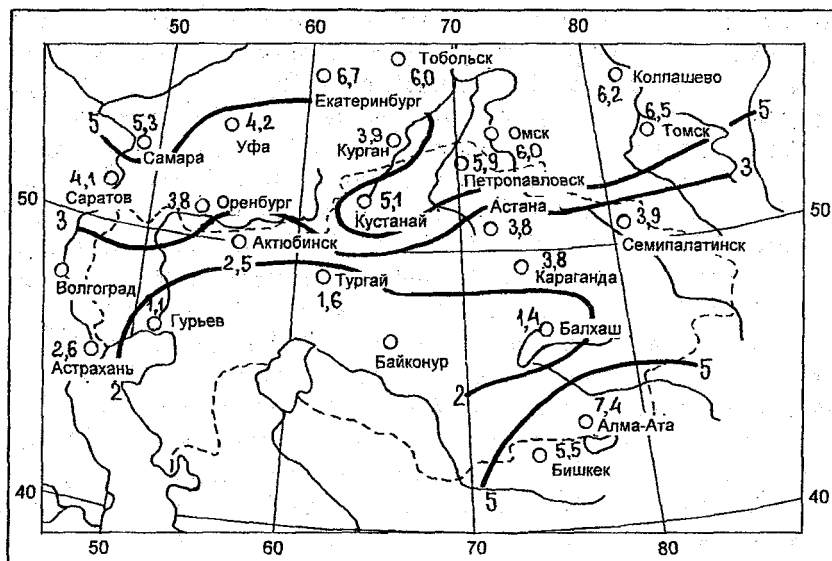


Рис. 12. Распределение средних за десятилетие значений СКО количества осадков. Июль, 1979—1988 гг.

Подобная нерегулярная изменчивость СКО от десятилетия к десятилетию, которая особенно четко проявляется на июльских данных, не позволяет говорить о какой-либо направленной тенденции изменения СКО количества осадков при резко увеличенном количестве пусков РН и их большом количестве в течение нескольких десятилетий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ многолетних данных по осадкам и атмосферной засухливости на территории Казахстана / В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунова. — См. наст. сб.
2. Мазин И. П., Шметтер С. М. Облака, строение и физика образования. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 30 с.
3. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 876 с.

*В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева,
Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунова*

МНОГОЛЕТНИЕ ДАННЫЕ ПО ОСАДКАМ И АТМОСФЕРНОЙ ЗАСУШЛИВОСТИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Характерной особенностью Казахстана является ярко выраженная засушливость [6]. Объясняется это тем, что он расположен почти в центре Евразии и мало доступен воздействию влажных атлантических масс воздуха. Кроме того, на территорию северной части Казахстана воздушные массы поступают в состоянии значительной трансформации и обедненные влагой.

Большую роль в распределении количества осадков играет рельеф местности. Под влиянием возвышенностей происходит перераспределение осадков по территории: увеличение на наветренных возвышенных участках и уменьшение на подветренных. Заметное уменьшение осадков наблюдается вблизи крупных водоемов (Каспийского и Аральского морей, озер Балхаш и Зайсан).

В зависимости от вида атмосферных осадков год принято делить на холодный период с преимущественным выпадением твердых осадков и на теплый — с жидкими осадками. На рассматриваемой территории северной части Казахстана холодный период проявляется с ноября по апрель, а в центральной — с ноября по март, остальные месяцы относятся к теплому периоду. Общей чертой в распределении осадков (рис. 1) является увеличение их количества на севере и уменьшение на юге.

Число дней с осадками представлено в табл. 1. Из строки „Среднее” видно, что в течение всего года число дней в основном составляет 6—11. При этом в холодный период оно равно 8—11, а в теплый — 6—7. На отдельных станциях это число увеличивается: в Оренбурге — 15 (январь, декабрь), Астане — 12 (ноябрь, декабрь), Актюбинске — 12 (декабрь), Семипалатинске — 13 (ноябрь, декабрь) и 12 (январь).

О продолжительности осадков имеются данные только по 4 станциям Казахстана (Караганда, Астана, Гурьев, Балхаш). Обратимся к табл. 2. На рассматриваемой территории более продолжительные осадки наблюдаются с октября по март. Однако

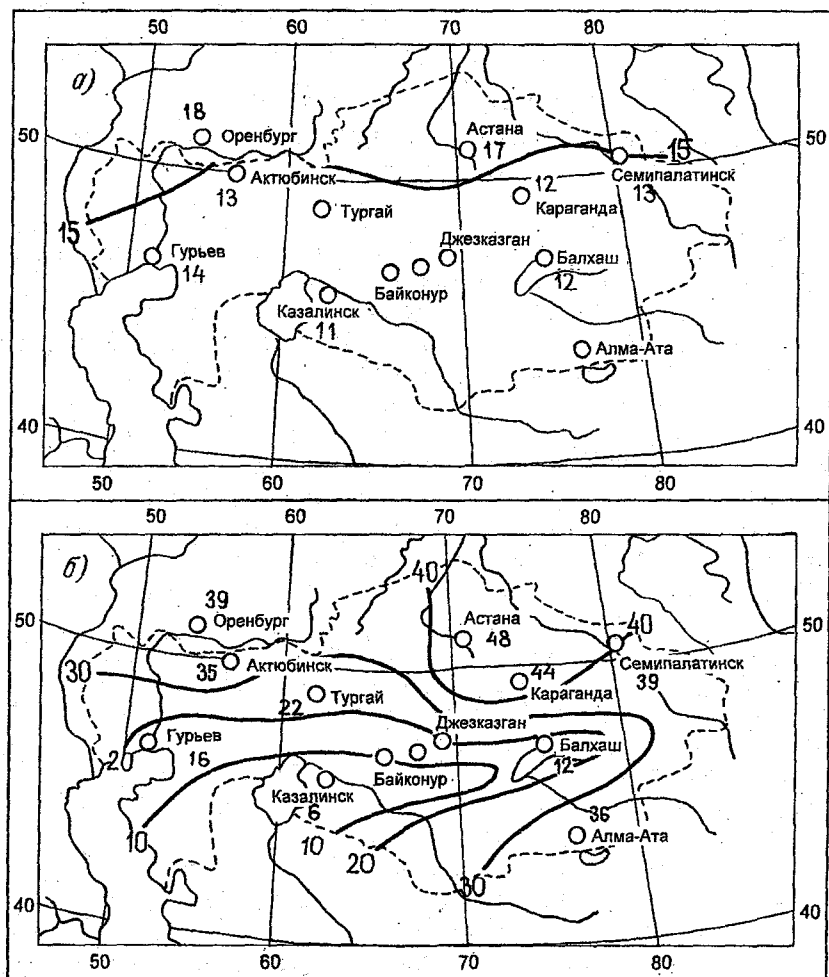


Рис. 1. Среднее количество осадков (мм) в январе (а) и июле (б) за 1881—1960 гг.

если в Гурьеве и Балхаше максимальная продолжительность осадков не превышает 125 ч, то в Караганде и Астане отмечаются случаи с продолжительностью около 300 ч. Летом число дней с осадками уменьшается почти вдвое.

Таблица 1

Число дней с осадками $\geq 0,1$ мм по отдельным станциям Казахстана

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Оренбург	15	12	14	8	10	9	11	8	9	12	13	15
Тургай	10	8	7	5	6	5	6	5	5	4	7	10
Караганда	10	8	9	8	9	10	11	8	7	10	10	11
Астана	11	9	9	7	9	9	11	9	8	9	12	12
Актюбинск	11	9	9	6	8	8	8	7	6	9	10	12
Гурьев	10	8	8	5	5	5	5	3	4	6	8	10
Балхаш	8	6	7	5	4	5	5	3	2	5	6	9
Семипалатинск	12	10	10	7	9	9	9	9	7	10	13	13
Казалинск	9	6	7	5	3	3	2	2	3	5	6	9
Среднее	11	8	9	7	7	7	7	6	6	8	9	11

Таблица 2

Среднее (числитель) и максимальное (знаменатель) значения продолжительности осадков (ч) по отдельным станциям Казахстана

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Караганда	140	91	104	64	43	39	34	26	34	91	124	155
	286	170	219	149	112	79	84	70	75	161	247	229
Астана	119	73	76	56	44	36	40	36	40	68	101	139
	269	148	208	104	78	70	90	78	100	175	211	312
Гурьев	69	54	45	31	17	13	11	8	12	28	37	54
	123	125	89	60	54	41	30	22	34	94	95	119
Балхаш	56	42	34	29	14	14	9	9	4	20	40	61
	113	98	62	66	36	30	32	22	13	55	71	116

Сравним карты распределения количества осадков для января и июля за 30-летний период 1961—1990 гг. (рис. 2) с уже представленными ранее картами (рис. 1) за длинный ряд наблюдений (1881—1960 гг.) в допусковый период ракетополетов (РН). Эти карты по конфигурации изолиний похожи между собой, особенно летом. Однако количество осадков в 1961—1990 г. несколько увеличилось. Это говорит об отсутствии существенных изменений в распределении осадков в Казахстане в период активных пусков РН.

Для осадков, так же как и для температуры, следует изучить экстремальные значения, так как они имеют наиболее показательные характеристики: обладают большой локальностью,

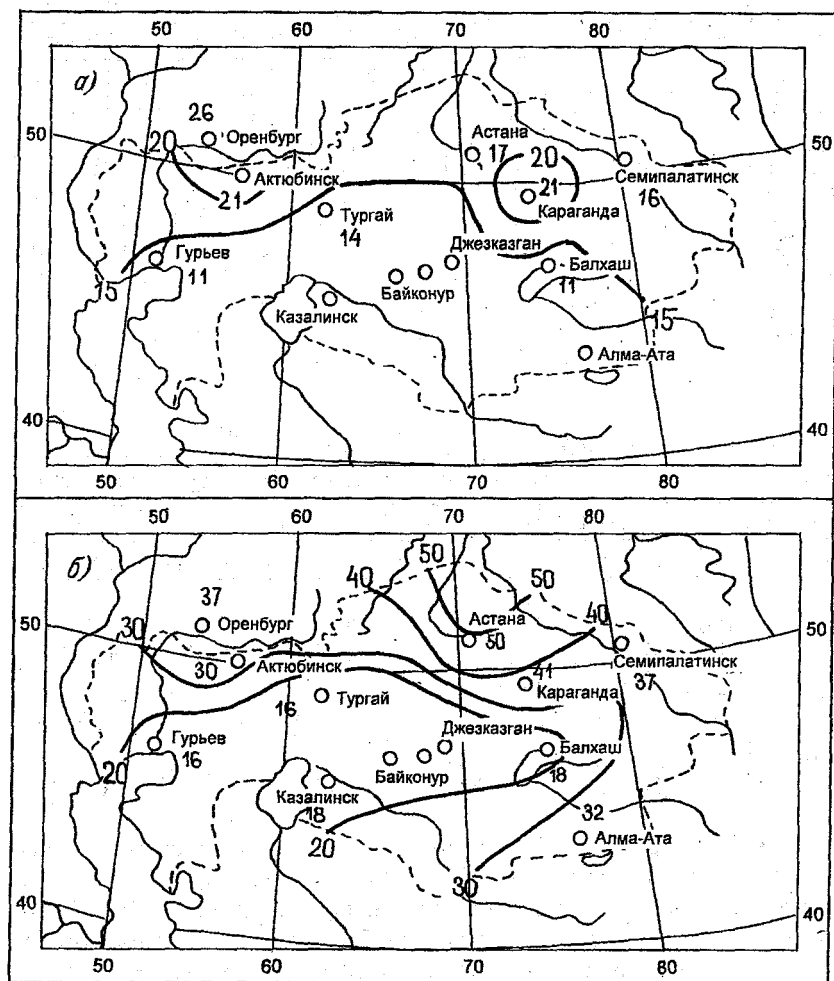


Рис. 2. Среднее количество осадков (мм) в январе (а) и июле (б) за 1961—1990 гг.

изменчивостью в пространственном и временном распределении. Все это связано со сложной и разнообразной природой этого элемента погоды.

В связи с этим мы в первую очередь исследовали сглаженное количество осадков за большой период времени. В качестве пе-

риода осреднения было взято десятилетие. Из ежедневного банка данных были выбраны периоды с количеством осадков (R) больше 10 и 20 мм/сут. В каждом из таких периодов находилось среднее число дней с указанным значением R (ср. ч. дн.) и среднее максимальное количество суточных осадков ($\bar{R}_{\max}$). Этот материал был обработан для каждого скользящего десятилетия следующим образом: определялось среднее за год число дней с количеством осадков за сутки, удовлетворяющие выбранным условиям ($R > 10$, $R > 20$ мм/сут); из всех $R_{\max}$ определялась средняя сумма по десятилетиям ($\bar{R}_{\max}$). Проследим динамику осадков в случае $R > 10$ мм/сут для Караганды, Тургая, Астаны, Семипалатинска. Среднее число дней с $R > 10$ мм/сут сравнительно невелико (1—5), но эта характеристика ведет себя по-разному для различных пунктов. Так, например, в Караганде минимум (3 дня) приходится на 1971—1982 гг., а максимум (6 дней) наблюдался в 1957—1968 гг. и в конце изучаемого периода (1981—1996 гг.). В Астане и Семипалатинске эта характеристика мало меняется. Лишь в Тургае отмечается заметное уменьшение в 1985—1996 гг. (с 3 до 1 дня). В контрольных пунктах (Оренбург и Омск) эта характеристика также меняется мало. В Омске она чуть выросла до 7 дней начиная с 1967 г., а в Оренбурге, наоборот, минимум (5—6 дней) встречается в первые десятилетия, а начиная с 1979 г. падает с 7—8 дней до того же значения (5—6 дней).

Средние максимальные значения ($\bar{R}_{\max}$) ведут себя немонотонно даже в осредненных десятилетиях. В Караганде минимум (≈ 63 мм/сут) отмечается в 1969—1982 гг., максимум проявляется в периоды с 1955 по 1970 г. (≈ 102 мм/сут) и с 1981 по 1990 гг. (≈ 96 мм/сут). В Тургае аналогичная картина: максимум (≈ 60 мм/сут) наблюдается с 1957 по 1966, с 1973 по 1982, с 1979 по 1988 г., а затем заметно снижается в последние два десятилетия (≈ 20 мм/сут). В Астане максимум (> 90 мм/сут) наблюдался с 1961 по 1978 г., а небольшое снижение (до 70 мм/сут) — с 1983 по 1994 г. Семипалатинск отличается от предыдущих пунктов тем, что в нем минимум количества осадков (≈ 44 мм/сут) приходится на период 1967—1982 гг., когда в других пунктах чаще наблюдался максимум. Здесь максимум (60—67 мм/сут) переходит на последние два десятилетия (1985—1996 гг.). Следует от-

метить, что в большинстве случаев все эти изменения экстремальных значений имеют малую амплитуду (10—20 мм/сут).

Остановимся теперь на данных для Оренбурга и Омска. В этих городах число дней с $R > 10$ мм/сут меняется от 5 до 8. Что касается значений $\bar{R}_{\max}$, больше 100 мм/сут, то в Омске они отмечались в периоды 1955—1964, 1963—1990 и 1985—1996 гг. В Оренбурге $\bar{R}_{\max}$ (≈ 120 мм/сут) было с 1969 по 1982 г.

При переходе к рассмотрению аналогичных материалов с $R > 20$ мм/сут обращает на себя внимание очень малое число таких случаев (≈ 1 день в год). Значение $\bar{R}_{\max}$ для количества осадков выше 20 мм/сут колеблется довольно существенно, и отмечается его убывание в последние десятилетия (с 1983 по 1996 г.) на станциях Караганда, Тургай, Оренбург. В Астане, Семипалатинске и Омске, наоборот, в это время они повышаются.

Рассмотренные данные позволяют сделать вывод о малой связи изучаемого элемента погоды (осадки) с пусками РН.

Перейдем к рассмотрению атмосферной засухливости, которая показывает, насколько метеорологические условия были неблагоприятны для различных видов производственной деятельности. В Гидрометцентре России в оперативной работе это явление характеризуется индексом S_i , введенным Д. А. Педем [4].

Из опыта работы с данным индексом установлено, что его значение $\geq 2,0$ указывает на засухи и, следовательно, на неблагоприятные условия для ряда отраслей народного хозяйства, особенно если территория, занимаемая этим явлением, весьма обширна.

Мы проанализировали значения S_i на станциях Гурьев, Астана, Семипалатинск, Темир, Тургай, Казалинск, Форт-Шевченко, Кокпекты, Павлодар, Балхаш, Алма-Ата. Прежде всего в этих пунктах за май—август определялось число станций, для которых значение S_i было больше 2,0. После того как эти числа были осреднены для каждого непересекающегося десятилетия, оказалось, что они имеют значения: 5 — для десятилетия 1949—1958 гг. и по 4 — для 1959—1968, 1969—1978, 1979—1988, 1989—1998 гг. Таким образом, наиболее засушливым было первое десятилетие (1949—1958 гг.).

Рассмотрим более детально рис. 3, где представлен временной ход числа случаев с засухой ($S_i \geq 2,0$) для Казахстана за летний период (май—август) 1949—1998 гг., а также тренд, полученный

сингулярным спектральным разложением с фильтром, равным 5 годам. На графике тренда видны три периода, в течение которых в Казахстане наблюдалась засуха: начало 50-х годов (1951 и 1955 гг.), 1975—1977 гг. и в последние годы — 1997 и 1998 гг.

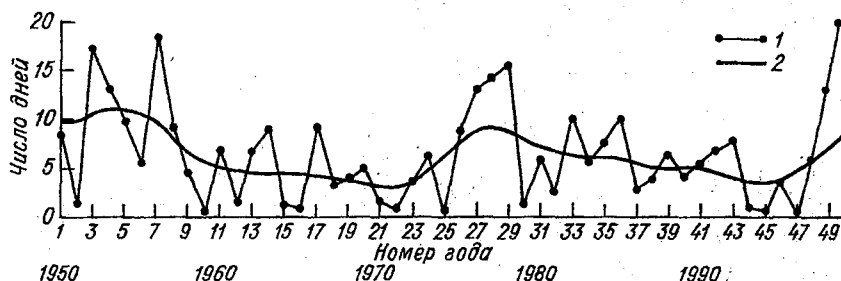


Рис. 3. Ход числа случаев с засухой ($S_i > 2,0$) для Казахстана за летний период (май—август) по годам в 1949—1998 гг.

1 — исходный ряд, 2 — тренд.

В качестве второго параметра для изучения засушливости мы выбрали параметр K_z , характеризующий число дней в месяце, когда осадки отсутствовали ($R < 0,1$ мм/с), а средняя суточная температура была выше 20°C .

Рассмотрим параметр K_z для отдельных станций. С этой целью были привлечены четыре станции, две из которых (Астана и Караганда), характеризуют условия в Казахстане, а Астрахань и Оренбург являются контрольными станциями. На рис. 4 приведены графики хода K_z [2, 3] начиная с 1950 г., вычисленные как сумма количества засушливых дней в теплую половину года (апрель—сентябрь). Мы видим, что для каждой пары станций поведение кривых весьма сходно, но сами пары кривых в общих чертах отличаются друг от друга. Из-за большой изменчивости параметра K_z трудно увидеть характерные черты поведения, поэтому на рисунках приведены тренды, полученные из сингулярного спектрального разложения с фильтром, равным 5 годам. Для станций Астана и Караганда можно заметить идентичные минимумы и максимумы, иногда с заметными различиями в амплитуде. Аналогичная картина наблюдается для Астрахани и Оренбурга. Из этих графиков видно, что неблагоприятные условия в Казахстане повторялись через 14—17 лет и примерно с та-

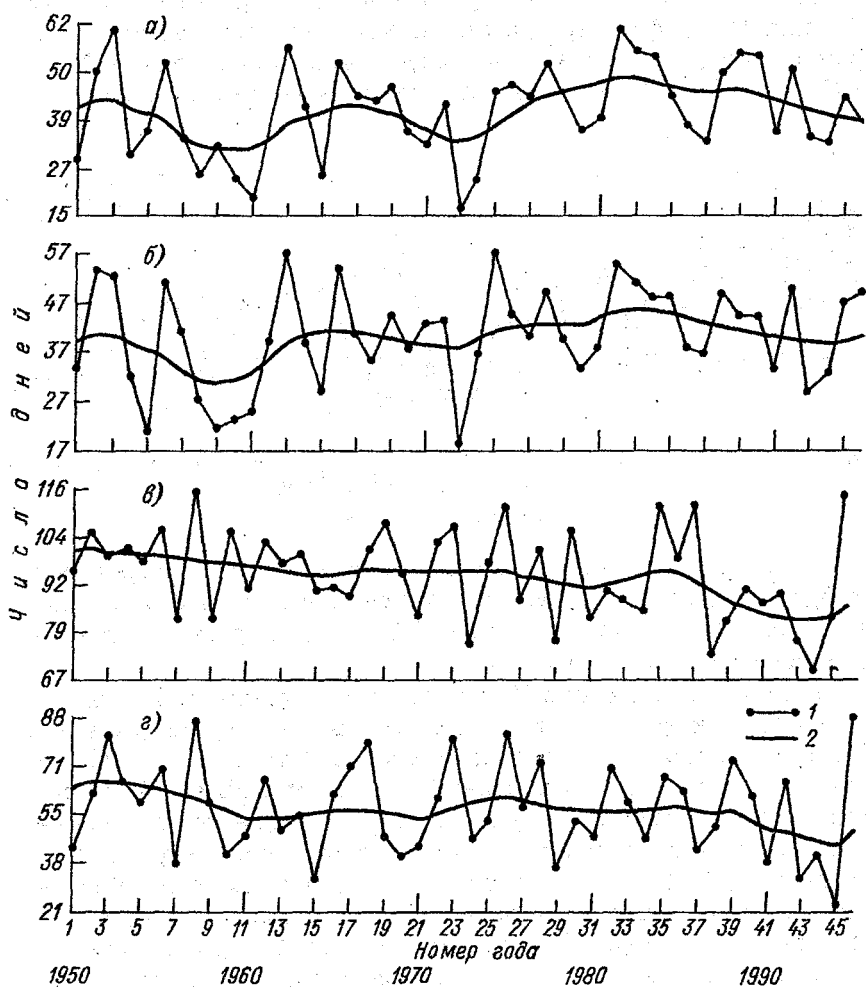


Рис. 4. Временной ход индекса засушливости K_z и тренда для станций Астана (а), Караганда (б), Астрахань (в), Оренбург (г).

Условные обозначения см. на рис. 3.

кой же периодичностью повторялись благоприятные периоды. Наиболее неблагоприятными для Астаны и Караганды был период с 1981 по 1984 г. В последующем в среднем ситуация улучшалась, и пик значений приходился на 1992—1993 гг. как на станциях Казахстана, так и за его пределами.

Если рассматривать неосредненные данные, то количество пиков, характеризующих большие K_s , примерно равномерно распределено на всем протяжении времени с 1950 по 1995 г. Однако на кривых трендов видно, что примерно с 1975 по 1988 г. отмечается небольшая изменчивость, при этом число благоприятных дней меньше, чем в период до 1970 г., где минимальные значения были ниже.

Можно ли на этом основании говорить, что это результат какого-то регионального воздействия? Ответить на этот вопрос можно было бы, найдя группу станций в примерно аналогичных погодно-климатических условиях, но далеких от возможного внешнего воздействия. Выбранные нами Оренбург и Астрахань кажутся близкими по своим климатическим параметрам, на самом деле они находятся в других циркуляционных условиях по сравнению с казахстанскими станциями. Здесь наблюдаются частые выходы южных циклонов в летний период, а также заметно влияние Атлантического океана. Станциям Казахстана присущ более континентальный характер климата, что и проявляется в отличиях кривых значений K_s и их трендов. То обстоятельство, что эти кривые для Оренбурга и Астрахани, Караганды и Астаны существенно отличаются в 1950—1970 гг., дает основание допускать такие различия и в период после 1970 г.

Следовательно, с большим основанием можно говорить о том, что воздействие РН в период активных пусков на число засух в Казахстане не влияет, а колебания числа станций в году с атмосферной засушливостью связаны с особенностями циркуляции атмосферы синоптического и глобального масштабов [1, 5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глобальное потепление. Расширенное резюме научной оценки изменения климата // Межправительственная группа экспертов по изменению климата / Доклад рабочей группы ИМГЭИК/ВМО. — Июнь 1990.
2. Главные компоненты временных рядов. Метод „Гусеница“. — СПб.: С.-Петербургский гос. университет, 1997. — 307 с.
3. Ким И. С. Короткопериодные колебания климата Средней Азии и метода прогнозирования. — Ташкент: Среднеазиатский научно-исследовательский гидрометеорологический институт им. В. А. Бугаева, 1996.
4. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.
5. Рыбников С. И. Запуск космических летательных аппаратов и погода в регионах // Изобретатель и рационализатор. — 1990. — № 5. — С. 20—23.
6. Справочник по климату СССР (Ч. II—VI). — Л.: Гидрометеоиздат, 1965.

*В. П. Садоков, В. А. Тищенко,
В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова*

РЕЖИМ ВЕТРА В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ КАЗАХСТАНА

Основной задачей данного исследования и других работ [1—4] было изучение возможного воздействия пусков ракетоносителей (РН) с космодрома Байконур на окружающую среду. Однако наиболее полно оценить изменения климатических и погодных условий на территории Республики Казахстан (РК), не учитывая данных о ветровых потоках, невозможно. Весь климатический анализ сделан по данным „Справочника по климату СССР” за 1936—1963 гг. [5] с добавлением данных за 1964—1994 гг.

Режим ветра в Казахстане определяется в основном местными барико-циркуляционными условиями. Несмотря на значительную физико-географическую неоднородность, территория РК может быть разделена на районы с относительно устойчивым режимом ветра по сезонам года. Наиболее четко выделяются зима и лето.

Зимой режим ветра складывается главным образом под влиянием низкого западного отрога сибирского антициклона, ось которого проходит вдоль средней широтной зоны Казахстана по линии оз. Зайсан — Актюбинск, соединяясь с восточной осью азорского максимума. Эта сплошная полоса высокого давления является ветроразделительной линией. К северу и югу от нее давление уменьшается, а приземные изобары расходятся в основном к северо-востоку и юго-востоку. В связи с этим в РК, за исключением его западной части и некоторых районов Алтая, выделяются две большие зоны, в которых господствуют ветры почти противоположного направления. Примерно от Алтая до Мугуджар преобладает юго-западный ветер (его повторяемость составляет 30—60 % от общего числа наблюдений, без шторма). Противоположный ему по направлению северо-восточный ветер отмечается реже. На западе РК чаще бывает ветер восточного и юго-восточного направлений.

Летом характер поля ветра над РК резко меняется. Это обусловлено заметным ослаблением западного отрога сибирского

антициклона и довольно частыми выходами циклонов с юга Каспия и северо-запада европейской части СНГ. В это время года в основном происходит вынос воздушных масс из крайних северных широт континента на центральные районы. В результате чего территория РК подвергается влиянию северо-западного, северного и северо-восточного ветра (25—50 % случаев).

Рассмотрим поведение приземного ветра (на уровне 10 м) в Казахстане за период 1936—1963 гг. С этой целью были проанализированы климатические данные по 11 станциям изучаемого региона (Актюбинск, Астана, Балхаш, Гурьев, Джезказган, Казалинск, Караганда, Карсакпай, Оренбург, Семипалатинск, Тургай). Максимальная сила ветра на всех станциях наблюдается в марте, однако в Оренбурге, Гурьеве и Казалинске — в феврале, в Семипалатинске — в марте и декабре. Спокойно в августе (сентябре), когда значение средней скорости ветра в целом по территории равно 3,8—3,9 м/с. В остальные месяцы года средние значения колебались от 4,2 до 4,8 м/с.

Средняя годовая скорость приземного ветра за указанный период представлена на рис. 1, из которого видно, что очаг с наибольшими значениями скорости ветра находится на востоке региона. Максимальное значение скорости ветра 5,5 м/с отмечается в Караганде. Минимум средней годовой скорости ветра (3,1 м/с) наблюдается на северо-востоке в Семипалатинске. На остальной территории значение средней годовой скорости ветра изменялось от 3,7 до 4,7 м/с.

Если рассматривать повторяемость разных значений скорости ветра (число дней с различной силой ветра), то сильный ветер (≥ 15 м/с) отмечался редко (менее двух дней). Особо выделяется Караганда, где круглый год число дней со скоростью приземного ветра ≥ 15 м/с было максимальным (50) по сравнению с данными других станций. Реже всего такая скорость ветра наблюдалась в Джезказгане (14 дней) — на станции, ближайшей к Байконуру, что позволяет считать район полигона наиболее „тихим местом“. Наибольшую повторяемость на всех рассматриваемых станциях имеют значения скорости ветра от 0 до 5 м/с, а начиная со значения 6 м/с их повторяемость плавно уменьшается.

Преобладающими направлениями ветра у поверхности земли являются восточное и северо-восточное, реже западное и юго-западное. Эти направления наиболее вероятны для значений скорости ветра > 14 м/с и преимущественно в холодное время года.

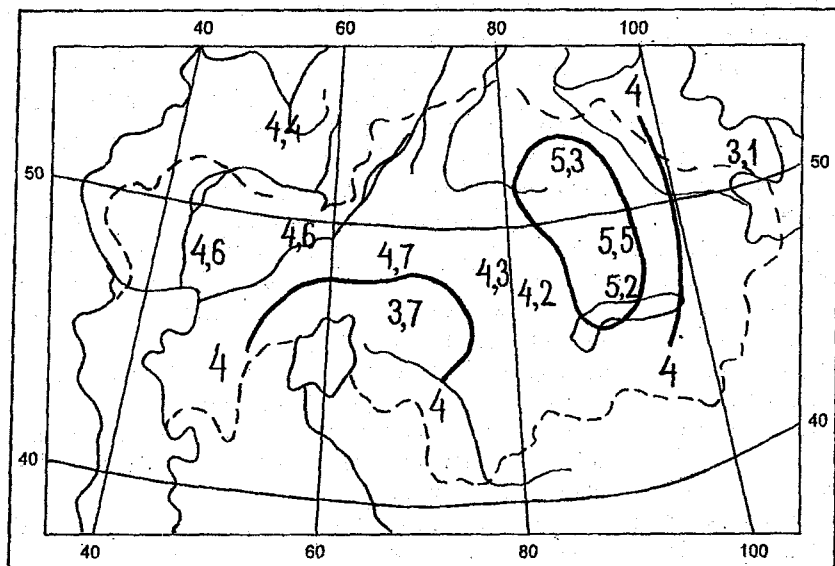


Рис. 1. Средняя годовая скорость ветра (м/с) в Казахстане за период с 1936 по 1963 г.

Изучение ветрового режима за период с 1963 по 1994 г. основано на использовании ежедневной базы данных о структуре циркуляции в нижнем 10-километровом слое атмосферы. Учитывая, что в процессе пусков РН вблизи земной поверхности выбрасывается, помимо основных продуктов деятельности ракетного двигателя (РД), большое количество пыли и аэрозолей, нами было уделено внимание режиму приземного ветра.

Анализу ветра предшествовал расчет его по полю давления (для приземного ветра) и по полю геопотенциала (для средней тропосферы). Соответствующие программные средства были разработаны для формирования специального банка данных о ветре на уровне 500 гПа и у земной поверхности. Эти данные охватывают территорию РК и окружающих областей и регионов. Все расчеты проводились в узлах географической сетки с шагом по широте и долготе $2,5^\circ$. Выбранный район ограничен сферическим квадратом (рис. 2). Полученная таким образом сетка имела размер 30×19 точек.

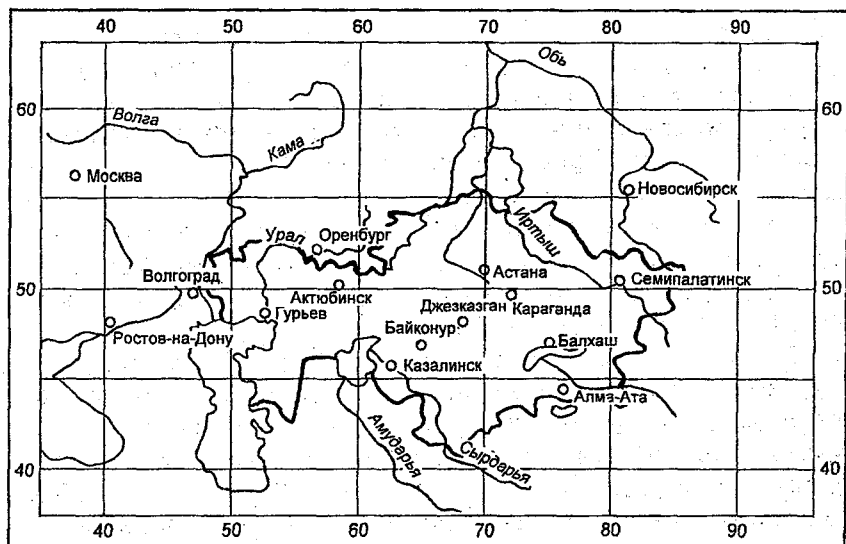


Рис. 2. Карта исследуемого региона.

Программа, реализующая описанный выше алгоритм и все последующие, написана на языке МатЛаб. Расчеты проводятся каждый день отдельно для составляющих ветра u , v на сетке 28×17 точек, и таким образом формируется архив этих составляющих. По его данным вычислялись средние значения за 30 лет для каждого месяца и сезона года.

Скорость ветра вблизи земной поверхности вычисляется по данным о приземном давлении. Методика состоит из нескольких этапов. На 1-м этапе вычисляется геострофический ветер по следующим формулам:

$$u_g = \frac{a}{\sin \varphi} \frac{\partial \ln P_0}{\partial \varphi}, \quad (1)$$

$$v_g = \frac{a}{\sin \varphi \cos \varphi} \frac{\partial \ln P_0}{\partial \lambda}, \quad (2)$$

где $a = \frac{RT}{2\omega r}$, R — газовая постоянная для воздуха, P_0 — давление на уровне моря, ω — угловая скорость вращения земли, $\bar{T}$ —

средняя температура у земной поверхности в градусах Кельвина, φ — географическая широта, λ — долгота, r — радиус Земли.

На 2-м этапе производилась коррекция значения геострофической скорости в зависимости от значения кривизны изолиний барического поля. Кривизна определяется значением лапласиана от P_0 : $\nabla^2 P_0$. Если в циклоне $|\nabla^2 P_0| > 4 \text{ гПа}/(250 \text{ км})^2$, то полученное значение скорости ветра умножается на коэффициент 0,7, а если в антициклоне $|\nabla^2 P_0| > 4 \text{ гПа}/(250 \text{ км})^2$, то умножается на 0,5. В остальных случаях берется значение геострофического ветра $\{u_g, v_g\}$, рассчитанное по формулам (3) и (4).

На 3-м этапе делается поправка на эффект трения воздуха о земную поверхность. Известно, что из-за этого физического явления вектор скорости ветра отклоняется влево на некоторый угол $\varphi_0 = 20 \dots 40^\circ$. Мы выбрали постоянное значение $\varphi_0 = 30^\circ$, и в каждой точке расчетной сетки вектор скорости ветра, полученный на 2-м этапе, пересчитывается с учетом его поворота на 30° влево от направления движения.

На рис. 3 и 4 представлены поля вектора скорости ветра для 4 сезонов года, осредненные за 30 лет в рассматриваемом регионе. Остановимся на их особенностях. В зимний период преобладает антициклоническая циркуляция. Центр антициклона располагается на востоке области. Над всей территорией РК скорость ветра по модулю слабее, чем в северной части области, а на юге РК ветер имеет северо-западную составляющую и в северной половине РК — северо-восточную.

Весной характер поля ветра над большей частью РК похож на зимний, кроме южных районов, где ветер имеет южную составляющую, и в то же время над восточной частью территории РК скорость ветра существенно ниже. Над большей частью рассматриваемого района, кроме самых южных районов, весной значение скорости ветра меньше, чем зимой. Летом ветер над РК еще больше ослабевает, за исключением южной половины, где он сохраняет свое направление и интенсивность. Осенью скорость ветра в северной половине РК увеличивается, что приближает картину поля ветра к зимней.

Таким образом, особенностью всех сезонов является сходство распределения потоков. Территория РК представляет собой зону расхождения ветров. В северной части ветер направлен на север

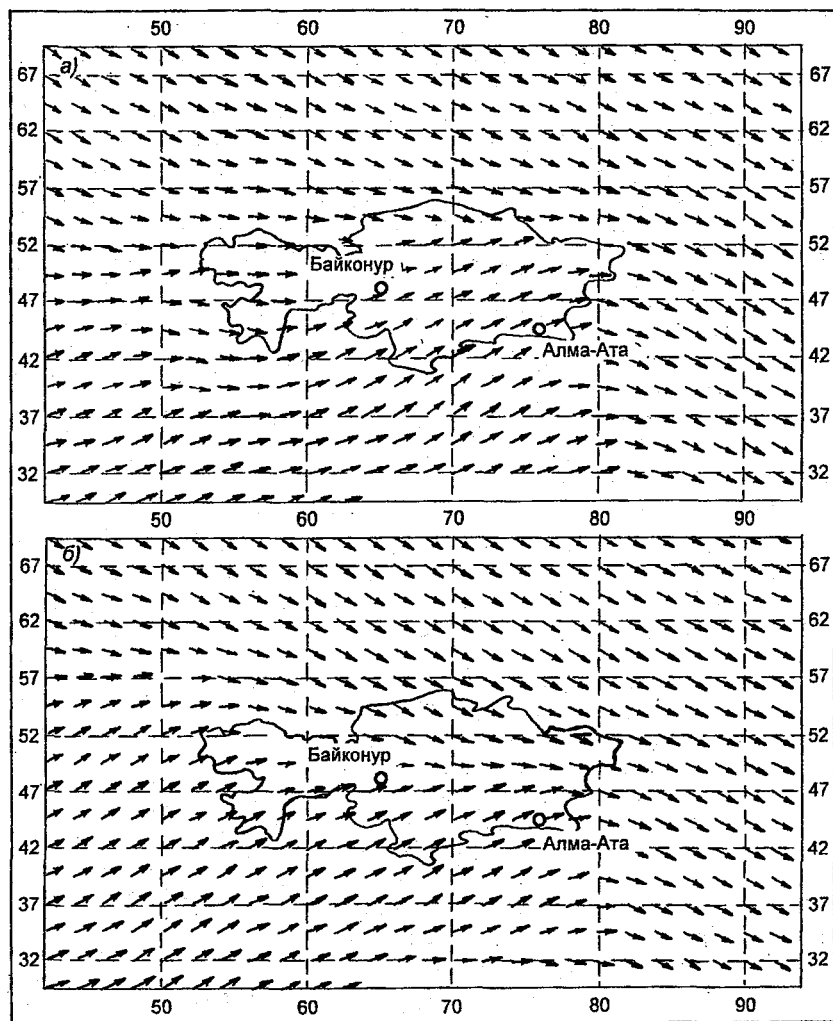


Рис. 3. Средний сезонный ветер над территорией Республики Казахстан для зимы (а) и весны (б) в средней тропосфере.

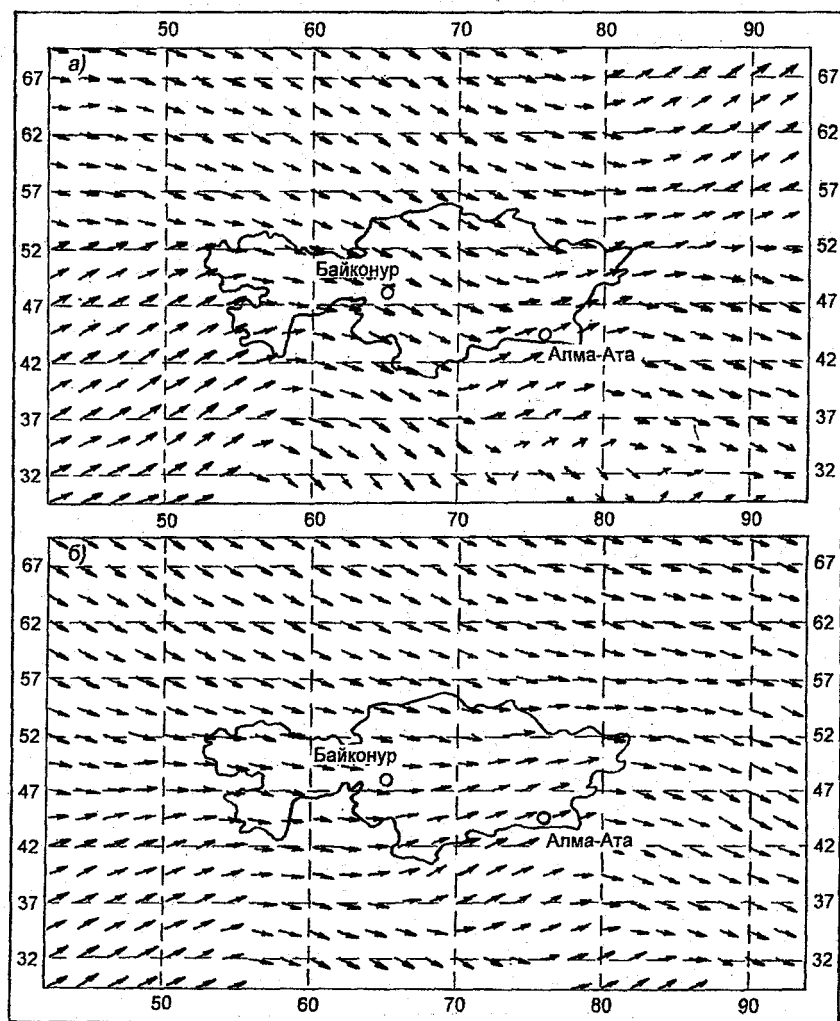


Рис. 4. Средний сезонный ветер над территорией Республики Казахстан для лета (а) и осени (б) в средней тропосфере.

и затем на восток, а в южной части мы наблюдаем направление на запад и юго-запад.

Как уже отмечалось выше, поток в средней тропосфере хорошо описывается направлением и скоростью ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа. Расчет составляющих скорости ветра u , v производился по формулам (3) и (4) для геострофического ветра с использованием ежедневных данных:

$$u_g = -\frac{b}{\sin \varphi} \frac{\partial H}{\partial \varphi}, \quad (3)$$

$$v_g = \frac{b}{\sin \varphi \cos \varphi} \frac{\partial H}{\partial \lambda}, \quad (4)$$

где $b = \frac{g}{2\omega r}$, g — ускорение свободного падения, H — геопотенциал поверхности 500 гПа.

Методика расчета средних полей не отличалась от методики расчета приземного ветра. Нетрудно заметить (см. рис. 3 и 4), что в средней тропосфере направление ветра имеет преимущественно восточную составляющую для всей рассматриваемой территории для всех сезонов.

Зимой в юго-восточной части РК направление ветра имеет северную составляющую, а в остальных частях РК ветер дует почти строго на восток. Весной над восточной частью РК заметна конвергенция (сходимость) воздушных потоков. В остальных частях рассматриваемой области картина близка к зимней. Летом над территорией РК воздушные потоки имеют волнообразный характер, а в восточной части исследуемой области наблюдается расхождение потоков. Заметно изменились потоки на юге области. Осенью картина циркуляции становится похожей на зимнюю. Каких-либо особенностей здесь не обнаруживается.

Общий вывод по приведенным данным состоит в следующем: во все сезоны в средней тропосфере преобладает западно-восточный перенос с небольшими отклонениями к северу или югу. Каких-либо заметных вариаций значения скорости мы не наблюдаем, за исключением южных районов области, где скорость ветра более изменчива.

На 4-м этапе мы проводили анализ карт зональной и меридиональной составляющих геострофического ветра на уровне 5 км по десятилетиям начиная с 1949 г.

На рис. 5 и 6 приведены средние для десятилетий карты зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в средней тропосфере (≈ 5 км). Из рис. 5 видно, что преобладает зональный западно-восточный перенос со значением скорости

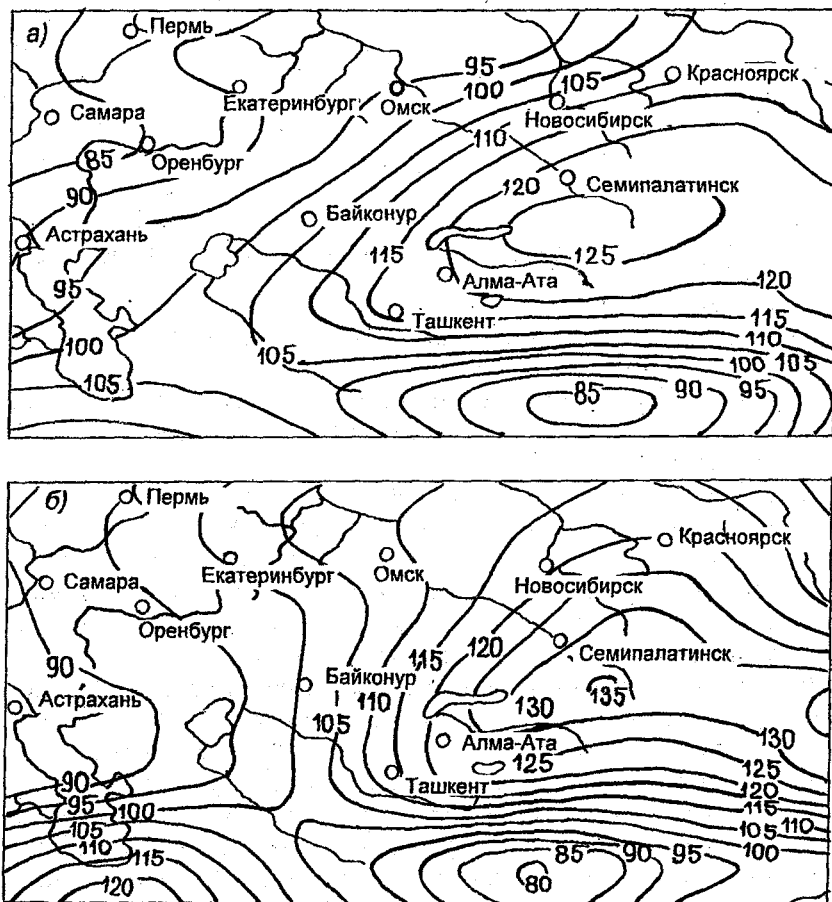
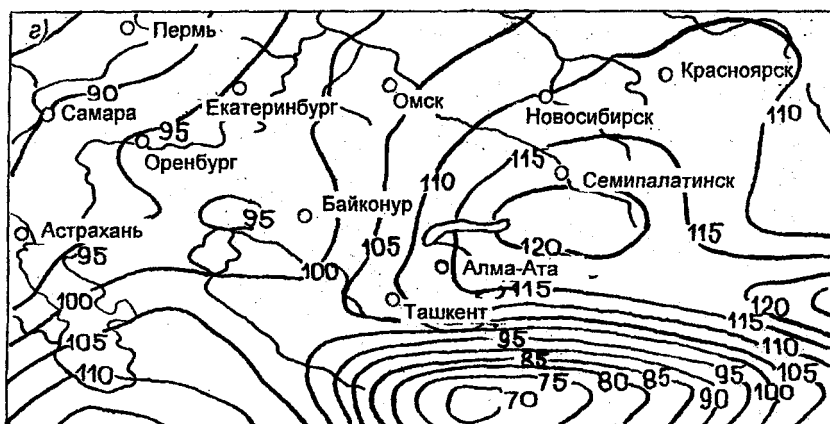
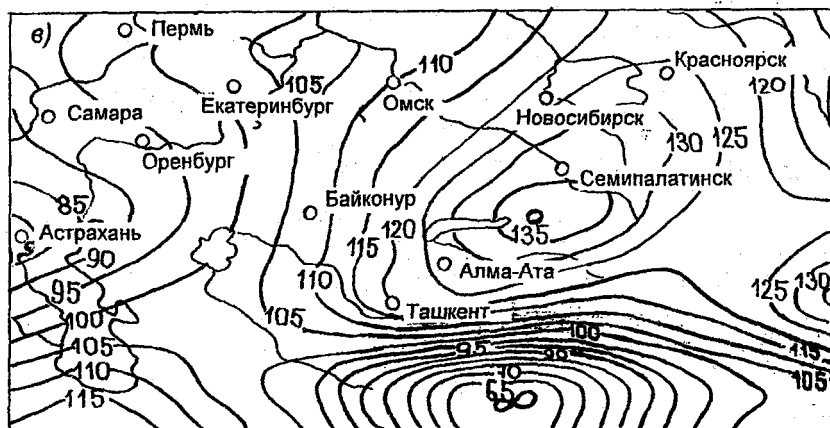


Рис. 5. Пространственное распределение зональной составляющей потоков ветра 1969—1978 (а), 1979—1988 (б). Ско Положительным значениям соответствует западная составляю

около 12—14 м/с, центр которого расположен чуть восточнее оз. Балхаш. В районе ст. Байконур значение зональной составляющей скорости ветра составляет около 10 м/с. Наиболее интенсивный перенос наблюдался в 1969—1978 гг., хотя общая картина мало менялась. Значительные изменения происходят в западных районах.



(м/с) в средней тропосфере по десятилетиям: 1949—1958 (а), 1959—1968 (б), рост ветра увеличен в 10 раз.

ция, восточная составляющая в средних потоках отсутствует.

Для меридиональной составляющей скорости ветра также характерно малое изменение от десятилетия к десятилетию (см. рис. 6). Максимум меридиональной составляющей скорости ветра приходится, как и в предыдущем случае, на 1969—1978 гг. Правда, интенсивность потоков здесь в несколько раз меньше. Центр области положительных значений (южной составляющей скорости ветра) приходится на район южнее Ташкента. Отсюда можно сделать вывод, что эти районы (южнее широты ст. Байко-

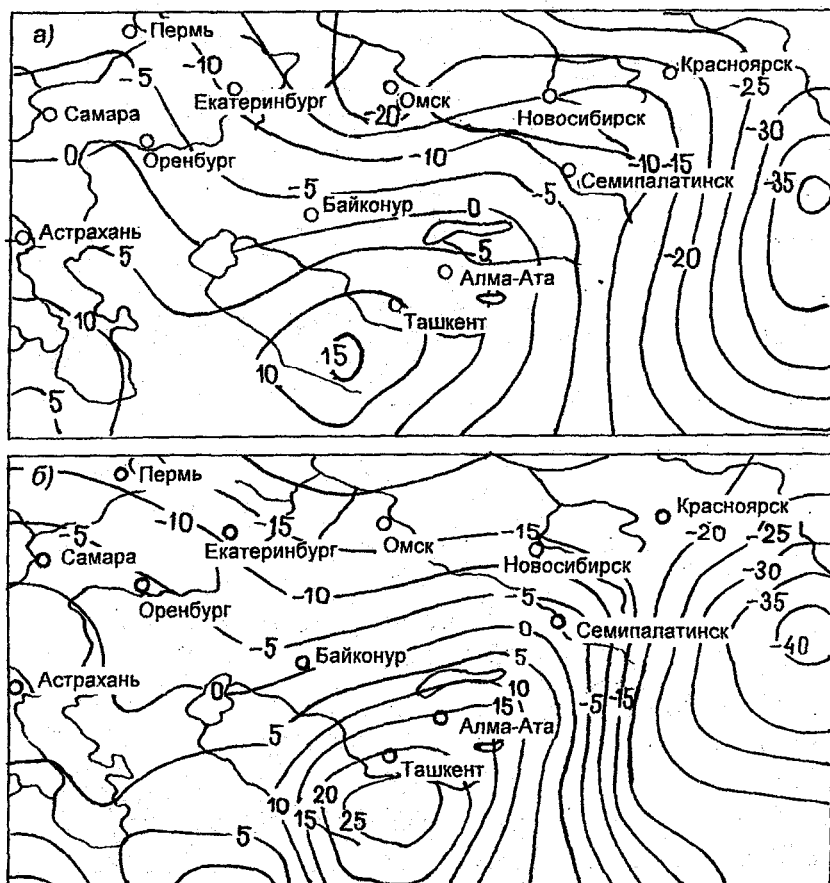
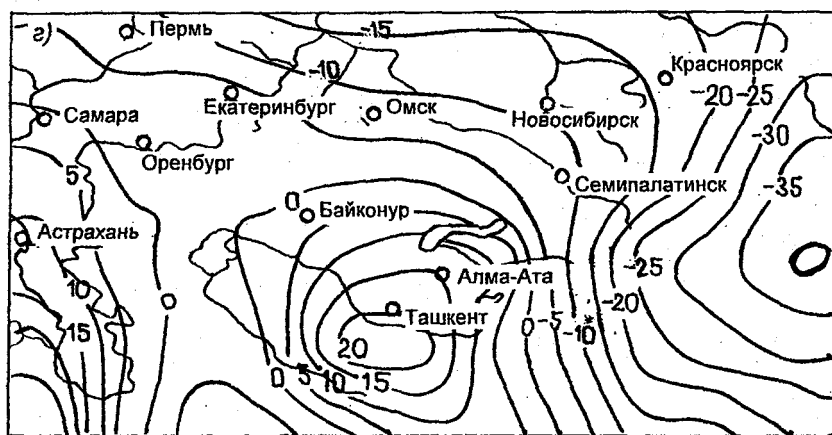
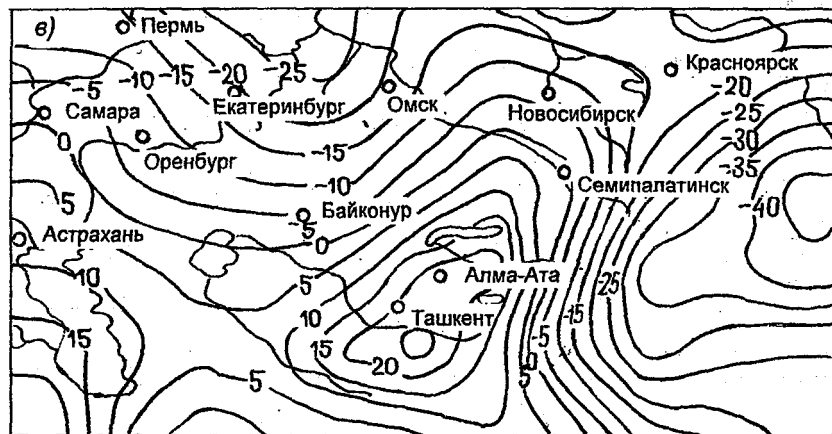


Рис. 6. Пространственное распределение меридиональной составляющей потоков (б), 1969—1978 (а), 1979—1988 (з).

Положительным значениям соответствует южная составляю

нур) наименее подвержены влиянию пусков РН. Максимум отрицательных значений (северной составляющей скорости ветра) расположен на востоке вблизи границы с Китаем, так как на широте ст. Байконур при движении на восток, поток ветра приобретает вначале небольшую южную составляющую (≈ 1 м/с), а затем после Семипалатинска он слегка отклоняется к югу. Эта картина более наглядно представлена на картах ветра (рис. 7, 8),



ветра (м/с) в средней тропосфере по десятилетиям: 1949—1958 (а), 1959—1968
Скорость ветра увеличена в 10 раз.

ция, отрицательным значениям — северная составляющая.

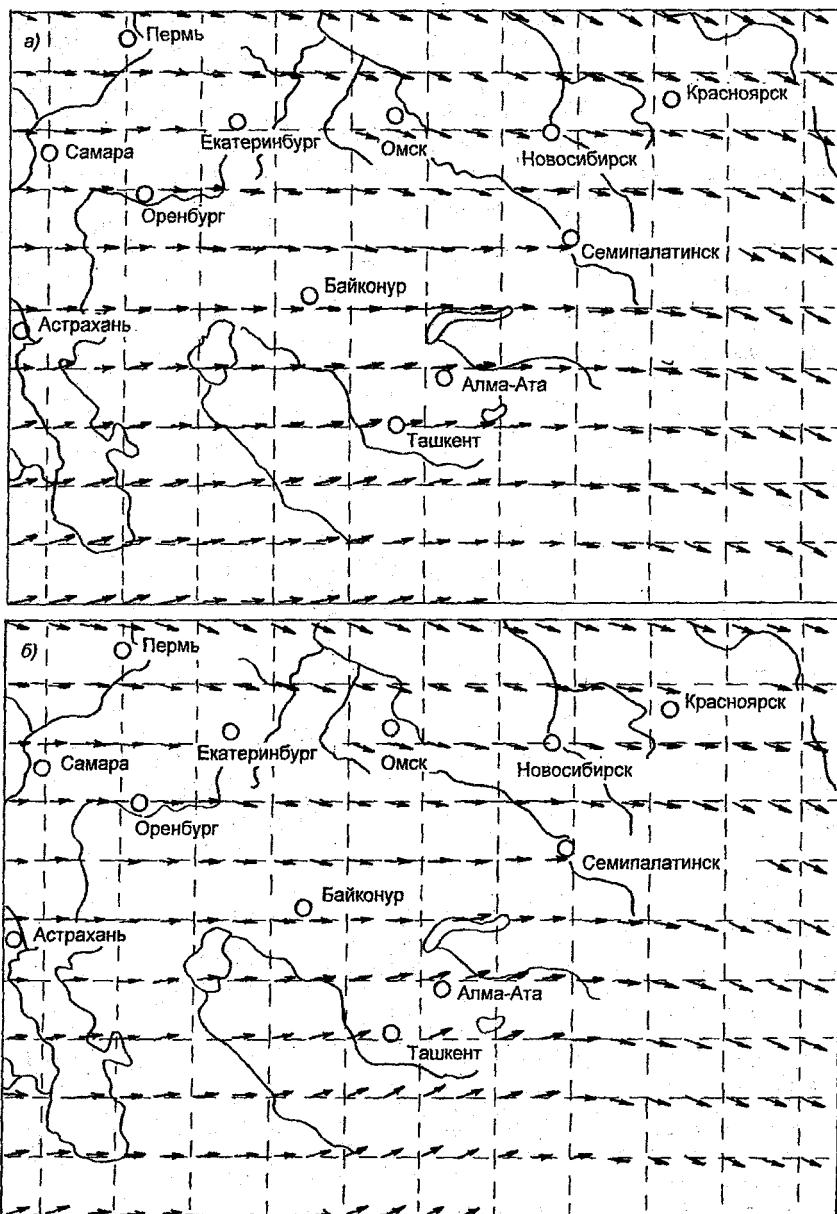


Рис. 7. Средние десятилетние значения потока ветра в средней тропосфере.
Стрелки соответствуют направлению ветра.
а — 1949—1958 гг., б — 1959—1968 гг.

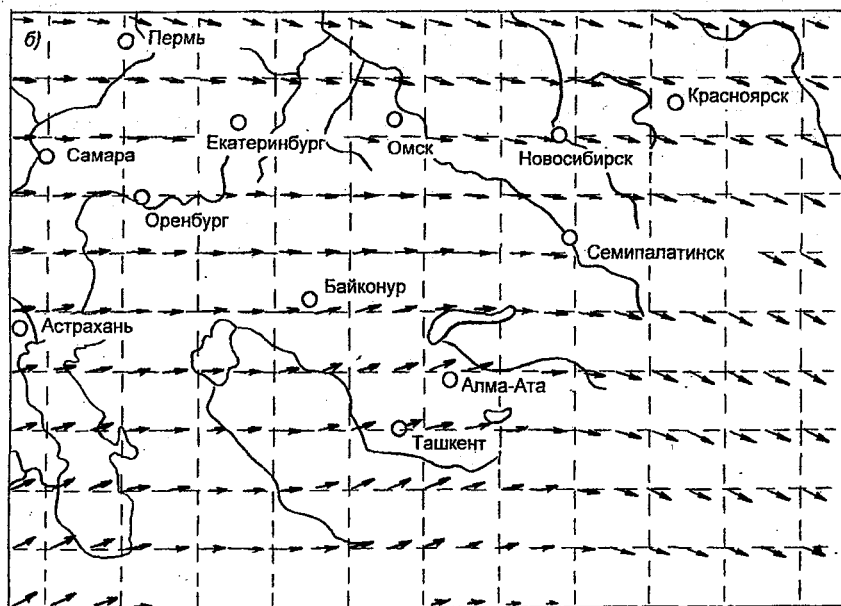
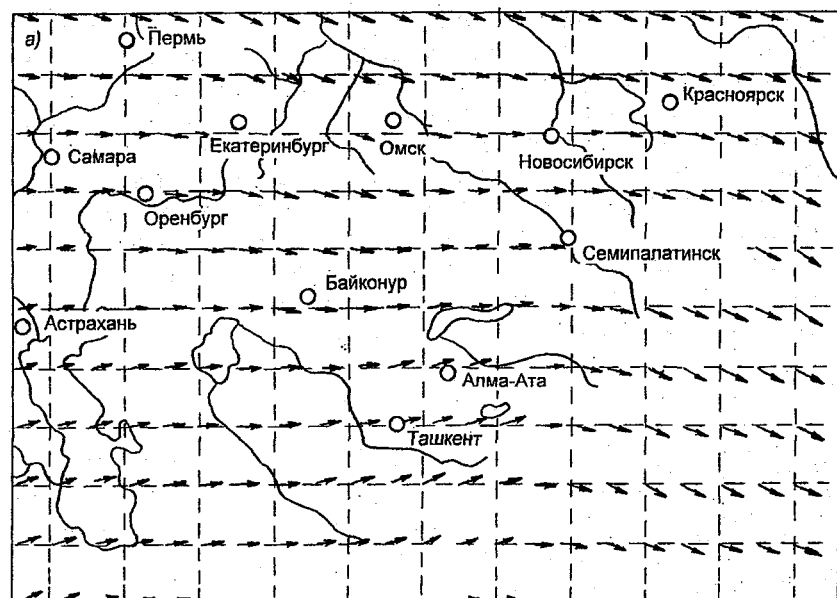


Рис. 8. Средние десятилетние значения потока ветра в средней тропосфере. Стрелки соответствуют направлению ветра.

a — 1969—1978 гг., *б* — 1979—1988 гг.

на которых видны отклонения направления ветра от зонального. Таким образом, из анализа полей зональной и меридиональной составляющих скорости ветра следует, что принятая нами методика анализа данных с разделением на области западнее и восточнее ст. Байконур оправдана. Но следует заметить, что зональная и меридиональная составляющие скорости ветра в рассматриваемом районе отличаются пространственно-временной устойчивостью и определяются крупномасштабным распределением поля давления в атмосфере и на подстилающей поверхности. В связи с этим ожидать каких-либо локальных воздействий пусков РН на характеристики ветра не следует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ временной и пространственной структуры среднего квадратического отклонения осадков в Республике Казахстан и прилегающих районах / В. П. Садоков, Л. Р. Дмитриева, Н. Н. Кузнецова, И. В. Акимов. — См. наст. сб.
2. Динамика изменений температуры воздуха по десятилетиям на территории Казахстана / В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федунцова. — См. наст. сб.
3. Садоков В. П. Сравнительная оценка цикличности во временных рядах температуры воздуха на западе и востоке Казахстана. — См. наст. сб.
4. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. Анализ многолетних данных по осадкам и атмосферной засухливости для территории Казахстана. — См. наст. сб.
5. Справочник по климату СССР. Вып. 12. Ветер. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 201 с.

ОПЕРАТИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ОСАДКОВ

Существующие методики долгосрочных прогнозов погоды (ДПП) используют информационную базу, построенную на осредненных данных за различные календарные периоды (декаду, месяц, сезон). В широко распространенном методе аналогов обычно также применяются данные, осредненные за разные календарные сроки. При таком подходе число случаев в выборках ограничено. Переход на использование баз данных (БД) с ежедневной информацией позволяет построить более гибкую технологию прогноза. В частности, поиск аналогов можно моделировать путем организации поиска плавающих аналогов с произвольным сдвигом по времени. Этот прием позволяет существенно увеличить объем выборки.

С переходом на новую БД существенно меняется все математическое обеспечение. Исходя из этого, было решено переписать программу в Delphi для того, чтобы придать технологическим процедурам современный вид и качество.

Все основные методики реализованы на языке Object Pascal и лишь небольшая часть, касающаяся главным образом обработки информации, подготовки БД и различных операций с БД, написана на языке Fortran.

По своей сути модель не изменилась [1]. Основные элементы модели для прогноза температуры воздуха следующие.

1. Используется однопараметрическая, постанционная регрессия.

2. В качестве предиктора используется прогноз температуры воздуха на начало месяца (10—15 дней).

3. Все значения, требующие осреднений (месячной, декадной температуры), вычисляются в процессе подготовки прогноза.

4. Начало предиктора и предиктанта может приходиться на любую дату.

5. Метод оценки регрессии — адаптивный.

6. Выборка произвольная.

7. Результаты расчетов выдаются в виде значений температуры или ее аномалий ($^{\circ}\text{C}$).

8. Предусмотрено картографирование прогностических полей.

В процессе вычисления коэффициентов регрессии для картографирования выдаются только те станции, в которых значение коэффициента корреляции больше 0,2. В связи с этим число пунктов на карте меняется от прогноза к прогнозу. При расчете аномалий использовались так называемые ежедневные нормы, полученные с помощью кубических сплайнов из месячных норм.

Разработанная методика была испытана в период с апреля 1999 г. по сентябрь 2000 г. Месячные прогнозы (ΔT_m) вычислялись каждую декаду (1, 11 и 21-го числа каждого месяца). Оценки проводились традиционно для ДПП [2] по двум параметрам: $\rho_{\text{ср}}$ — по знаку и $\varepsilon_{\text{ср}}$ — средней ошибке ($^{\circ}\text{C}$).

Средние годовые оценки прогнозов ΔT_m

Год	Начало прогноза (число месяца)	$\rho_{\text{ср}}$	$\varepsilon_{\text{ср}}$
1999	1	0,43	1,02
	11	0,20	1,11
	21	0,06	1,20
2000	1	0,56	0,78
	11	0,42	1,16
	21	0,31	1,11
Средняя оценка прогноза за 2 года	1	0,50	0,90
	11	0,31	1,14
	21	0,18	1,16

Как видно из таблицы, прогнозы, рассчитываемые по 1-му числу, дали среднюю оценку за 2 года $\rho_{\text{ср}} = 0,50$ и $\varepsilon_{\text{ср}} = 0,90$. Что касается прогнозов по 11-му числу, оценки за 2 года в среднем оказались на уровне методических ($\rho_{\text{ср}} = 0,31$ и $\varepsilon_{\text{ср}} = 1,14$). Прогнозы по 21-му числу дали самые низкие оценки ($\rho_{\text{ср}} = 0,18$ и $\varepsilon_{\text{ср}} = 1,16$), которые можно считать неудовлетворительными.

Технологическая цепочка ДПП состоит из нескольких этапов.

1. Подготовка ежедневных данных для базы TR (рис. 1). Этот этап не связан непосредственно с составлением ДПП, так как

ПОПОЛНЕНИЕ БАЗЫ "TR"

Начало : Год YYYY Месяц День

Конец, обрабатываемого периода : Месяц День

Имя файла в IRA

- ☒ Все станции
- ☐ Отдельные станции
- ☐ Без контроля
- ☐ С контролем

Рис. 1. Схема окна блока пополнения ежедневных данных.

при расчете регрессии используются данные, начиная с прошедшего года. Однако ее поддержание входит в обязанность оператора, осуществляющего ДПП.

2. Вторым важным этапом является ввод и подготовка прогностических данных за декаду (рис. 2). Этот блок написан на языке Fortran и осуществляет чтение и последующее преобразование данных из локальной сети для использования в месячном прогнозе температуры.

3. Наконец, этап самого прогноза (см. рис. 2). Приведенные в окне элементы в большинстве своем понятны, но некоторые требуют пояснений. Во-первых, устанавливаются даты начала прогноза и начала предиктора. Они могут не совпадать. Например, требуется выдать прогноз с 1 ноября 2000 г. на месяц, который составляется по данным за 28 октября. В этом случае в окне „Начало прогноза” набирают 20001101, в окне „Начало предиктора” — 20001028.

Следует обращать внимание на раздел, где с помощью кнопок устанавливаются различные варианты прогноза аномалии температуры. Кроме этого, можно включить вариант прогноза самой температуры (°C).

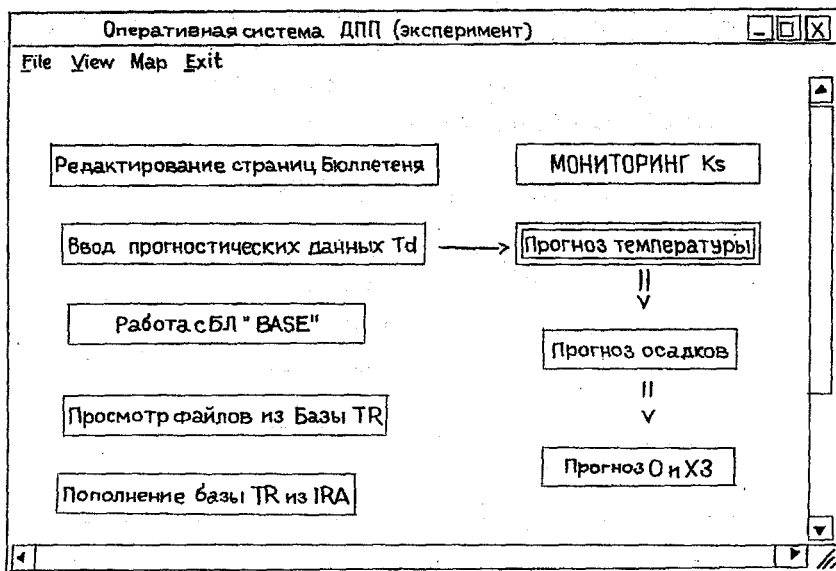


Рис. 2. Схема окна блока оперативной системы ДПП.

Следующий вариант предполагает использовать в качестве предиктора совокупность декадных прогнозов, отстоящих друг от друга на 1—2 суток. Обычно берутся не более трех таких прогнозов.

Последний вариант основан на использовании нестандартной выборки. Возможно применение различных выборок. Для этого при задействованной кнопке „L-выборка” появляется специальное окно, в котором можно задать список начальных дат месяцев, включаемых в выборку. Понятие „месяц” в нашей технологии имеет виртуальный смысл, т. е. он может начинаться с любой даты.

В главном меню окна имеются кнопки, позволяющие выдавать результат в виде карт, редактировать окончательный результат и т. п. При нажатии кнопки „старт” программа запрашивает дополнительные параметры, в частности имя файла, где должны храниться результаты прогноза. В процессе счета в рабочем окне появляется для контроля информация по каждой станции. В конце прогноза выдается информация о количестве

спрогнозированных пунктов, а также средний коэффициент вероятности регрессии по всем пунктам.

Прогноз месячной суммы осадков осуществляется с помощью метода аналогов. Подбор аналогов можно производить по трем вариантам: по прогностическим данным средней месячной температуры Tm , по декадному прогнозу Td , по Tm и Td совместно.

Новым в разработанной технологии является формирование выборки, из которой выявляются аналогичные ситуации. Процедура состоит в следующем. К прогностической аномалии на каждой станции по критерию заданного допуска отбираются случаи со значением средней за 30 дней температуры, вычисляемой по ежедневному архиву с заданным периодом сдвига по времени. Для того чтобы выборка была однородна с точки зрения климатологии средние 30-дневные аномалии температуры ищутся в 3 месяцах каждого года, центральным месяцем из них является прогностический. Если за число лет берется 30, то мы имеем выборку около 540 случаев, а средние значения Tm вычисляются со сдвигом в 5 дней.

Для каждой станции отбирается множество аналогов размерности N , удовлетворяющих условию $Tm - Tm^n < D$, где Tm — средняя месячная аномалия температуры из выборки, Tm^n — аномалия прогноза, D — допуск. Из отобранного множества N вычисляются среднее значение осадков R_N и соответствующее ему среднее квадратическое отклонение σ_{RN} . Из множества N отбирается множество M , удовлетворяющее условию $|R_i - R_N| < \sigma_{RM}$. Затем снова во множестве M находим R_M и соответствующее ему σ_{RM} , после чего окончательное множество аналогов M_1 находится из условия $|R_i - R_M| < \sigma_{RM}$. Среднее из M_1 выдается за прогноз. В процессе счета в рабочем окне выдается информация следующего содержания: номер по порядку, индекс станции, M_1 , N , $\bar{R}_{M_1} \pm \bar{\sigma}_{RM}$ (в % от нормы). В архиве, где хранятся результаты прогноза, записывается индекс станции, $\bar{R}_{M_1}$, $\bar{\sigma}_{RM}$, M_1 .

Для вызова программы в окне оперативной прогностической системы (см. рис. 2) после прогноза средней месячной температуры, нажимается кнопка „Прогноз осадков”. Появляется окно (рис. 3).

Прогноз осадков по БЕД

Дата начала прогностического периода

Период сдвига при осреднении

Допуск (град)

Форма выдачи

☒ Нормированные

☐ В мм

Подбор аналогов по параметрам

☒ T_m

☐ T_d

☐ Оба параметра

Рис. 3. Схема окна блока прогноза осадков.

В этом окне существуют следующие элементы.

1. Дата начала прогностического периода (должна совпадать с датой начала прогноза температуры).
2. Период сдвига при осреднении для получения „средних месячных” значений T_m , R , а также декадных (10-дневных) значений температуры T_1 .
3. Допуск — значение ($^{\circ}\text{C}$) для отбора аналогов (D).
4. Выбор формы выдачи. Результаты можно выдавать нормированные с учетом климатических значений (%) или в миллиметрах.
5. Установка варианта подбора аналогов: по T_m , по T_d , по обоим температурам.
6. Среди действующих кнопок, кроме „Начать” и „Выход”, есть кнопка „Карта”, вызывающая систему расчерчивания карт.
7. В белом поле во время счета появляется следующая информация: номер по порядку, индекс станции, число использованных аналогов и общего числа потенциальных аналогов, среднее значение R из использованных аналогов и σ из этого массива.

В процессе счета выдается запрос на установку количества лет, отобранных при формировании выборки, а также имя файла, где хранятся прогнозы температуры и осадков.

Оценки прогнозов осадков не приводятся, так как их успешность находится на уровне методических прогнозов.

Представленные методы и технологии являются основными элементами, которые составляют систему выпуска месячного бюллетеня погоды, а также детализации погоды внутри месяца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козельцева В. Ф., Педь Д. А., Садоков В. П. О составлении прогноза аномалии температуры воздуха на месяц с нулевой заблаговременностью // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1991. — Вып. 311. — С. 1—14.

2. РД 52.27.284—91. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. — М., 1991. — С. 81—97.

**СВЯЗЬ СКОРОСТИ ВЕТРА
НА ПОБЕРЕЖЬЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
И СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОГО КОЛЕБАНИЯ
В ЗИМНИЙ ПЕРИОД**

Различные расчетные характеристики скорости ветра, такие как среднее и максимальное значения скорости, экстремальная скорость малой вероятности, продолжительность штормов и другие определяются на основе имеющихся рядов значений скорости ветра, как правило, полученных по наблюдениям 1960—1980 гг. Однако в настоящее время появились определенные свидетельства климатических изменений. Даже оставляя за рамками настоящего анализа причины видимых климатических изменений, в данном случае не играет большой роли, вызваны ли они природными причинами или антропогенными. Сейчас стало очевидно, что в характере поля давления над Северной Атлантикой происходят заметные изменения [6, 17]. Они особенно явственно проявляются зимой. В частности, наиболее выраженная низкочастотная мода атмосферной изменчивости, оказывающая влияние на северо-западную Европу — Североатлантическое колебание (САК), т. е. „качели” между аномалиями давления в азорском антициклоне и исландской депрессии, в последние годы имеет тенденцию к увеличению повторяемости положительных значений. Это означает, что наблюдается усиление и азорского антициклона, и исландской депрессии, что ведет к усилению зональной циркуляции и циклонической активности над северо-западной Европой [8, 11]. С одной стороны, это ведет к хорошо определяемому повышению значения зимней температуры [11, 14], с другой — это должно быть выражено в росте значения средней скорости ветра. Поэтому оценки характеристик скорости ветра, выполненные на основе имеющихся рядов наблюдений, могут оказаться нерепрезентативными.

Кроме того, проведенные в последние годы модельные расчеты [3, 10, 12, 15] показывают, что при увеличении концентрации парниковых газов положительные значения САК растут, и эта тенденция сохранится в ближайшие десятилетия. Прямые

расчеты климатических экстремумов при увеличении концентрации парниковых газов показывают, что скорость ветра также должна расти [18], хотя в качестве основной причины этого роста авторы называют уменьшение шероховатости поверхности за счет увеличения площади Мирового океана вследствие повышения его уровня.

Обычно ряды скорости ветра не используются для индикации климатических изменений, и наоборот, воздействие климатических изменений на значение скорости ветра практически не имеет освещения в литературе. Причина этого вполне объективна — данные по ветру очень чувствительны к технике измерений, инструментарию, местным условиям, и поэтому длинные ряды значений скорости ветра негомогенны [13]. Однако для определенных прикладных задач возможно выделить гомогенные выборки значений скорости ветра для получения статистически значимых оценок. Основная цель настоящей работы — выяснить, существует ли статистически значимые связи между САК и скоростью ветра на побережье северо-западной Сибири на основе выборок из имеющихся рядов наблюдений.

В работе использовались ряды значений скорости ветра — данные стандартных срочных 6-часовых наблюдений скорости ветра с 10-минутным осреднением, полученные в 1977—1995 гг. на семи гидрометеорологических станциях, расположенных на побережье юго-западной части Карского моря. Положение станций показано на рис. 1.

Средние месячные индексы САК, описанные в [16], были взяты на сайте NOAA NCER CPC [4].

Наиболее сильный ветер наблюдается в январе и феврале, зима также является сезоном наиболее выраженного проявления САК. Поэтому в работе использовались средние за январь—февраль индексы САК и выборки значений скорости ветра за эти же месяцы.

Для сравнительного анализа скорости ветра при различных условиях данные о ней были разделены на две выборки в соответствии со знаком среднего январского—февральского индекса САК. За имеющиеся 19 лет было семь лет с отрицательным индексом: 1977, 1978, 1979, 1980, 1982, 1985, 1987 гг., все остальные годы характеризуются положительным индексом. Для обеспечения некоторой симметрии были отобраны семь лет с наибольши-

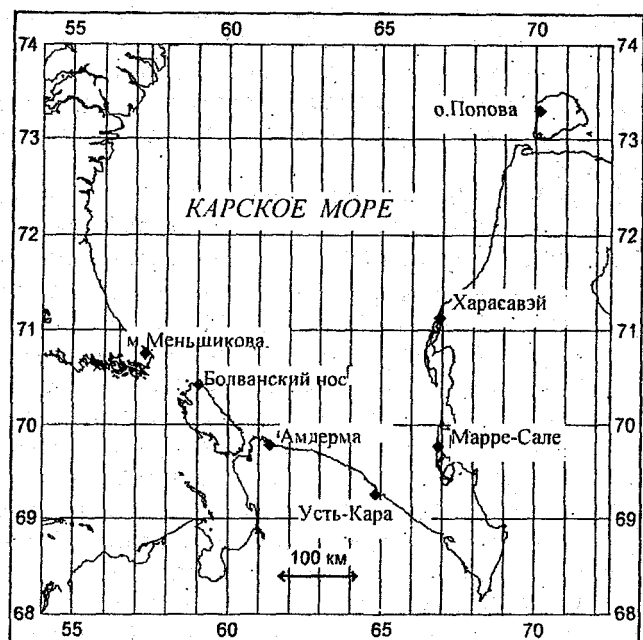


Рис. 1. Положение гидрометеорологических станций на побережье юго-западной части Карского моря.

ми индексами САК: 1981, 1984, 1988, 1989, 1990, 1991, 1993 гг. В годы с отрицательным индексом САК на гидрометеорологической станции (ГМС) Марресале наблюдались, как правило, отрицательные аномалии значений температуры, в годы с положительным индексом — положительные аномалии. Оценки средних значений скорости ветра и оценки значений скорости ветра повторяемостью 1 раз в 100 лет рассчитывались отдельно для лет с положительным индексом САК и отдельно с отрицательным.

Для аппроксимации распределения вероятности значений скорости ветра наиболее подходящим и наиболее используемым является двухпараметрическое распределение Вейбулла [1]. Согласно этому распределению, случайное значение наблюдаемой скорости ветра превысит определенное значение скорости v с вероятностью $F(v)$, задаваемой соотношением

$$F(v) = 1 - P(v) = \exp\left(-\left(\frac{v}{b}\right)^a\right), \quad (1)$$

где $P(v)$ — функция вероятности, b и a — параметры масштаба и формы распределения. Для скорости ветра $b > 0$, $a > 0$.

В логарифмической форме уравнение (1) имеет вид

$$\ln(-\ln F) = a \ln v - a \ln b. \quad (2)$$

Параметры прямой линии, описываемой этим уравнением, могут быть получены методом наименьших квадратов. Для определенного L -летнего периода искомая скорость, наблюдаемая один раз в L лет (V_L), может быть получена как

$$V_L = \exp(a^{-1} \ln(-\ln F_L) + \ln b). \quad (3)$$

Результаты расчетов показаны в табл. 1.

Таблица 1

Наблюденная максимальная скорость ветра, скорость ветра, возможная один раз в 100 лет, параметры распределения Вейбулла, полученные по выборкам для лет с отрицательными и положительными индексами САК

Станция	Знак индекса САК	Наблюденный максимум скорости ветра, м/с	V_{100} м/с	a	b
Амдерма	—	25	27	1,6	6,8
	+	27	28	1,9	8,4
Болванский Нос	—	24	25	1,8	7,4
	+	25	28	1,9	8,5
Мыс Меньшикова	—	22	26	1,5	6,2
	+	25	26	1,8	7,5
Харасавэй	—	20	24	1,6	5,7
	+	29	31	1,7	8,1
Марресала	—	24	26	1,6	6,4
	+	25	27	1,8	7,5
Остров Попова	—	20	24	1,5	5,3
	+	20	23	1,8	6,6
Усть-Кара	—	20	28	1,5	6,3
	+	23	25	1,8	6,9

Видно (см. табл. 1), что максимальная наблюдаемая скорость ветра в годы с положительным индексом САК на всех станциях, кроме Острова Попова, где эти скорости равны, превышает скорость ветра, наблюдаемую в годы с отрицательным индексом. То же можно сказать и о параметре масштаба b распределения Вейбулла, близко связанного со значением средней скорости ветра. Однако параметр формы a показывает, что наклон прямой (α) аппроксимации Вейбулла больше при положительном индексе САК ($\operatorname{tg} \alpha = a$), что ведет к меньшим значениям V_{100} , чем можно было бы ожидать для таких больших значений b (рис. 2). Действительно, сравнение значений, представленных в колонке V_{100} , свидетельствует об отсутствии значимой разницы между оценками, полученными для лет с положительным и отрицательным индексом САК. Все разности не выходят за 95 %-й доверительный интервал оценок V_{100} [9]. Таким образом, в статистическом смысле V_{100} , рассчитанные в годы с положительным индексом САК и в годы с отрицательным индексом, не отличаются друг от друга на всех станциях значение, кроме Харасавэя.

Эмпирическое распределение вероятности и распределение вероятности Вейбулла (уравнение (2) для случаев, когда значение V_{100} при положительном индексе САК превышает значение V_{100} при отрицательном индексе (Харасавэй), когда V_{100} равны (Мыс Меньшикова), и когда значение V_{100} при положительном индексе меньше, чем при отрицательном (Усть-Кара), приведены на рис. 2 a — e соответственно. Эмпирическое распределение для всех станций, включая непоказанные, имеет одну общую особенность: в области малой вероятности (больших значений скорости ветра) кривые на графиках распределения при отрицательных индексах САК становятся круче, т. е. с уменьшением вероятности значение скорости увеличивается медленнее, чем при аппроксимации прямой, описываемой формулой (2), в то же время кривые на графиках при положительном индексе становятся более пологими. Это означает, что формальная экстраполяция прямой линии распределения Вейбулла в область малой вероятности ведет к завышенной оценке значения V_{100} в годы с отрицательным индексом САК и к заниженной оценке значения V_{100} в годы с положительным индексом. Разумеется, результаты, полученные по семидетним рядам, недостаточно надежны для строгих выводов, однако может оказаться, что в ближайшее время

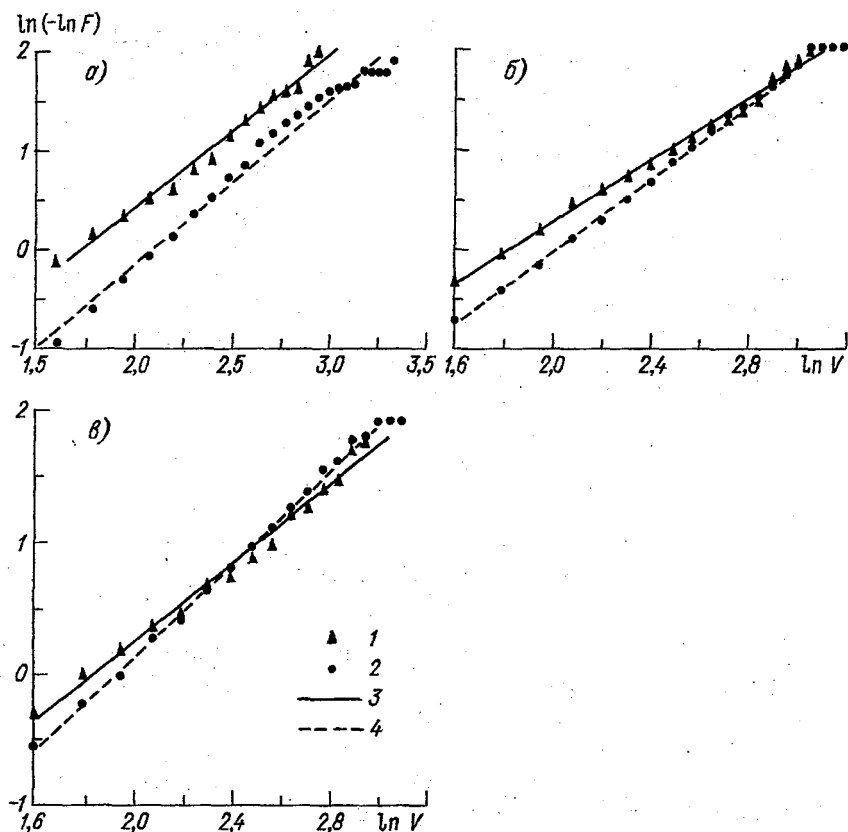


Рис. 2. Эмпирическое распределение вероятности для лет с отрицательным индексом САК (1) и положительным индексом САК (2) и их аппроксимаций распределением Вейбулла (3 и 4 соответственно) для станций Харасавэй (а), Мыс Меньшикова (б), Усть-Кара (в).

наблюдаемое значение скорости ветра превысит значения V_{100} , полученные на основе рядов наблюдений, проведенных в 1960—1980 гг.

Полученные ранее различия b между годами с отрицательным и положительным индексом САК (см. табл. 1) предполагают дальнейшее проведение теста на различие средних значений выборок. Так как распределение вероятности скорости ветра отли-

чается от нормального, применение стандартного в таких случаях t -теста здесь бессмысленно. Поэтому был применен ранговый тест Вилкоксона [2]: для сравнения двух выборок размером N_1 и N_2 они объединяются в единый ряд размером $N = N_1 + N_2$, и он ранжируется в соответствии с возрастанием значений его членов. Очевидно, что если обе выборки принадлежат одной генеральной совокупности, то средний ранг первой выборки MR_1 , рассчитанный по объединенному ряду, должен быть близок к среднему рангу объединенного ряда, $MR = (N + 1)/2$. Это же утверждение справедливо и для второй выборки, и так как статистика Вилкоксона для первой и второй выборок симметрична относительно нуля, достаточно получить оценку только для одной из выборок.

Статистика Вилкоксона определяется как

$$u = \frac{MR_1 - MR}{\sigma R}, \quad (4)$$

где

$$\sigma R = \left(\frac{((N^2 - 1)N - \sum T_i N_i)}{12N_1 N(N - 1)} \right)^{0.5}; \quad (5)$$

$T_i = (t_i - 1)t_i(t_i + 1)$ — поправка на группы совпадающих по значению членов выборки; t_i — число членов в i -группе, причем все члены группы имеют одинаковый ранг.

В случае справедливости нулевой гипотезы (H_0) средние выборок не отличаются друг от друга, статистика u имеет стандартизированное нормальное распределение ($\mu = 0$, $\sigma = 1$), при условии, что и N_1 , и N_2 больше 20, а члены выборок наблюдений независимы.

Так как анализируемые выборки для всех станций автокоррелируемы, значения коэффициента автокорреляции со сдвигом один лежат в диапазоне 0,70—0,75, значимость статистики u оценивалась по табличным данным [19].

Результаты анализа приведены в табл. 2. Для всех станций и медиана, и среднее значение для лет с положительным индексом САК превышают соответствующие значения, полученные для лет с отрицательным индексом. При этом для четырех станций это различие значимо на 5 %-м уровне или выше, для двух станций уровень значимости лежит в интервале 10—5 %. Различие незначимо на 10 %-м уровне только для Усть-Карты. Это говорит

Таблица 2

Медиана и среднее значение скорости ветра для лет с отрицательным и положительным индексом САК, а также статистика u

Станция	Индекс САК	Медиана, м/с	Среднее значение, м/с	u
Амдерма	—	5	6,5	9,41
	+	7	7,9	
Болванский Нос	—	5	6,9	6,49
	+	6	8,0	
Мыс Меньшикова	—	4	5,9	9,18
	+	6	7,1	
Харасавэй	—	4	5,6	16,55
	+	6	7,8	
Марресаля	—	5	6,3	7,90
	+	6	7,2	
Остров Попова	—	4	5,4	9,31
	+	5	6,4	
Усть-Кара	—	4	6,1	3,63
	+	5	6,4	

о том, что значение средней скорости ветра при положительных значениях САК существенно выше, чем при отрицательных. Другими словами, положительная фаза САК сопровождается усилением циклонической активности в регионе, что ведет к усилению среднего значения скорости ветра (см. табл. 1), так же как и к росту наблюдаемых экстремальных значений скорости ветра (см. табл. 2).

Для проверки результатов, полученных на больших, но автокоррелируемых выборках, был проведен еще один тест. Для него были построены последовательно независимые выборки. Они включали только максимальные значения скорости ветра, отобранные методом „независимых штормов” [5]. В качестве независимых штормов в соответствии с рекомендациями [3, 5] принимались непрерывные периоды, когда значение скорости ветра превышало 5 м/с. Выборки рассматривались как последовательно некоррелируемые, и значимость статистики u (уравнение (4)) оценивалась с применением стандартизированного нормального распределения. В этом эксперименте и N_1 , и N_2 для всех станций были в пределах 150—200.

Результаты эксперимента показаны в табл. 3. Утверждение о различии средних значений значимо на 5 %-м уровне или выше для трех станций, для двух — на 10—5 %-м уровне, для двух оставшихся это утверждение незначимо на 10 %-м уровне. Для всех пяти „значимых” станций и медиана, и среднее значение скорости ветра в годы с положительным индексом САК больше, чем в годы с отрицательным индексом. В целом можно сказать, что результаты последнего эксперимента подтверждают результаты предыдущего.

Таким образом, и анализ автокоррелируемых рядов, и анализ рядов независимых данных дали одинаковый результат: для большинства станций выборка 1 (отрицательная фаза САК) и выборка 2 (положительная фаза САК) принадлежат к различным генеральным совокупностям, причем значение средней скорости ветра выше при положительной фазе САК.

В целом изменчивость САК, оказывая влияние на циклоническую активность над северо-западной Евразией, находит отражение в наблюдаемом значении скорости ветра на севере Западной Сибири.

Таблица 3

Медиана и среднее значение скорости ветра для лет с отрицательным и положительным индексом САК, а также статистика *u* (по методу „независимых штормов”)

Станция	Индекс САК	Медиана, м/с	Среднее значение, м/с	<i>u</i>
Амдерма	—	9	10,6	1,81
	+	11	11,5	
Болванский Нос	—	8	10,3	1,81
	+	11	11,4	
Мыс Меншикова	—	8	9,3	2,89
	+	10	10,3	
Харасавэй	—	8	9,4	2,55
	+	10	10,7	
Марресаля	—	8	9,5	2,00
	+	10	10,3	
Остров Попова	—	8	9,0	1,38
	+	8	9,4	
Усть-Кара	—	9	9,8	0,79
	+	9	10,1	

В годы, когда фаза САК положительна, значение средней скорости ветра и максимальной наблюдаемой скорости ветра превышают значения скорости ветра в годы отрицательной фазы САК, причем для значения средней скорости ветра это различие статистически значимо.

Статистически значимых различий между оценками значения скорости ветра, возможной 1 раз в 100 лет, не обнаружено. Однако сопоставление эмпирических кривых с аппроксимирующей прямой Вейбулла свидетельствует, что для лет с положительной фазой САК эта оценка занижена, в то время как для лет с отрицательной фазой САК — завышена.

Если тенденция к преобладанию положительной фазы САК сохранится, характеристики скорости ветра, рассчитанные по рядам наблюдений 1960—1980 гг., могут оказаться нерепрезентативными для изменившихся условий, причем значение скорости ветра окажется заниженным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кошинский Ц. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза, ч. 2. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 392 с.
2. Четыркин, Е. М., Калихман И. Л. Вероятность и статистика. — М.: Финансы и статистика, 1982. — 320 с.
3. An analysis of extra-tropical storms in the North Atlantic region as simulated in a control and 2 · CO₂ time-slice experiment with a high resolution atmospheric model / J. J. Beersma, K. M. Rider, G. J. Komen et al. // *Tellus*. — 1997. — Vol. 49A. — P. 347—361.
4. Bell G. D. Northern Hemisphere Teleconnection Patterns, 1998, <http://nic.fb4.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>.
5. Cook N. J. Towards better estimation of extreme winds // *J. Wind eng and ind aerodyn.* — 1982. — Vol. 9. — P. 295—323.
6. Detection and attribution of recent climate change: a status report / T. P. Barnett, K. Hasselmann, M. Chelliah et al. // *Bul. am met soc.* — 1999. — Vol. 80. — P. 2631—2660.
7. Harris R. I. Improvements to the „method of independent storms” // *J. Wind eng and ind aerodyn.* — 1999. — Vol. 80. — P. 1—30.
8. Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the northern hemisphere circulation / M. C. Serreze, F. D. Carsey, R. G. Barry, J. C. Rogers // *J. Climate*. — 1997. — Vol. 10. — P. 453—464.
9. Kryjov V. N. Accuracy estimates of multidecade return period wind velocity values over shelf // *Proc. of the seventh (1997) International offshore and polar engineering conference*. — Honolulu, USA. — May 25—30. — 1997. — Vol. 3. — P. 259—264.

10. North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks / M. Schubert, J. Perlwitz, R. Blender et al. // *Clim. Dyn.* — 1998. — Vol. 14. — P. 827—838.
11. Rogers J. C. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe // *J. Climate.* — 1997. — Vol. 10. — P. 1635—1647.
12. The North Atlantic oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change / H. Paeth, A. Hense, R. Glowienka-Hense et al. // *Clim. Dyn.* — 1999. — Vol. 15. — P. 953—960.
13. Schmith T., Kaas E., Li T.-S. Northeast Atlantic winter storminess 1875—1995 re-analysed // *Clim. Dyn.* — 1998. — Vol. 14. — P. 529—536.
14. Status of and outlook for large-scale modeling of atmosphere—ice—ocean interactions in the Arctic / D. Randall, J. Curry, D. Battisti et al. // *Bul. am met soc.* — 1998. — Vol. 79. — P. 197—219.
15. Ulbrich U., Christoph M. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing // *Clim. Dyn.* — 1999. — Vol. 15. — P. 551—559.
16. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter // *Mon. Wea. Rev.* — 1981. — Vol. 109. — P. 784—812.
17. Walsh J. E., Chapman W. L., Shy T. L. Recent decrease of sea level pressure in the Central Arctic // *J. Climate.* — 1996. — Vol. 9. — P. 480—486.
18. Zwiers F. W., Kharin V. V. Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO₂ doubling // *J. Climate.* — 1998. — Vol. 11. — P. 2200—2222.
19. Zwiers F. W., von Storch H. Taking serial correlation into account in tests of the mean // *J. Climate.* — 1995. — Vol. 8. — P. 336—351.

**МЕТОД РАСЧЕТА КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ,
ВЫПАДАЮЩИХ ИЗ ОБЛАЧНОСТИ КАПЕЛЬНОГО
И СМЕШАННОГО ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ,
ОСНОВАННЫЙ НА ПАРАМЕТРИЗАЦИИ
МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Осадки являются компонентом водного баланса атмосферы и поверхности земли, и их правильное описание важно как для прогноза погоды, так и для задач климатологии. В большинстве современных научно-исследовательских моделей прогноза погоды и климата, а также в оперативных прогностических схемах, методы расчета количества осадков базируются на анализе поля влажности. Наиболее распространенным является метод расчета количества осадков на основе вычисления превышения влажности над насыщающей влажностью и выпадения всей сконденсировавшейся влаги [8]. Такой подход приводит к тому, что неправильно описывается весь цикл преобразования влаги в атмосфере, так как вся сконденсировавшаяся влага мгновенно выпадает из атмосферы на подстилающую поверхность. Более того, в этом случае нельзя учесть эффекты, связанные с усилением осадкообразования в облаках смешанного типа, ввиду невозможности определить соотношение между каплями и кристаллами в облачном слое.

Для более детального описания физики процесса осадкообразования необходимо иметь информацию о значении водности облаков δ . Такой подход позволяет построить схему расчета количества осадков, основанную на принципе выпадения некоторой доли воды, имеющейся в облаке. Само облако при этом продолжает существовать, имея определенную водность.

Подобные схемы расчета количества осадков, основанные на интегрировании по вертикали превышения водности облака над критической водностью $\delta_{кр}$, характеризующей долю воды, остающуюся в облаке после выпадения осадков, предложены в работах [11—13, 15]. Однако следует отметить, что значение критической водности в данных работах принимается постоянным, что приводит к существенному разбросу в значениях интенсивности осадков, как показано в работе [2].

Однако заведомо можно сказать, что критическая водность, характеризующая долю воды, остающуюся в облаке после выпадения осадков, должна зависеть от микрофизики процесса осадкообразования. При таком подходе критическая водность является переменной величиной, что снимает вопрос о выборе ее в виде некоторого постоянного значения.

Величина $\delta_{кр}$ (кг/м³) определяется через микрофизические характеристики облака как доля облачных капель, меньших определенного критического радиуса, по следующей формуле [2]:

$$\delta_{кр} = \frac{4}{3} \pi \rho_k n \int_0^{r_{кр}} r^3 f(r) dr, \quad (1)$$

где $r_{кр}$ — минимальное значение радиуса облачной капли, при котором она может преодолеть вертикальные движения на нижней границе облака и выпасть как капля осадков; $f(r)$ — функция распределения облачных капель по размерам; ρ_k — плотность воды (кг/м³); n — концентрация капель (1/м³); r — радиус капли.

Для того чтобы описать изменение критической водности, необходимо рассчитать изменение во времени функции распределения облачных капель, которое определяется микрофизикой процесса осадкообразования. Функцию распределения облачных капель по размерам выберем в виде двухпараметрического гамма-распределения:

$$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right). \quad (2)$$

При этом будем считать, что изменение функции распределения во времени определяется изменением параметра β , характеризующего средний размер облачных частиц, второй параметр α считается фиксированным. В частности, при $\alpha = 2$ получается широко известная из наблюдений функция распределения Хргиана—Мазина [6].

Параметр распределения β связан со средним радиусом облачных капель r_1 следующим соотношением [6]:

$$r_1 = (\alpha + 1) \beta. \quad (3)$$

Таким образом, чтобы определить изменение параметра β и, следовательно, определить изменение спектра облачных капель, необходимо определить Δr_1 . Изменение среднего радиуса облачных капель Δr_1 за интервал времени Δt рассчитывается, согласно [2], по следующей формуле:

$$\Delta r_1 = \int_0^{\infty} \Delta r f(r) dr. \quad (4)$$

Для определения Δr_1 необходимо описать изменение радиуса облачных капель Δr в процессе осадкообразования. Рассмотрим вначале механизмы роста облачных частиц в капельном облаке.

В качестве основного механизма роста облачных капель на стадии осадкообразования принимается гравитационная коагуляция. Расчет $(dr/dt)_r$ производится по формуле, приведенной в [7]:

$$\left(\frac{dr}{dt} \right)_r = \frac{\bar{E} \delta}{4\rho_k} U(r), \quad (5)$$

где $\bar{E}$ — средний коэффициент захвата облачных капель, $U(r)$ — скорость падения облачных капель.

Так как рассматривается процесс осадкообразования внутри облака, где присутствуют капли размером меньше 100 мкм, то для аппроксимации скорости падения облачных капель с достаточной степенью точности можно воспользоваться формулой Стокса [7]:

$$U(r) = k_1 r^2, \quad (6)$$

где $k_1 = 1,19 \cdot 10^8 \text{ 1/(м} \cdot \text{с)}$ — постоянная.

В качестве дополнительного фактора, влияющего на рост капель в облаке, учитывается механизм роста капель за счет внутриоблачной турбулентности. Изменение концентрации облачных частиц в результате турбулентных флуктуаций в облаке рассчитывается по следующей формуле [10]:

$$\left(\frac{dn}{dt} \right)_T = -\frac{64}{3} \pi r^3 n^2 \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right|,$$

где $|\partial V / \partial s|$ — модуль градиента вектора скорости ветра в атмосфере.

Учитывая, что приращение радиуса облачных капель dr связано с приращением их концентрации dn следующей формулой [5]:

$$dr = -\frac{(\bar{r}_3)^3}{3r^2} \frac{dn}{n},$$

и вводя водность облака $\delta = 4\pi\rho_k(\bar{r}_3)^3/3$, получим приращение размера облачной капли в результате действия внутриоблачной турбулентности:

$$\left(\frac{dr}{dt}\right)_T = \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} r \left|\frac{\partial V}{\partial s}\right|. \quad (7)$$

Величина $|\partial V / \partial s|$ в работе [9] определяется через энергию турбулентности ε по следующей формуле:

$$\left|\frac{\partial V}{\partial s}\right| = \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}}, \quad (8)$$

где ν — кинематическая вязкость воздуха.

В результате изменение радиуса облачных частиц в капельном облаке Δr за время Δt рассчитывается как сумма формул (5) и (7) с подстановкой в формулы (6) и (8):

$$\Delta r = \left[\left(\frac{dr}{dt}\right)_r + \left(\frac{dr}{dt}\right)_T \right] \Delta t = \left[\frac{\bar{E}\delta}{4\rho_k} k_1 r^2 + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} r \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} \right] \Delta t. \quad (9)$$

После подстановки выражения (9) в (4), при $f(r)$, заданной по формуле (2), после вычисления интеграла, с учетом связи (3) между $\bar{r}_1'$ и β , для изменения параметра функции распределения $\Delta\beta$ в капельном облаке получается следующая формула:

$$\Delta\beta = \left((\alpha + 2) \frac{\bar{E}\delta}{4\rho_k} k_1 \beta^2 + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} \beta \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} \right) \Delta t. \quad (10)$$

Таким образом, путем описания изменения параметра β по формуле (10) учитывается изменение функции распределения в результате процесса осадкообразования в капельном облаке.

Для обобщения предложенного микрофизического метода для смешанных облаков, состоящих как из переохлажденных капель, так и из кристаллов льда, необходимо учесть физические процессы, связанные с двухфазностью облаков. Будем считать, что величина δ в области отрицательных значений температуры в интервале $0-40^\circ\text{C}$ представляет собой удельное количество облачной воды в двух фазах (вода + лед). Для относительной доли ледяных кристаллов в облаке P примем зависимость, полученную в работе [15], аппроксимирующую результаты обобщения данных самолетных наблюдений, выполненные Л. Т. Матвеевым [4]:

$$P = 1 - A(1 - \exp(-x^2)), \quad (11)$$

где $A = 1,058$ — нормировочная константа, $x = (T - 232)/24,04$, T — температура.

Отметим, что формула (11) аппроксимирует P как функцию температуры только в интервале $232-273\text{ K}$. При $T > 273\text{ K}$ $P = 0$, а при $T < 232\text{ K}$ $P = 1$.

В смешанных облаках, наряду с процессом захвата облачных частиц на стадии осадкообразования, важную роль играет так называемый процесс Бергерова—Финдайзена, состоящий в интенсивной сублимации водяного пара на кристаллах льда. Для параметризации этого эффекта рассмотрим уравнение конденсационного роста облачной частицы [7]:

$$\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{кон}} = \frac{\rho D}{\rho_k r} (s_\infty - s_k). \quad (12)$$

Здесь D — коэффициент диффузии, ρ — плотность воздуха.

В результате подстановки (12) в (4), при $f(r)$, заданной по формуле (2), после вычисления интеграла с учетом связи (3) между $\tilde{r}_1'$ и β , для изменения параметра функции распределения в результате процесса конденсации получается следующая формула:

$$\Delta\beta_{\text{кон}} = \frac{\rho D}{2\rho_{\text{к}}(\alpha + 1)\beta} (s_{\infty} - s_{\text{к}}) \Delta t. \quad (13)$$

Так как в смешанном облаке изменение параметра функции распределения может происходить в результате конденсационного и сублимационного роста как на облачных каплях, так и на кристаллах, то среднее изменение параметра β для облака, состоящего на P -ю часть из кристаллов и соответственно, на $(1 - P)$ -ю часть из капель, можно записать в следующем виде:

$$\Delta\beta_{\text{кон}} = (1 - P)\Delta\beta_{\text{к}} + P\Delta\beta_{\text{крист}}. \quad (14)$$

Из (13) и (14) получаем

$$\Delta\beta_{\text{кон}} = \left((1 - P) \frac{\rho D}{2\rho_{\text{к}}(\alpha + 1)\beta_0} (s_{\infty} - s_{\text{к}}) + P \frac{\rho D}{2\rho_{\text{кр}}(\alpha + 1)\beta_0} (s_{\infty} - s_{\text{крист}}) \right) \Delta t. \quad (15)$$

Ввиду того что, по данным работ [4, 5, 9], пересыщение над каплями в смешанных облаках на три порядка меньше пересыщения над кристаллами, то с достаточной степенью точности слагаемым, учитывающим конденсационный рост на каплях, в (15) можно пренебречь. Тогда вместо (15) получаем

$$\Delta\beta_{\text{кон}} = P \frac{\rho D}{2\rho_{\text{кр}}(\alpha + 1)\beta} (s_{\infty} - s_{\text{крист}}) \Delta t. \quad (16)$$

Отметим, что пересыщение над кристаллами $(s_{\infty} - s_{\text{кр}})$ в смешанном облаке не является постоянной, а зависит от соотношения количества капель и кристаллов. Для ее параметризации предположим, что до начала образования кристаллов капли облака находятся в состоянии, близком к состоянию насыщения над водой. Тогда первые кристаллы, появляющиеся в облаке, будут находиться в состоянии пересыщения, равном разности давления насыщенного водяного пара над водой и льдом — $\Delta s_{\text{вд}}$.

Следовательно, первое условие для определения пересыщения над кристаллами можно записать в следующем виде:

$$(s_{\infty} - s_{\text{крист}}) \cong \Delta s_{\text{вл}} \text{ при } P \cong 0. \quad (17)$$

Отметим, что результаты самолетных измерений [4, 6, 10] показывают, что пересыщение в кристаллических облаках очень мало и при температурах ниже -35°C составляет порядка 10^{-11} — 10^{-12} . В этом случае второе условие для определения пересыщения над кристаллами можно записать в следующем виде:

$$(s_{\infty} - s_{\text{крист}}) \rightarrow 0 \text{ при } P \rightarrow 1. \quad (18)$$

Будем считать, что с ростом P пересыщение по отношению к кристаллам линейно падает от значения $\Delta s_{\text{вл}}$ до практически малых значений при $P = 1$. Тогда для $(s_{\infty} - s_{\text{крист}})$ получается линейная формула, удовлетворяющая условиям (17) и (18):

$$(s_{\infty} - s_{\text{крист}}) = (1 - P)\Delta s_{\text{вл}}. \quad (19)$$

Формула (16) изменения параметра функции распределения с учетом (19) примет следующий вид:

$$\Delta\beta_k = P(1 - P) \frac{\rho D}{2\rho_{\text{кр}}(\alpha + 1)\beta} \Delta s_{\text{вл}}. \quad (20)$$

Из формулы (20) видно, что при $P = 0,5$ функция имеет максимум, что отвечает физическому содержанию процесса Берже-рона—Финдайзена, изложенному в работах [7, 15]. Этот факт отмечается также и в экспериментальных исследованиях [3], где указано, что максимальная интенсивность осадков в смешанных облаках наблюдается при наличии примерно равного количества облачных капель и кристаллов.

Таким образом, наряду с приращением параметра β , рассчитанного по формуле (10), в смешанном облаке возникает дополнительное его приращение в результате процесса Берже-рона—Финдайзена, рассчитываемое по формуле (20). Формула изменения параметра β для облака смешанного фазового состояния имеет следующий вид:

$$\beta_1 = \beta_0 + \left((\alpha + 2) \frac{\bar{E}\delta}{4\rho_k} k_1 \beta_0^2 + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} \beta_0 \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}} + \right. \\ \left. + P(1 - P) \frac{\rho D}{2\rho_{кр}(\alpha + 1)\beta_0} \Delta s_{вл} \right) \Delta t, \quad (21)$$

где β_0 и β_1 — значения параметра функции распределения в начале и конце временного интервала Δt соответственно.

Значение критической водности рассчитывается на основе значений параметра β_1 , полученных на конкретном интервале счета Δt , согласно следующей формуле [2]:

$$\delta_{кр} = \delta I_{\text{КОЛГ}}(\beta_1, r_{кр}), \quad (22)$$

где

$$I_{\text{КОЛГ}}(\beta_1, r_{кр}) = 1 - \frac{1}{m!} \exp\left(-\frac{r_{кр}}{\beta_1}\right) \sum_{i=0}^m \frac{m!}{(m-i)!} \left(\frac{r_{кр}}{\beta_1}\right)^{m-i}, \quad m = 3 + \alpha.$$

Интенсивность осадков I (мм/ч), выпадающих из слоя облаков толщиной ΔH (м), может быть рассчитана по значениям водности облака и критической водности, сформировавшейся за время Δt , по следующей формуле:

$$I = \frac{3,6 \cdot 10^6}{\rho_k} \frac{(\delta(t_0) - \delta_{кр}(t_0 + \Delta t))}{\Delta t} \Delta H. \quad (23)$$

Расчет критической водности, а следовательно, и количества осадков зависит от выбора параметров, входящих в формулы (21) и (22). Ими являются значение критического радиуса $r_{кр}$, входящее в формулу (22), и значения среднего коэффициента захвата капель $\bar{E}$ и энергии турбулентности в облаке ε , входящие в формулу (21). Так же исследуем зависимость критической водности от температуры, функциями которой являются доля ледяных кристаллов в облаке P и разность давлений насыщения водяного пара над водой и льдом $\Delta s_{вл}$.

Для $r_{кр}$ в работе [2] было получено, что значение $r_{кр}$ для слоистообразной облачности может изменяться в пределах от 40 до 70 мкм и вариации $r_{кр}$ в этих пределах влияют на значение критической водности не более чем на 10—15 %. Поэтому ввиду малого влияния этого параметра в дальнейших расчетах можно принять $r_{кр} = 50$ мкм.

Рассмотрим зависимость критической водности от среднего коэффициента захвата $\bar{E}$. В работе [1] были проведены оценки значений $\bar{E}$ и показано, что для слоистообразной облачности она изменяется от 0,1 до 0,2. На рис. 1 представлено изменение значения критической водности во времени при фиксированном значении водности облака $\delta = 0,6 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, значения $r_{кр} = 50$ мкм и различных значениях параметра $\bar{E}$. Из рисунка видно, что при меньших значениях $\bar{E}$ величина $\delta_{кр}$ медленнее меняется во времени и это тормозит процесс осадкообразования. В течение 30 мин от начала счета в конкретные моменты времени различия в значениях $\delta_{кр}$ при $\bar{E} = 0,1 \dots 0,2$ составляют менее 20 %, поэтому довольно хорошим приближением в дальнейших расчетах можно считать значение $\bar{E} = 0,15$.

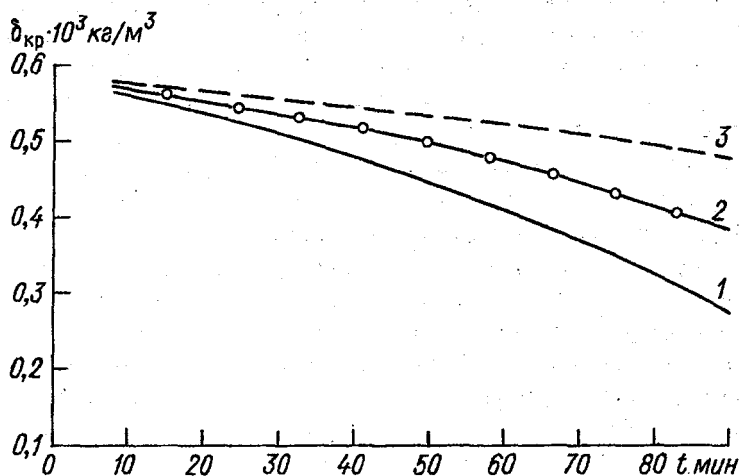


Рис. 1. Зависимость $\delta_{кр}$ от времени при водности облака $\delta = 0,6 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $r_{кр} = 50$ мкм при разных значениях коэффициента захвата $\bar{E}$.

1 — $\bar{E} = 0,2$, 2 — $\bar{E} = 0,15$, 3 — $\bar{E} = 0,1$.

Для сравнительной оценки первого и второго слагаемых, отражающих процесс осадкообразования в капельном облаке, в формуле (21) необходима информация о значении энергии турбулентности внутри облака ϵ . Ниже представлены значения энергии турбулентности ϵ и значения $|\partial V/\partial s|$ в 1/с, рассчитанные по формуле (8) для облаков различных форм:

	St, As	Ac, Sc	Ns	Cu
$\epsilon \text{ м}^2/\text{с}^3$	$3 \cdot 10^{-4}$	$14 \cdot 10^{-4}$	$40 \cdot 10^{-4}$	$100 \cdot 10^{-4}$
$ \partial V/\partial s \text{ 1/с}$	0,9	2,0	3,5	5,5

Значения энергии турбулентности ϵ , относящиеся к облачности слоистообразного типа (St—Ns), взяты из работы [6]. Значение $\epsilon \approx 100 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$, относящееся к кучевой облачности, взято из работы [14]. Следует отметить, что в работе [14], приводятся и большие значения энергии турбулентности $\epsilon \approx 1000 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$, наблюдаемые в мощных кучево-дождевых облаках.

На рис. 2 представлено изменение во времени значение критической влажности для капельного облака без учета и с учетом влияния турбулентности. Кривая 3 на рис. 2 соответствует критической влажности, рассчитанной без учета влияния турбулентности ($\epsilon = 0 \text{ м}^2/\text{с}^3$) для слоисто-дождевого облака с относительно большим значением влажности $\delta = 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$. Кривая 4 соответствует точно такой же влажности облака, только при расчете $\delta_{кр}$ учитывалось наличие турбулентности с $\epsilon = 40 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ (характерное значение для слоисто-дождевых облаков взято по приведенным выше данным). Сравнение кривых 3 и 4 показывает, что даже по прошествии времени порядка 100 мин, различие в значениях $\delta_{кр}$ составляет не более 10 %. Так как в слоистообразных облаках обычно наблюдаются меньшие значения влажности и турбулентных градиентов поля скорости, то из сказанного можно сделать вывод о том, что турбулентные пульсации не могут существенно повлиять на скорость роста облачных капель до осадкообразующего размера в слоистообразных облаках. Этот факт проиллюстрирован на том же рисунке. Здесь приведено изменение критической влажности для облака с $\delta = 0,3 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$ без влияния турбулентности (кривая 1) и при

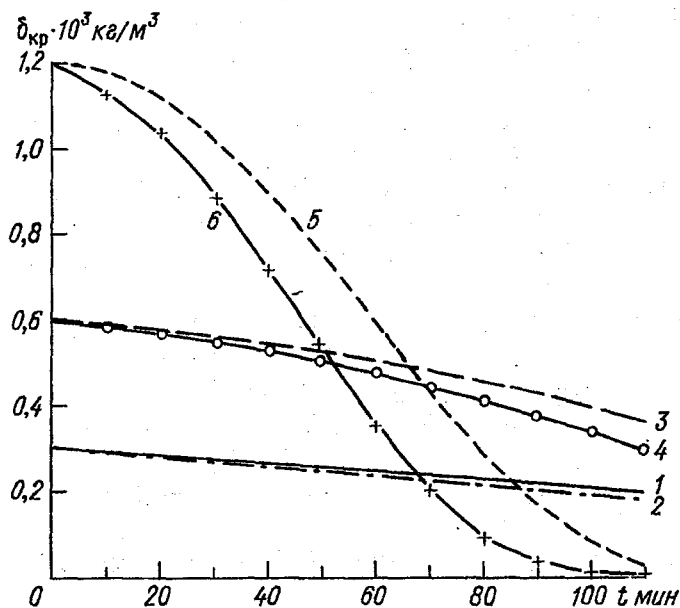


Рис. 2. Зависимость $\delta_{кр}$ от времени при $r_{кр} = 50$ мкм, $\bar{E} = 0,15$ при разных значениях водности облака с учетом и без учета влияния турбулентности на скорость роста облачных капель.

1 — $\delta = 0,3 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $\varepsilon = 0$ м²/с³; 2 — $\delta = 0,3 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $\varepsilon = 14 \times 10^{-4}$ м²/с³; 3 — $\delta = 0,6 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $\varepsilon = 0$ м²/с³; 4 — $\delta = 0,6 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $\varepsilon = 40 \cdot 10^{-4}$ м²/с³; 5 — $\delta = 1,2 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $\varepsilon = 0$ м²/с³; 6 — $\delta = 1,2 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, $\varepsilon = 100 \cdot 10^{-4}$ м²/с³.

значении $\varepsilon = 14 \cdot 10^{-4}$ м²/с³ (кривая 2). Различие между кривыми 1 и 2 мало (см. рис. 2).

Для сравнения приведем оценки для конвективной облачности. В этом случае внутриоблачная турбулентность сильно влияет на изменение критической водности. Так, на рис. 2 различие между кривыми 5 (при $\varepsilon = 0$ м²/с³) и 6 (при $\varepsilon = 100 \cdot 10^{-4}$ м²/с³ — значение ε из таблицы, характерное для кучевых облаков), рассчитанными для кучевого облака с водностью $\delta = 1,2 \cdot 10^{-3}$ кг/м³, составляет 20—30 %. Из хода кривых 5 и 6 видно, что внутриоблачная турбулентность в конвективном облаке вносит более существенную поправку в скорость роста облачных капель до

осадкообразующего размера и это отражается на уменьшении величины $\delta_{кр}$ и увеличении количества осадков.

Таким образом, выявлено, что зависимость $\delta_{кр}$ от микрофизических параметров $\bar{E}$ и $r_{кр}$ является не слишком сильной, и эти величины в первом приближении можно заменить постоянными значениями. Величина ϵ также может быть заменена постоянным значением, различным для слоистых и кучевых облаков ($\epsilon = 14 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ для слоистой и $\epsilon = 100 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ для кучевой облачности).

Рассмотрим теперь роль дополнительного изменения параметра функции распределения $(\Delta\beta/\Delta t)$ в смешанном облаке в результате процесса Бергерона—Финдайзена, рассчитываемого по формуле (20). На рис. 3 представлена скорость изменения параметра β в зависимости от температуры θ для двух различных уровней в атмосфере при $\beta_0 = 5,0 \text{ мкм}$. Характер скорости роста параметра β довольно хорошо согласуется с результатами, полученными Баерсом [7] для скорости роста кристаллов в смешан-

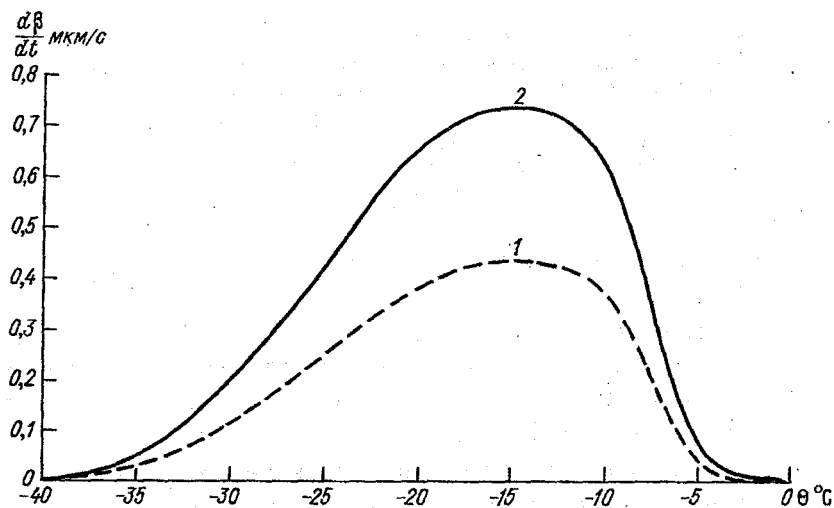


Рис. 3. Скорость изменения параметра функции распределения $\Delta\beta/\Delta t$ в результате интенсификации процесса осадкообразования в смешанных облаках в зависимости от температуры на уровне 850 гПа (1) и 500 гПа (2).

ном облаке в зависимости от температуры. Из рисунка видно, что интенсификация процесса осадкообразования в результате присутствия ледяной фазы в облаке наблюдается в интервале температуры $-5...-35^{\circ}\text{C}$, причем при $\theta = -15^{\circ}\text{C}$ наблюдается максимальная интенсификация. При температурах выше -5°C значение $\Delta\beta/\Delta t$ близко к нулю, поэтому в этом интервале температур процесс осадкообразования, как и в теплых облаках, будет происходить в основном под влиянием коагуляции капель. При температуре ниже -30°C , когда в облаке преобладают ледяные кристаллы (P близко к 1), значение $\Delta\beta/\Delta t$ постепенно падает до нулевого. Так же видно (см. рис. 3), что с ростом уровня атмосферы значение $\Delta\beta/\Delta t$ растет. Так, для уровня $p = 500$ гПа скорость роста параметра функции распределения при $\theta = -15^{\circ}\text{C}$ превышает соответствующее значение при $p = 850$ гПа в 1,5 раза. Однако возможность выпадения заметного количества осадков с уровня $p = 500$ гПа сильно затруднена ввиду того, что там редко наблюдаются большие значения водности.

На рис. 4 в качестве примера расчета по предложенному методу представлено изменение критической водности во времени, рассчитанное по формулам (21) и (22) для облаков различного

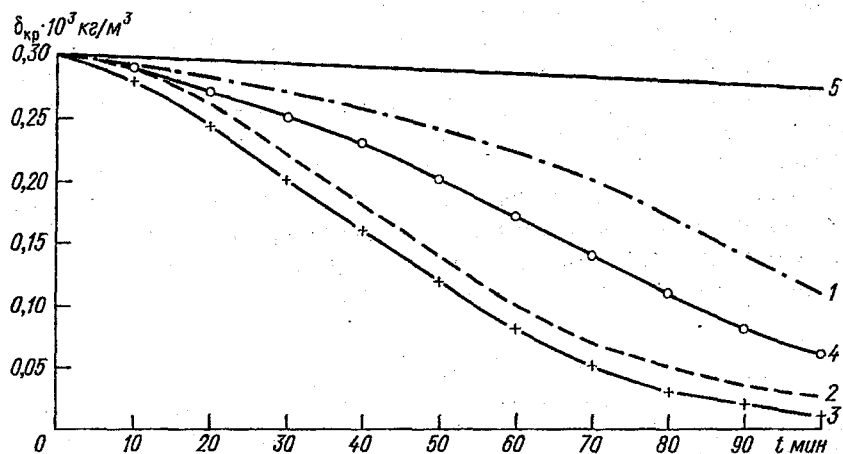


Рис. 4. Временной ход критической водности при различном фазовом состоянии облаков ($\delta = 0,3 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$).

1 — капельные облака, $\theta > 0^{\circ}\text{C}$; 2 — смешанные облака, $\theta = -10^{\circ}\text{C}$; 3 — смешанные облака, $\theta = -15^{\circ}\text{C}$; 4 — смешанные облака, $\theta = -30^{\circ}\text{C}$; 5 — кристаллические облака, $\theta < -40^{\circ}\text{C}$.

фазового состояния при различных значениях температуры. Из рисунка видно, что для смешанного облака в интервале температуры $-10...-20^{\circ}\text{C}$ (кривые 2 и 3), значение критической водности уменьшается во времени на 70—60 % сильнее по сравнению с капельным облаком (кривая 1). Причем при температуре -15°C наблюдается максимальная интенсификация осадков, связанная с влиянием процесса Берджерона—Финдайзена. Для смешанного облака при температуре -30°C (кривая 4) критическое значение водности уменьшается всего на 30 % по сравнению с соответствующим значением для капельного облака (кривая 1). Этот факт является следствием уменьшения влияния процесса Берджерона—Финдайзена на интенсификацию процесса осадкообразования. В этом случае количество кристаллов существенно увеличивается, а число переохлажденных капель уменьшается. Процесс Берджерона—Финдайзена работает слабее. Что касается кристаллического облака (кривая 5), то в нем процесс осадкообразования практически не идет (ввиду отсутствия переохлажденных капель и малых значений коэффициента захвата между кристаллами в облаке). Из представленного рисунка можно заключить, что наиболее интенсивным является процесс осадкообразования в смешанном облаке при температуре -15°C .

Таким образом, разработан метод расчета осадков из облачности капельного и смешанного фазового состояния на основе параметризации микрофизических процессов, позволяющий более детально и точно по сравнению с существующими методами учесть физику процесса преобразования влаги в атмосфере. Метод основан на расчете изменения значения критической водности в облачном слое с учетом эволюции функции распределения облачных капель по размерам во времени. Проведена оценка микрофизических параметров и найдены их оптимальные значения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриева-Арраго Л. Р., Акимов И. В. Метод расчета количества жидких неконвективных осадков на основе гидродинамического прогноза полей влажности и водности с учетом параметризации микрофизики облаков // Метеорология и гидрология. — 1998. — № 11. — С. 44—58.
2. Дмитриева-Арраго Л. Р., Акимов И. В. О критериях начала осадкообразования при расчете осадков из неконвективных облаков в моделях прогноза погоды // Метеорология и гидрология. — 1996. — № 8. — С. 5—16.

3. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере. — Л.: Ленинградский гос. университет, 1965. — 144 с.
4. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 876 с.
5. Мэйсон Б. Дж. Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 542 с.
6. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под. ред. И. П. Мазина, А. Х. Хргиана. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 647 с.
7. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 232 с.
8. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 702 с.
9. Физика облаков / Под. ред. А. Х. Хргиана. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 459 с.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 280 с.
11. Heise E., Roeckner E. The performance of physically based cloud schemes in general circulation models // Beitr. Phys. Atmosph. — 1990. — N 63. — P. 121—134.
12. Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations // Meteor. Monogr. — 1969. — Vol. 10. — 84 p.
13. Smith R. N. B. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Quart // J. Roy. Meteor. Soc. — 1990. — Vol. 116. — P. 435—460.
14. Saffman P. C., Turner J. S. On the collision of drops in turbulent clouds // J. Fluid. — Mech. 1. — 1956. — P. 16—30.
15. Sundqvist H. Inclusion of ice phase of hydrometeors in cloud parameterization for mesoscale and large-scale models // Beitr. Phys. Atmosph. — 1993. — N 66. — P. 137—147.

**МЕТОД РАСЧЕТА УСИЛЕНИЯ
ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ИМИ
НИЖЕЛЕЖАЩИХ ОБЛАЧНЫХ СЛОЕВ.
ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ИСПАРЕНИЯ
И ТАЯНИЯ ОСАДКОВ**

В предыдущей работе [1] был предложен метод расчета осадков из слоя, характеризуемого водностью δ , посредством расчета критической водности $\delta_{кр}$, определяемой как доля капель с размером, меньшим определенного критического радиуса. Основой метода является параметризация микрофизических процессов непосредственно внутри конкретного облачного слоя. Однако при этом слои облака существуют независимо друг от друга, а количество осадков получается путем суммирования рассчитанной интенсивности осадков по всем облачным слоям. При таком подходе невозможно учесть процессы, связанные с захватом мелких капель нижележащего облачного слоя каплями осадков, выпадающих из верхних слоев, а также процессы испарения и таяния осадков. Для их описания необходимо ввести параметризацию изменения функции распределения частиц осадков, дополнив, таким образом, существующий метод и расширив его физическое содержание. Выберем функцию распределения осадков $N_{oc}(R)$, согласно работе [11], в виде гамма-распределения

$$N_{oc}(R) = N_0 R^\mu \exp\left(-\frac{R}{R_0}\right), \quad (1)$$

где N_0 — концентрация капель осадков; R — размер частиц осадков; R_0, μ — параметры распределения. Параметр R_0 в формуле (1) характеризует средний размер частиц осадков и является переменной величиной. Для параметра μ в работе [11] предложено значение $\mu = 0,41$, наилучшим образом аппроксимирующее экспериментальные данные по распределению капель осадков.

Перейдем теперь к рассмотрению схемы параметризации усиления интенсивности осадков при прохождении ими ниже-

лежащего облачного слоя. Рассмотрим это на примере двух слоев облачности. Будем считать, что верхний облачный слой формирует некоторое количество осадков водностью $\delta_{oc}^{\downarrow} = \delta - \delta_{кр}$. Тогда при прохождении каплями осадков нижележащего облачного слоя они захватят некоторое число мелких облачных капель водностью $\Delta\delta$. При этом само нижнее облако может сформировать собственное количество осадков $\delta_{oc}^{\downarrow}$, связанное с укрупнением частиц внутри нижнего облачного слоя.

Считая, что капли осадков, пришедших из вышележащего облачного слоя практически не взаимодействуют с крупными каплями нижележащего облачного слоя ввиду небольших значений разности их скоростей падения, можно выдвинуть следующую гипотезу: процесс роста крупных капель внутри облака и процесс захвата мелких капель облака каплями осадков, пришедших сверху, можно рассматривать независимо друг от друга при условии, что в облаке имеется достаточное количество мелких капель, чтобы обеспечить эти два процесса. Учитывая, что концентрация мелких облачных капель обычно на несколько порядков больше концентрации крупных капель и капель осадков [5], такое предположение можно считать оправданным.

Тогда суммарную водность осадков $\delta_{oc\downarrow}$, вышедших из двух слоев облачности, можно записать как сумму водности осадков из верхнего слоя $\delta_{oc}^{\downarrow}$, водности, захваченной каплями осадков верхнего слоя при прохождении ими нижнего слоя $\Delta\delta$, и водности осадков, сформировавшихся в нижнем слое δ_{oc}^{+} :

$$\delta_{oc\downarrow} = \delta_{oc}^{\downarrow} + \Delta\delta + \delta_{oc}^{+}.$$

Аналогичная формула справедлива и для расчета нового значения интенсивности осадков $I_{\downarrow}$, вышедших из двух слоев облачности:

$$I_{\downarrow} = I^{\downarrow} + \Delta I + I_c, \quad (2)$$

где $I^{\downarrow}$ — интенсивность осадков, пришедших из верхнего слоя; ΔI — изменение интенсивности осадков в результате захвата ка-

плями осадков, пришедших из верхнего слоя, мелких облачных капель в нижнем слое; I_c — интенсивность осадков, сформировавшихся непосредственно в нижнем облачном слое (рассчитывается согласно работе [1]).

Рассмотрим теперь метод определения приращения водности капель осадков $\Delta\delta$ в результате захвата ими капель нижележащего облачного слоя водностью δ .

Так же как и в случае параметризации процесса укрупнения капель внутри облака, будем считать, что основным процессом, влияющим на рост частиц осадков, является гравитационная коагуляция. Кроме этого процесса, рассмотрим также турбулентную коагуляцию облачных капель. Таким образом, увеличение размера капли осадков R в результате захвата облачных капель за интервал Δt пролета капель осадков через слой ΔH равно [1]

$$\Delta R = \left(\frac{\bar{E}\delta}{4\rho_k} U(R) + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} R \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| \right) \Delta t, \quad (3)$$

где ρ_k — плотность воды; $\bar{E}$ — средний коэффициент захвата каплями осадков капель облака; $U(R)$ — скорость падения капель осадков; $\left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| = \sqrt{\frac{2\varepsilon}{15\pi\nu}}$ — средний градиент поля скорости, вызванный турбулентными пульсациями внутри облачного слоя; ε — значение энергии турбулентности; ν — значение кинематической вязкости.

Для расчета скорости падения капель осадков $U(R)$ выберем следующее выражение [6]:

$$U(R) = k_2 \sqrt{R}, \quad (4)$$

где $k_2 = 2 \cdot 10^3 \text{ м}^{1/2}/\text{с}$.

Формула (4) хорошо аппроксимирует скорость падения капель радиусом $R > 200$ мкм, что является вполне приемлемым при описании эволюции частиц осадков.

Будем считать, что приращение водности капель осадков $\Delta\delta$ при прохождении ими нижележащего облачного слоя рассчитывается как приращение объема капель, радиус которых увели-

чился на ΔR . Приращение объема отдельной капли ΔV при изменении ее радиуса на ΔR равно

$$\Delta V = 4\pi R^2 \Delta R. \quad (5)$$

Изменение объема всех капель осадков равно

$$\Delta \bar{V} = \int_0^{\infty} \Delta V N_{oc}(R) dR. \quad (6)$$

Приращение водности определяется как приращение массы капель осадков в единичном объеме воздуха

$$\Delta \delta = \frac{\rho_k \Delta \bar{V}}{V_v} = \rho_k \Delta \bar{V} \quad (V_v = 1). \quad (7)$$

Тогда, подставляя (5) и (6) в (7) и учитывая, что приращения размера частицы ΔR рассчитываются по формуле (3) при скорости падения, заданной согласно (4), получим

$$\Delta \delta = 4\pi \rho_k \int_0^{\infty} R^2 \left[\frac{\bar{E} \delta}{4\rho_k} k_2 \sqrt{R} + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} R \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| \right] \Delta \tau N_{oc}(R) dR. \quad (8)$$

Учитывая, что $N_{oc}(R)$ определяется формулой (1), после вычисления интеграла в (8) получим

$$\begin{aligned} \Delta \delta = & \left(\pi \bar{E} \delta k_2 N_0 R_0^{\mu+3.5} \Gamma(\mu+3.5) + \right. \\ & \left. + \frac{64}{3} \pi \delta N_0 \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| R_0^{\mu+4} \Gamma(\mu+4) \right) \Delta \tau. \end{aligned} \quad (9)$$

Для замены концентрации N_0 в формуле (9) введем водность осадков по следующей формуле:

$$\delta_{oc} = \frac{4}{3} \pi \rho_k \int_0^{\infty} R^3 N_{oc}(R) dR.$$

После подстановки функции распределения $N_{oc}(R)$ и вычисления интеграла, формула для расчета водности осадков принимает следующий вид:

$$\delta_{oc} = \frac{4}{3} \pi \rho_k N_0 R_0^{\mu+4} \Gamma(\mu+4). \quad (10)$$

Заменяя в формуле (9) выражение $N_0 R_0^{\mu+4} \Gamma(\mu+4)$, согласно формуле (10), окончательно получим:

$$\Delta\delta = \delta_{oc}^{\downarrow} \left(\frac{3\bar{E}\delta}{4\rho_k} \frac{k_2}{\sqrt{R_0}} \frac{\Gamma(\mu+3,5)}{\Gamma(\mu+4)} + \frac{16\delta}{\rho_k} \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| \right) \Delta\tau. \quad (11)$$

По формуле (11) может быть рассчитано приращение водности осадков $\Delta\delta$ при прохождении ими облачного слоя с водностью δ .

Так как для сравнительно тонкого слоя $\Delta I / I^{\downarrow} = \Delta\delta / \delta_{oc}^{\downarrow}$, то для изменения интенсивности осадков ΔI получаем следующую формулу:

$$\Delta I = I^{\downarrow} \left(\frac{3\bar{E}\delta}{4\rho_k} \frac{k_2}{\sqrt{R_0}} \frac{\Gamma(\mu+3,5)}{\Gamma(\mu+4)} + \frac{16\delta}{\rho_k} \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| \right) \Delta\tau. \quad (12)$$

Подставляя (12) в (2) окончательно получим

$$I_{\downarrow} = I^{\downarrow} \left[1 + \left(\frac{3\bar{E}\delta}{4\rho_k} \frac{k_2}{\sqrt{R_0}} \frac{\Gamma(\mu+3,5)}{\Gamma(\mu+4)} + \frac{16\delta}{\rho_k} \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| \right) \Delta\tau \right] + I_c. \quad (13)$$

Рассмотрим теперь определение времени $\Delta\tau$ прохождения каплями осадков слоя толщиной ΔH . Согласно работе [3] значение этой величины может быть определено по формуле

$$\Delta\tau = \Delta H / (\bar{U}(R_0) - W_a), \quad (14)$$

где W_a — скорость восходящих движений в атмосфере; $\bar{U}(R_0)$ — средняя скорость падения облачных частиц, которая может быть рассчитана по следующей формуле:

$$\bar{U}(R_0) = \int_0^{\infty} U(R) N_{oc}(R) dR / \int_0^{\infty} N_{oc}(R) dR.$$

Учитывая, что функция распределения задана формулой (1), подставляя скорость падения $U(R)$ по формуле (4) получим следующее выражение для $\bar{U}(R_0)$:

$$\bar{U}(R_0) = k_2 \sqrt{R_0} \cdot \Gamma(\mu + 1,5) / \Gamma(\mu + 1). \quad (15)$$

При прохождении осадками нижележащего облачного слоя изменяется не только интенсивность осадков, но и средний размер частиц осадков R_0 . Для расчета приращения среднего радиуса частиц осадков при прохождении ими нижележащего облачного слоя за интервал времени Δt воспользуемся следующей формулой:

$$R_0(\tau_0 + \Delta t) = R_0(\tau_0) + \Delta \bar{R}_{oc} / (\mu + 1), \quad (16)$$

где $\Delta \bar{R}_{oc}$ — изменение среднего радиуса капель осадков за интервал времени Δt , которое определяется как среднее от приращений радиусов капель осадков, рассчитываемых по формуле (3):

$$\Delta \bar{R}_{oc} = \frac{1}{\int_0^{\infty} N_{oc}(R) dR} \int_0^{\infty} \Delta R N_{oc}(R) dR. \quad (17)$$

Деление на интеграл $\int_0^{\infty} N_{oc}(R) dR$ в (17) учитывает, что функция распределения капель осадков по размерам является ненормированной.

Вычисление интегралов в (17) с подстановкой функции распределения осадков, по формуле (1) и приращении радиуса ΔR , определяемого по формуле (3), дает следующие результаты:

$$\int_0^{\infty} \Delta R N_{oc}(R) dR = N_0 \left[\frac{\bar{E} \delta}{4 \rho_k} k_2 R_0^{\mu+1,5} \Gamma(\mu+1,5) + \right. \\ \left. + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| R_0^{\mu+2} \Gamma(\mu+2) \right] \Delta \tau, \\ \int_0^{\infty} N_{oc}(R) dR = N_0 R_0^{\mu+1} \Gamma(\mu+1).$$

Тогда выражение (16) для изменения среднего размера частиц осадков принимает следующий вид:

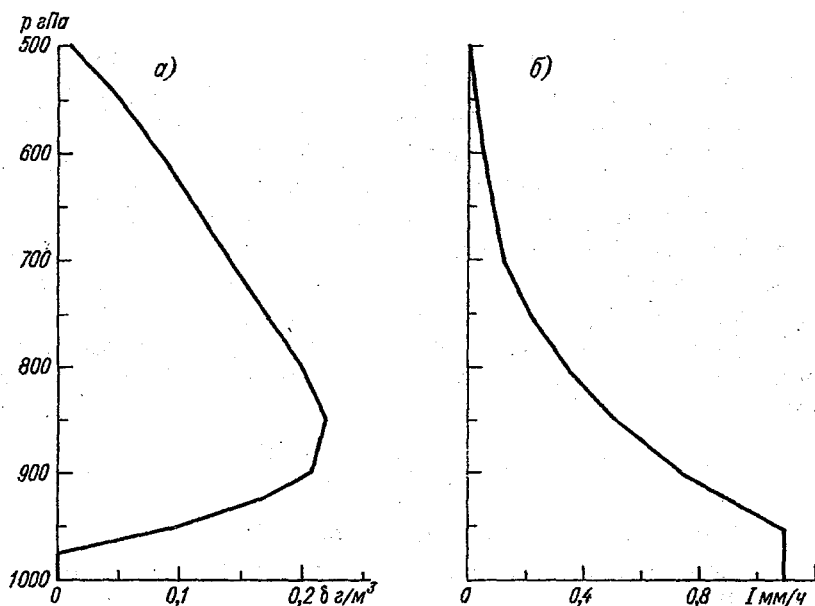
$$R_0(\tau_0 + \Delta \tau) = R_0(\tau_0) + \left(\frac{\Gamma(\mu+1,5)}{\Gamma(\mu+2)} \frac{\bar{E} \delta}{4 \rho_k} k_2 \sqrt{R_0(\tau_0)} + \right. \\ \left. + \frac{16}{3} \frac{\delta}{\rho_k} \left| \frac{\partial V}{\partial s} \right| R_0(\tau_0) \right) \Delta \tau. \quad (18)$$

Формула (18) предоставляет возможность рассчитывать изменение среднего размера частиц осадков по пути к подстилающей поверхности. Это, в свою очередь, предоставляет возможность более точно учесть процессы испарения и таяния осадков в подоблачном слое, так как зависимость скоростей испарения и таяния частиц осадков от значения их среднего размера существенна.

Формулы (13), (14), (18) позволяют рассчитать усиление интенсивности осадков для облачности, состоящей из любого числа слоев, с учетом, что для каждого последующего слоя величина $I_{\downarrow}$ становится равной $I_{\downarrow}^{\uparrow}$, а $R_{0\downarrow}$ — равной $R_0^{\downarrow}$. Для самого верхнего осадкообразующего слоя принимается $I_{\downarrow}^{\uparrow} = 0$, $I_{\downarrow} = I_c$.

На рисунке представлен пример расчета изменения интенсивности осадков с высотой по формулам (13), (14), (18) при зна-

чении параметра $\mu = 0,41$ и значениях $\bar{E} = 0,2$ и $\partial V / \partial s = 3,5$, взятых по данным работы [1]. Расчет выполнен для вертикального распределения водности, характерного для облачной системы $Ns-A_s$, взятого по данным работы [2]. Полученный вертикальный ход и порядок значений интенсивности осадков хорошо согласуются с приведенными в работе [4]. Из рисунка видно, что интенсивность осадков, составляющая порядка $0,1$ мм/ч для верхних слоев облачности, увеличивается до значения $1,1$ мм/ч на выходе из нижней границы облака. Приведенный пример показывает, что усиление интенсивности осадков в нижележащих облачных слоях является существенным фактором, который может привести к увеличению интенсивности осадков на порядок при наличии достаточно протяженной по вертикали облачности.



Вертикальное распределение параметров облачности нижнего и среднего яруса.
 а — характерное распределение водности с высотой; б — изменение интенсивности осадков с высотой, рассчитанное по характерному распределению водности.

Другим важным фактором, влияющим на изменение интенсивности осадков, является их испарение в подоблачном слое. Следуя работе [7], определим значение интегральной скорости испарения частиц осадков (E_r [кг/(м³ · с)]) следующим образом:

$$E_r = - \int_0^{\infty} \frac{dm}{dt} N_{oc}(R) dR, \quad (19)$$

где $dm/dt = 4\pi\rho_k R^2 dR/dt$ — скорость изменения массы капли в результате испарения.

Изменение размера капли в результате испарения можно рассчитать по следующей формуле [6]:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{1}{R} \frac{S-1}{K_1 + K_2} F, \quad (20)$$

где S — относительная влажность в подоблачном слое; $K_1 = (L/R_{\pi}T - 1)L\rho_k/kT$; $K_2 = R_{\pi}T\rho_k/DE(T)$; T — температура (К); L — скрытая теплота парообразования; R_{π} — газовая постоянная для водяного пара; k — коэффициент теплопроводности воздуха; D — коэффициент диффузии водяного пара; $E(T)$ — давление насыщенного пара при температуре T ; $F = 0,78 + 0,31Sc^{1/3}Re^{1/2}$ — вентиляционный коэффициент; $Sc = \eta/\rho D = 0,71$ — число Шмидта; $Re = 2\rho U(R)R/\eta$ — число Рейнольдса; η — динамическая вязкость воздуха; ρ — плотность воздуха.

Подставляя (20) в (19) с использованием функции распределения (1), получим следующую формулу для скорости испарения осадков:

$$E_r = 4\pi\rho_k N_0 R_0^{\mu+2} \frac{1-S}{K_1 + K_2} \left(a\Gamma(\mu+2) + bR_0^{3/4}\Gamma(\mu+2,75) \right), \quad (21)$$

где $a = 0,78$, $b = 0,31Sc^{1/3}(2\rho k_3/\eta)^{1/2} = 1682 \text{ м}^{-3/4}$.

Заменяя параметр N_0 на водность осадков δ_{oc} , согласно формуле (10) получим

$$E_r = \frac{3\delta_{oc}}{R_0^2} \frac{1-S}{K_1 + K_2} \left(\frac{a}{(\mu+2)(\mu+3)} + bR_0^{3/4} \frac{\Gamma(\mu+2,75)}{\Gamma(\mu+4)} \right). \quad (22)$$

Учитывая, что $\Delta I/I^\downarrow = E_r \Delta\tau/\delta_{oc}$, с учетом (2) получим следующую формулу для уменьшения интенсивности осадков в подоблачном слое:

$$I_\downarrow = I^\downarrow \left[1 - \frac{3}{R_0^2} \frac{1-S}{K_1 + K_2} \left(\frac{a}{(\mu+2)(\mu+3)} + bR_0^{3/4} \frac{\Gamma(\mu+2,75)}{\Gamma(\mu+4)} \right) \Delta\tau \right]. \quad (23)$$

Следует отметить, что в результате процесса испарения меняется не только интенсивность, но и средний размер частиц осадков. Для нахождения этого изменения подставим в формулу (17) приращение размера частицы ΔR , взятое по формуле (19). После вычисления интеграла получим следующую формулу:

$$R_0(\tau_0 + \Delta\tau) = R_0(\tau_0) - \frac{S-1}{K_1 + K_2} \frac{1}{R_0(\tau)} \left(\frac{a}{\mu} + bR_0^{3/4} \right) \Delta\tau. \quad (24)$$

В табл. 1 представлены значения интенсивности осадков, достигших поверхности земли $I_\downarrow = I^\downarrow(1 - E_r \Delta\tau/\delta_{oc})$, а также значения величины $\varepsilon = I_\downarrow/I^\downarrow \cdot 100$ (процент количества осадков, достигших поверхности земли). В таблице также приведены значения времени падения частиц осадков $\Delta\tau$, рассчитанные по формуле (14).

Расчеты проведены при начальном значении интенсивности осадков $I^\downarrow = 0,5$ мм/ч, для капель осадков различного среднего размера, при соответствующих значениях скорости испарения $E_r = 0,64 \cdot 10^{-3}$, $0,45 \cdot 10^{-3}$ и $0,32 \cdot 10^{-3}$ г/(м³·с), рассчитанных при температуре $\theta = 5$ °С, относительной влажности $S = 70$ % для осадков водностью $\delta_{oc} = 0,3$ г/м³.

Интенсивность осадков, дошедших до поверхности земли (см. табл. 1), сильно зависит от среднего размера частиц осадков. Так, увеличение среднего размера капель осадков от 200 до 500 мкм принципиально влияет на возможность достижения земли осадками, выпадающими из слоя 700—500 гПа, и существенно увеличивает значение интенсивности осадков, выпадающих из слоя 925—850 гПа.

Таблица 1

Интенсивность осадков $I_{\downarrow}$, выпадающих с различных уровней в атмосфере, при их различном испарении в подоблачном слое E_r

E_r , г/(м ² · с)	p гПа	Δt мин	$I_{\downarrow}$ мм/ч	ε %
$0,64 \cdot 10^{-3}$ ($R_0 = 200$ мкм)	925	3,6	0,27	54
	850	7,2	0,04	8
	700	14,5	0,0	0
	500	24,1	0,0	0
$0,45 \cdot 10^{-3}$ ($R_0 = 350$ мкм)	925	2,6	0,38	76
	850	5,3	0,26	52
	700	10,5	0,03	6
	500	17,6	0,0	0
$0,32 \cdot 10^{-3}$ ($R_0 = 500$ мкм)	925	2,3	0,43	86
	850	4,5	0,36	72
	700	9,1	0,21	42
	500	15,1	0,02	4

Если из облака, температура которого отрицательная, выпадают осадки в виде снега, а температура на поверхности земли, куда попадают осадки, положительная, то после пересечения нулевой изотермы частицы осадков могут постепенно переходить из твердого состояния в жидкое и дойти до подстилающей поверхности в виде мокрого снега. Возникновение такого явления зависит от интенсивности таяния кристаллических осадков. Для параметризации процесса таяния определим значение интегральной скорости таяния E_T по формуле, аналогичной (20):

$$E_T = \int_0^{\infty} \left(\frac{dm}{dt} \right)_T N_{oc}(R) dR. \quad (25)$$

Здесь $(dm/dt)_T$ — скорость изменения массы твердой частицы в результате ее таяния, рассчитываемая согласно [5]:

$$L_f \left(\frac{dm}{dt} \right)_T = 4\pi R k C (T - T_s), \quad (26)$$

где L_f — скрытая теплота таяния, k — коэффициент теплопроводности воздуха, $T - T_s$ — разность между температурой в ок-

ружающем воздухе и температурой на поверхности частицы, $C = 1,6 + 0,3 \text{ Re}^{1/2}$ — вентиляционный коэффициент.

Подставляя (26) в (25) и используя функцию распределения (1), после вычисления интеграла получим следующую формулу для значения скорости таяния кристаллических осадков:

$$E_T = \frac{4\pi k}{L_f} (T - T_s) N_0 R_0^{\mu+2} \left(c\Gamma(\mu+2) + dR_0^{3/4}\Gamma(\mu+2,75) \right), \quad (27)$$

где $c = 1,6$, $d = 0,3(2\rho k_s/\eta)^{1/2} = 1920 \text{ м}^{-3/4}$.

Заменив параметр N_0 на водность осадков $\delta_{ос}$, согласно формуле (10) получим

$$E_T = \frac{3\delta_{ос}}{\rho_k R_0^2} \frac{k}{L_f} (T - T_s) \left(\frac{c}{(\mu+2)(\mu+3)} + dR_0^{3/4} \frac{\Gamma(\mu+2,75)}{\Gamma(\mu+4)} \right). \quad (28)$$

Обозначим через $I_L^\downarrow$ — интенсивность кристаллических осадков, приходящих на верхнюю границу слоя таяния. Тогда значение уменьшения интенсивности кристаллических осадков ΔI_L за время Δt можно определить из следующей пропорции:

$$\Delta I_L / I_L^\downarrow = E_T \Delta t / \delta_{ос}. \quad (29)$$

Учитывая, что $I_{L\downarrow} = I_L^\downarrow - \Delta I_L$, получим следующую формулу для определения значения интенсивности кристаллических осадков:

$$I_{L\downarrow} = I_L^\downarrow \left[1 - \frac{3}{\rho_k R_0^2} \frac{k}{L_f} (T - T_s) \left(\frac{c}{(\mu+2)(\mu+3)} + dR_0^{3/4} \frac{\Gamma(\mu+2,75)}{\Gamma(\mu+4)} \right) \Delta t \right]. \quad (30)$$

При расчете значения интенсивности кристаллических осадков следует полагать, что осадки, выпадающие из смешанных

облаков выше нулевой изотермы, практически всегда являются кристаллическими, поэтому довольно хорошим начальным условием для расчета значения интенсивности кристаллических осадков является $I_L^\downarrow = I^\downarrow$ при $\theta = 0^\circ\text{C}$.

Результаты расчета скорости таяния осадков при значении водности осадков $\delta_{\text{ос}} = 0,3 \text{ г/м}^3$, различных значениях среднего радиуса капель осадков R_0 в зависимости от температуры в окружающем воздухе приведены в табл. 2. В таблице также приведены значения времени $\Delta t_T = \delta_{\text{ос}} / E_T$ (числитель дроби), определяемого по формуле (30) из условия $I_L^\downarrow = 0$, в течение которого кристаллические осадки полностью растают, и значения пути полного таяния осадков $z_T = \bar{V} \Delta t_T$ (знаменатель дроби). В низу таблицы представлены значения средней скорости падения капель осадков $\bar{V}$ и времени падения частиц осадков Δt для осадков среднего размера R_0 , выпадающих с уровня $p = 925 \text{ гПа}$.

Приведенные в табл. 2 значения пути полного таяния z_T хорошо согласуются с соответствующими значениями, полученными в работе [10] для частиц осадков размером 100—1000 мкм. Результаты, представленные в табл. 2, позволяют сделать оценку температуры и размера частиц, при которых осадки дойдут до поверхности земли в виде мокрого снега. В результате сравнения значений Δt при разных R_0 с временем полного таяния Δt_T можно заметить, что при $R_0 = 500 \text{ мкм}$ осадки дойдут до поверхности земли в виде мокрого снега в слое 1000—950 гПа только при температуре меньше 3°C , при $R_0 = 350 \text{ мкм}$ — при температуре меньше $1,5^\circ\text{C}$, а при $R_0 = 200 \text{ мкм}$ — не дойдут вообще. Из приведенных результатов можно сделать вывод, что появление кристаллических осадков у поверхности земли возможно только при относительно малых положительных значениях температуры и существенно зависит от среднего размера частиц осадков.

Таким образом, предложен метод расчета усиления интенсивности осадков и определения изменения их среднего размера при прохождении ими нижележащего облачного слоя, метод расчета значений скорости испарения и таяния частиц осадков. Метод основан на использовании в качестве функции гамма-распределения частиц осадков. Отличием предложенного метода расчета интенсификации осадков в нижележащих облачных слоях от используемых ранее аналогичных методов [8], [9], [12]

Таблица 2

Скорость таяния Δt_T кристаллических осадков при различной температуре и среднем радиусе капель осадков R_0

θ °C	$E_T \cdot 10^{-2} \text{ г/(м}^3 \cdot \text{с)}$			$\Delta t_T \text{ мин/з}_T \text{ км}$		
	$R_0 = 200 \text{ мкм}$	$R_0 = 350 \text{ мкм}$	$R_0 = 500 \text{ мкм}$	$R_0 = 200 \text{ мкм}$	$R_0 = 350 \text{ мкм}$	$R_0 = 500 \text{ мкм}$
1	0,26	0,12	0,074	2,12 0,32	4,11 0,90	6,75 1,82
2	0,52	0,24	0,15	1,06 0,16	2,06 0,45	3,38 0,91
3	0,78	0,36	0,22	0,67 0,11	1,46 0,30	2,31 0,61
4	1,04	0,48	0,30	0,53 0,08	1,03 0,22	1,69 0,45
5	1,30	0,60	0,37	0,40 0,06	0,86 0,18	1,45 0,36
	$\Delta t \text{ мин}$			3,6	2,6	2,3
	$\bar{V} \text{ м/с}$			2,8	3,6	4,5

является учет изменения среднего размера частиц осадков по пути к подстилающей поверхности. Оценки, проведенные в работе, показали, что средний размер частиц осадков существенно влияет на скорость испарения и таяния частиц осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов И. В. Метод расчета количества осадков из облачности капельного и смешанного фазового состояния основанный на параметризации микрофизических процессов. — См. наст. сб.
2. Буйков М. В., Дорман Б. А., Пирнач А. М. Моделирование микрофизических процессов в жидкокапельных и смешанных слоистообразных облаках // Вопросы физики облаков. — Л., 1978. — С. 43—69.
3. Волощук В. М., Седунов Ю. С. Процессы коагуляции в дисперсных системах. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 320 с.
4. Литвинов И. В. Осадки в атмосфере и на поверхности земли. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 208 с.
5. Мэйсон Б. Дж. Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 542 с.
6. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 232 с.
7. Dmitrieva-Arrago L. R., Kalita E. G. The parametrization of drop evaporation rate // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. WMO/TD N 467, report N 17, february 1992. — P. 4.38—4.39.

8. Heise E., Roeckner E. The performance of physically based cloud schemes in general circulation models // Beitr. Phys. Atmosph. — 1990. — N 63. — P. 121—134.

9. Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations // Meteor. Monogr. — 1969. — Vol. 10. — 84 p.

10. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel publishing company. — England, London, 1997. — 954 p.

11. Shlesinger M. E., Oh J. H., Rosenfeld O. A parameterization of the evaporation of rainfall // Mon. Wea. Rev. — 1988. — Vol. 116, N 10. — P. 1887—1895.

12. Wacker U. Competition of precipitation particles in a model with parameterized cloud microphysics // J. Atm. Sci. — 1995. — Vol. 52, N 14. — P. 2577—2589.

Р. Броевский*, А. Ф. Гончаренко,
Н. Н. Иващенко, Д. М. Сонечкин

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ФАЗ ПРИ ДВИЖЕНИЯХ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В ПОЛЕ H_{500} СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Введение

Общие представления о динамике планетарных волн получены еще в классических работах Россби и сотрудников [26], Гаурвица [23] и Блиновой [1], послуживших для теоретического обоснования моделей численного гидродинамического краткосрочного прогноза погоды. Представление планетарных волн через их амплитуды $A(m/n) = |h_n^m|$ и фазы $F(m/n) = \arctg \frac{\text{Im } h_n^m}{\text{Re } h_n^m}$ в разложе-

нии полей геопотенциала $H(\theta, \lambda, t) = \sum_m \sum_n h_n^m(t) P_n^m(\theta) \exp(im\lambda)$

по сферическим гармоникам, по-видимому, впервые было использовано Платцманом [25]. В серии эмпирических работ Деланда, Элиасена и Махенауера [19—22] было показано, что межсуточные изменения таким образом заданных фаз волн определяются в первом приближении линейным членом Россби—Гаурвица, зависящим от скорости суперротации атмосферы как твердого тела (зональным индексом) и волновым вектором рассматриваемой волны. Обнаруженное при этом стационарирование ультрадлинных волн было прояснено учетом дивергентной компоненты этого уравнения вихря [26]. В динамике волн на временных масштабах более недели преобладают ультрадлинные волны с большими амплитудами и с почти стационарными фазами, а географическая локализация фаз определяется крупномасштабной орографией и распределением суши и моря. Особых отличий движений синоптических волн на больших временных масштабах по сравнению с неделями не было найдено. Таким образом, долгопериодная динамика должна быть почти гидростатической и квазигеострофической, не отличаясь по своим свой-

* Военный технологический университет (Варшава, Польша).

ствам от короткопериодной динамики, служащей объектом при краткосрочном прогнозе погоды.

Синхронизация в низкочастотной динамике планетарных волн

При качественном исследовании долгопериодных колебаний в очень простых моделях, впервые введенных Лоренцем [24], был найден [10] „низкочастотный порядок”, состоящий в том, что размерность странных аттракторов этих моделей мала по сравнению с числом модельных зависимых переменных. „Низкочастотный порядок” обеспечивается синхронизацией колебаний амплитуд и фаз модельных волн. Считая модельный зональный индекс малым параметром, оказалось возможным [11] свести уравнения моделей к виду известных в нелинейной механике [2] систем с медленными (амплитуды волн и зональные компоненты потока) и быстрыми (попарные разности фаз волн) переменными. Синхронизация при этом была объяснена резонансами между быстрыми переменными.

После этого были проанализированы очень длинные временные ряды амплитуд и фаз сферических гармоник ежедневных полей геопотенциала поверхности 500 гПа северного полушария, т. е. особенности низкочастотной динамики планетарных волн были изучены на фоне их высокочастотных (день ото дня) колебаний. Синхронизация действительно проявилась, но лишь как корреляция (до 0,5—0,7) одновременных значений фаз [3, 4, 11] и амплитуд [3, 12, 13] пар волн с одинаковыми зональными и близкими меридиональными волновыми числами. Помимо уровня 500 гПа такой анализ был проведен и для других уровней, но, как и следовало ожидать, долгоживущие особенности динамики полей геопотенциала оказались квазибаротропными, что позволило в последующем ограничиться уровнем 500 гПа.

Излагаемые ниже результаты получены при анализе динамики полей геопотенциала поверхности 500 гПа северного полушария, предварительно осредненных по последовательным пятидневкам. При этом характер синхронизации амплитуд почти не изменился по сравнению с вышеописанным, хотя коэффициенты корреляции между парами амплитуд увеличились до значений 0,6—0,9. Примеры таких корреляций, подсчитанных

за период с 1 декабря 1995 г. по 28 февраля 1996 г., показаны в верхних частях рис. 1: амплитуды пар ультрадлинных волн $A(2/2)$ и $A(2/4)$, $A(4/4)$ и $A(4/6)$; и рис. 2: для пар синоптических волн $A(6/6)$ и $A(6/8)$, $A(8/8)$ и $A(8/10)$. Зато для фаз синхронизация проявилась как почти функциональное соотношение. Значения коэффициентов корреляции между парами одновремен-

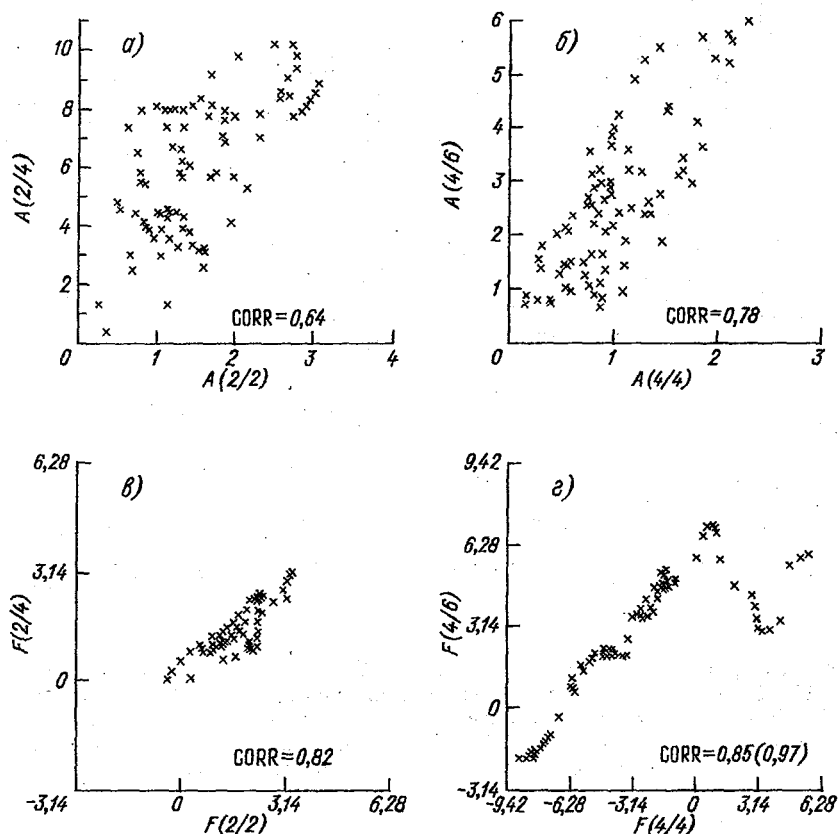


Рис. 1. Корреляции за период с 1 декабря 1995 г. по 28 февраля 1996 г. между одновременными значениями амплитуд $A(m/n)$ (а, б) и фаз $F(m/n)$ (в, г) сферических гармоник с зональными волновыми числами $m = 2$ и $m = 4$ и меридиональными числами $n = m$ и $n = m + 2$ в полях геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, осредненных по пятидневкам.

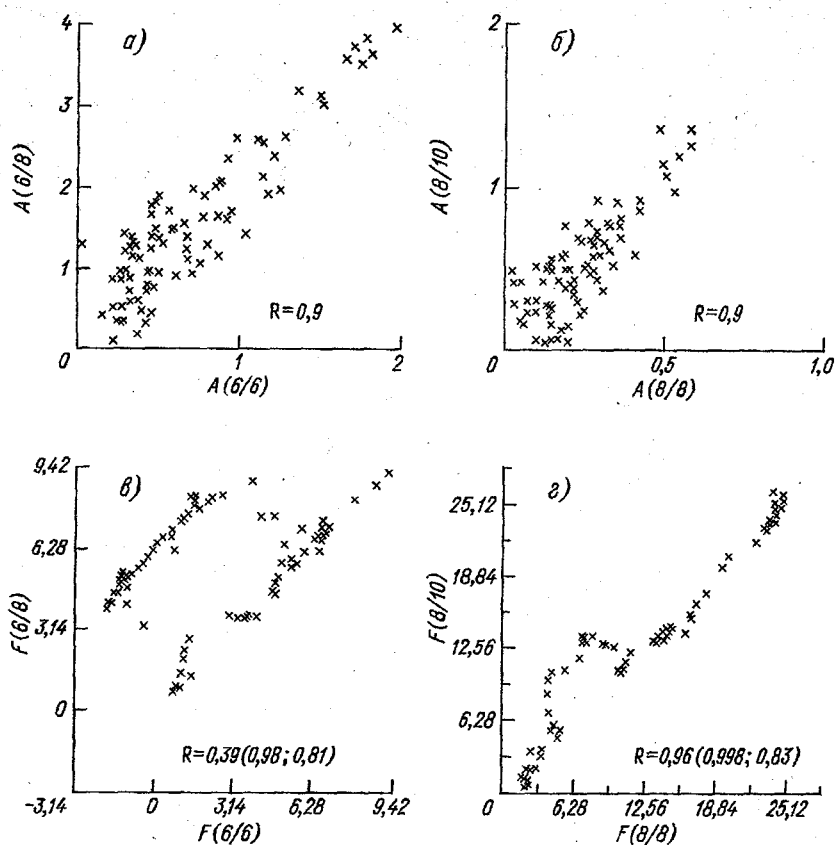
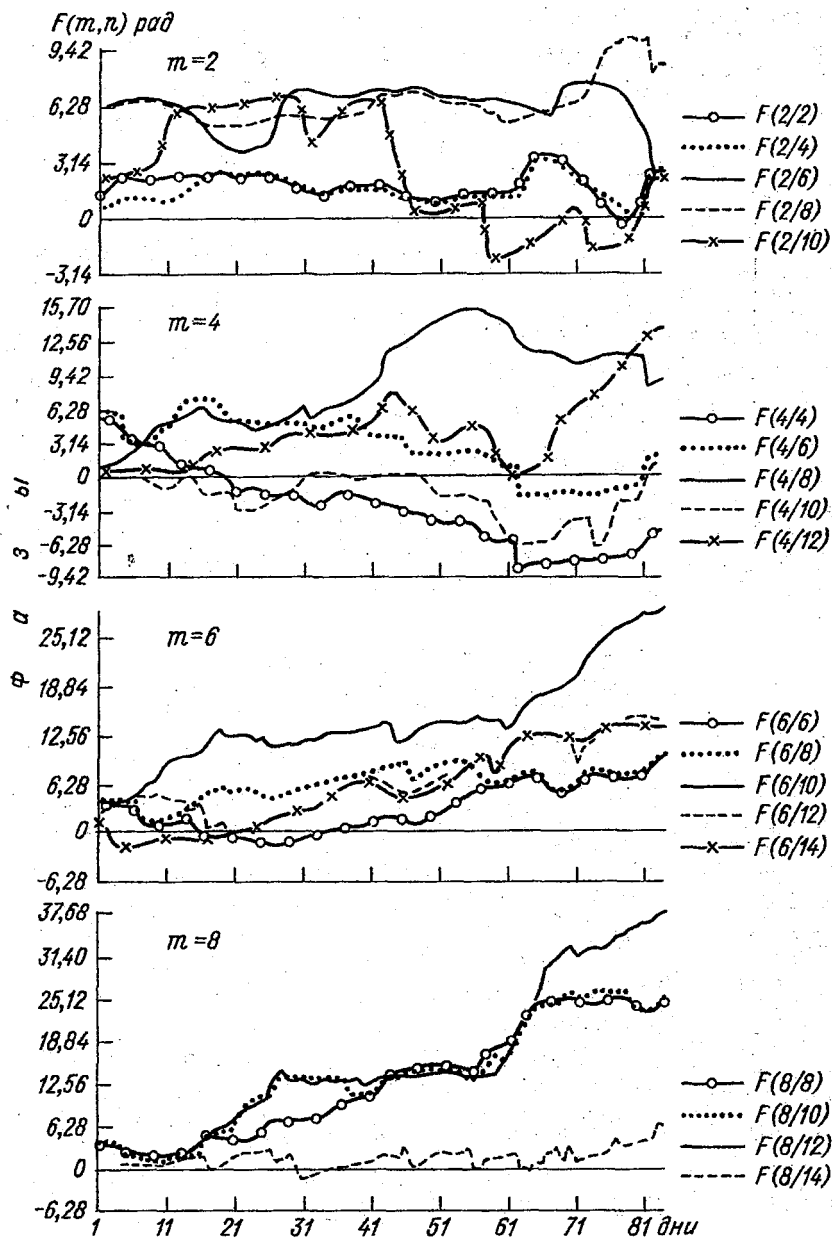


Рис. 2. Корреляции за период с 1 декабря 1995 г. по 28 февраля 1996 г. между одновременными значениями амплитуд $A(m/n)$ (а, б) и фаз $F(m/n)$ (в, г) сферических гармоник с зональными волновыми числами $m = 6$ и $m = 8$ и меридиональными числами $n = m$ и $m + 2$ в полях геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, осредненных по пятидневкам.

Рис. 3. Графики временного изменения фаз $F(m/n)$ сферических гармоник с зональными волновыми числами $m = 2, 4, 6$ и 8 и меридиональными числами ($n = m, m + 2, m + 4, m + 6$ и $m + 8$) в полях геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, осредненных по пятидневкам за период с 1 декабря 1995 г. по 28 февраля 1996 г.



ных значений фаз оказались порядка 0,9 и более, если принять во внимание 2π -периодичность фаз и изредка происходящие срывы фазы, примерно равные π или 2π . Примеры для того же периода времени даны внизу рис. 1 для двух пар фаз ультрадлинных волн: $F(2/2)$ — $F(2/4)$ (динамика в пределах одного периода, коэффициент корреляции равен 0,82), $F(4/4)$ — $F(4/6)$ (динамика в пределах двух периодов со срывом, равным π второй из волн в самом начале ряда; коэффициент корреляции без учета и с учетом срыва равен 0,85 и 0,97 соответственно). Внизу рис. 2 показаны примеры для двух пар синоптических волн: $F(6/6)$ — $F(6/8)$ и $F(8/8)$ — $F(8/10)$. В первом случае наблюдается один срыв фазы $F(6/6)$, равный π , а во втором — два срыва фазы $F(8/10)$, равное π каждый, и указаны как корреляции средние за все время без учета срывов (0,39 и 0,96), так и корреляции отдельно до (0,98 и 0,998) и после срывов (0,81 и 0,83). Синхронность временной динамики фаз для целых пакетов волн с зональными числами $m = 2, 4, 6$ и 8 и меридиональными числами $m, m + 2, m + 4, m + 6$ и $m + 8$ для рассматриваемого трехмесячного периода хорошо видна на рис. 3.

Стоячие и движущиеся волны в низкочастотной динамике атмосферы

Другой стороной „низкочастотного порядка” является географическая локализация фаз волн. Для ультрадлинных волн она была выявлена еще в работах Элиасена и Махенауера [21, 22]. С целью ее изучения нами были рассмотрены ряды пятидневных скользящих средних полей геопотенциала поверхности 500 гПа северного полушария, представленных своими сферическими гармониками, почти за три года (с 1 июня 1996 г. по сентябрь 1998 г.). Из них были выбраны значения фаз волн $F(m/(m + 2))$ с зональными волновыми числами от $m = 1$ до $m = 9$ включительно для всех неперекрывающихся пятидневок (их общее число составило 176). Выбор именно этих волн из пакетов сферических гармоник, соответствующих одному и тому же зональному волновому числу, объясняется тем, что амплитуды выбранных волн являются в среднем наибольшими в каждом пакете [16]. Кроме того, из-за отмеченной выше почти функциональной связи между фазами волн внутри пакета для пятидневных средних полей

геопотенциала вполне достаточно изучить долготное распределение фаз только одной этой волны из каждого пакета.

Были подсчитаны повторяемости попадания фазы каждой такой волны в одну из 16 градаций, на которые равномерно был разбит весь возможный диапазон значений фаз ($0 - 2\pi$). Полученные гистограммы повторяемостей разных значений фаз для всех девяти рассмотренных волн представлены на рис. 4. Из рисунка видно, что повторяемость попадания фазы в ту или иную градацию почти для всех рассмотренных волн далека от равномерной. Наиболее резко отклонение от равномерности выражено для ультрадлинной волны с зональным волновым числом $m = 1$,

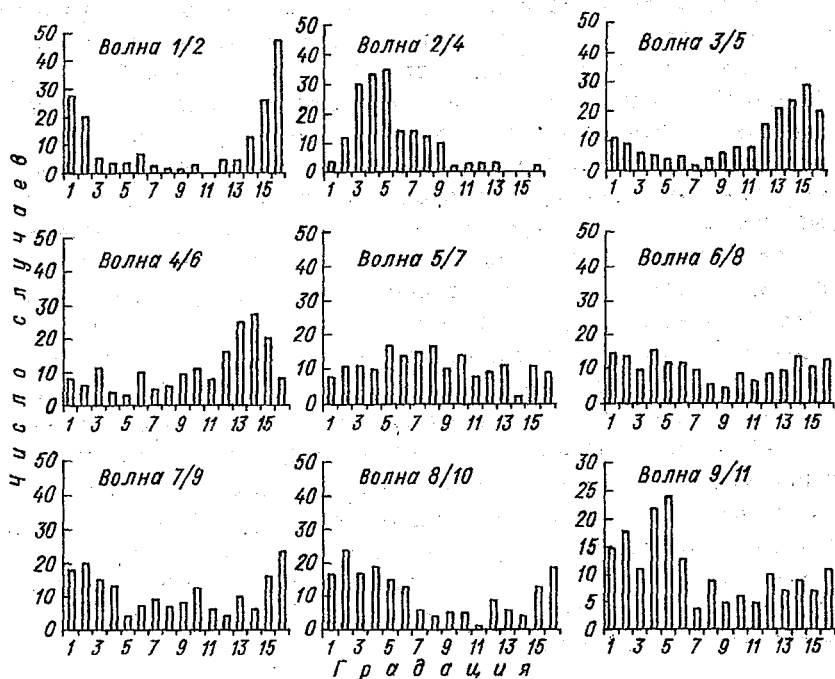


Рис. 4. Гистограммы повторяемостей попадания фазы, представленной сферической гармоникой с волновым вектором $(m/m + 2)$ для $m = 1, \dots, 9$ в поле пятидневного среднего геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа северного полушария, в каждую из 16 равномерно распределенных градаций в диапазоне от 0 до 2π . Гистограммы построены за период от 1 июня 1996 г. по 15 сентября 1998 г.

которая примерно в двух третях случаев локализуется внутри сектора $0 - \pi/2$, т. е. вблизи гринвичского меридиана. Фаза ультрадлинной волны с $m = 2$ в подавляющем числе случаев приходится на 2—9-ю градации (внутри диапазона от 0 до π), что, с учетом длины этой волны, соответствует расположению ее гребня над Европой—Западной Сибирью и над сектором от линии смены дат до западной части Северной Америки. Это хорошо совпадает с преобладающим расположением блокирующих гребней, наблюдаемых, согласно [17], чаще всего парами, особенно в холодный период года. Такие парные гребни описываются волнами с $m = 2$.

Ближе всего к равномерному распределению гистограммы для волн синоптического масштаба с зональными волновыми числами $m = 5$ и $m = 6$. Для проверки этой гипотезы был выполнен статистический анализ значимости отклонений этих гистограмм от гистограммы, соответствующей гипотетическому равномерному распределению фаз по градациям. То обстоятельство, что для построения гистограмм использованы только фазы, рассчитанные для неперекрывающихся пятидневных периодов осреднения поля геопотенциала (т. е. все фазы независимы друг от друга) позволяет просто решить этот вопрос с помощью χ^2 -распределений для отклонений эмпирических повторяемостей в пределах каждой гистограммы от теоретически предполагаемой при равномерном распределении фаз по всем 16 градациям. При этом было учтено, что число степеней свободы χ^2 -распределения равно 15 (число градаций минус единица), а число рассмотренных пентад равно 176. Значения χ^2 -распределения с 15 степенями свободы, подсчитанные по гистограммам рис. 3 для фаз волн в поле пятидневного среднего геопотенциала поверхности 500 гПа северного полушария, представленных сферическими гармониками с волновым вектором $m/(m + 2)$ для разных значений, представленных ниже.

m	1	2	3	4	5	6	7	8	9
χ^2	254,3	186,4	93,2	71,7	19,6	14,0	44,6	65,0	49,6

Сравнение найденных значений χ^2 с теоретически ожидаемыми указывает, что гипотеза о том, что представленные на рис. 4 гистограммы выбраны из равномерного распределения,

должна быть отвергнута на уровне значимости 0,1 %. Возможность принять гипотезу равномерного распределения для ультрадлинных волн с числами $m = 1$ и $m = 2$ оказалась даже еще меньше. Исключение составили только две волны синоптического масштаба (числа $m = 5$ и $m = 6$). Для них уровень значимости оказался хуже 10 %. Это означает, что гипотеза о равномерности распределения фаз по грациям для этих волн должна быть принята.

На первый взгляд, полученные результаты полностью соответствуют упоминавшимся выше классическим представлениям, что в долговременном плане (масштаб примерно недели) ультрадлинны волны являются почти стационарными в пространстве, т. е. их фазы как-то приурочены к особенностям крупномасштабной орографии и распределению суши и моря, а синоптические волны остаются более или менее свободными в своем движении по пространству, поскольку непосредственным источником их возбуждения и поддержания является повсеместно встречающаяся бароклинная неустойчивость.

Однако обращает на себя внимание, что гипотеза о равномерности распределения фаз по грациям отвергается также для самых коротких волн синоптического масштаба из числа рассмотренных (волн с $m = 7, 8$ и 9). Хотя рассчитанные для этих волн значения χ^2 оказались в 2—5 раз меньше, чем для ультрадлинных волн, гипотеза равномерности распределения фаз для них все же отвергается на высоком 0,1 % уровне значимости. Дополнительный анализ показал, что фазы этих волн меняются со временем весьма неравномерно. Наблюдаются даже скачкообразные изменения фаз на величину порядка π или 2π после более или менее длительного стационарирования, почти как у ультрадлинных волн. Колебания фаз такого характера были названы в статье [4] релаксационными, поскольку они характерны для динамических систем с „быстрыми” и „медленными” переменными, как, например, в известном уравнении Ван дер Поля. В отличие от ультрадлинных волн, где такие скачки происходят гораздо реже (иногда только 1—2 раза в сезон) и значение скачка, как правило, очень близко к 2π , скачки фаз коротких синоптических волн и чаще, и менее регулярны по величине, поэтому усмотреть локализацию этих фаз около некоторых предпочти-

тельных долгот непосредственно по их временным графикам не легко. Гистограммы показывают это более четко.

Объясняя обнаруженное явление, можно сказать следующее. Как показали расчеты бифуркаций в простых атмосферных моделях, при росте внешнего термического форсирования атмосферы [5, 7] первыми обнаруживают бароклинную неустойчивость синоптические волны с зональными волновыми числами 5 и 6. Более короткие, как и более длинные волны обнаруживают бароклинную неустойчивость только при несколько больших значениях внешней силы. В то же время (см., например, бифуркационные диаграммы в [5, 7 и 8]) короткие волны синоптического масштаба оказываются неустойчивыми к орографическому воздействию на поток при тех значениях внешнего термического форсирования, когда их бароклинная неустойчивость еще не проявляется. К сожалению, даже в очень простых моделях нелинейная стадия роста возмущений синоптических волн, возникших при разрешении бароклинной и орографической неустойчивости, мало исследована (см. обсуждение проблемы в [5, 7, 9, 10 и 18]). Поэтому утверждать, что наблюдаемая фазовая локализация коротких синоптических волн есть следствие их большой линейной неустойчивости к орографическому воздействию, строго говоря, нельзя. Это можно только принять как правдоподобное объяснение. Сам же по себе обнаруженный факт предпочтения коротких синоптических волн испытывать релаксационные колебания в окрестности некоторых предпочтительных долгот может быть использован для увеличения их предсказуемости в соответствующим образом инициализированных моделях, что и было сделано в квазисинхронной модели [27].

Заключение

При численных экспериментах с простыми моделями в [10, 11] было выяснено, что несинхронизованные движения волн существуют на ранних этапах интегрирования модельных уравнений от случайных начальных условий. Эти движения оказались более неустойчивы, чем синхронизованные. Именно поэтому они наблюдаются только вне модельного аттрактора, который целиком состоит из синхронизованных движений. Поэтому было предположено [27], что очень неустойчивые, несинхронизованные движения волн в реальной атмосфере тоже возможны, но не

наблюдаемы на больших временных интервалах из-за своей большой неустойчивости. В моделях же, используемых сейчас для прогноза погоды, несинхронизованные движения могут возникать из-за ошибок начальных данных и, раз возникнув, ведут к преждевременной потере предсказуемости, даже если используемая в этих прогностических моделях инициализация подавляет ложные гравитационные волны, вызывающие совсем быструю потерю предсказуемости. Отсюда возникла идея квазисинхронной гидродинамической модели, предназначенной для описания и прогнозирования низкочастотного хаоса, т. е. полей геопотенциала, осредненных по пятидневкам [27]. В этой модели в качестве зависимых переменных используются зональные компоненты, амплитуды и фазы волн в поле функции тока на среднем уровне атмосферы, и несинхронизованные движения должны быть полностью исключены подобно тому, как в квазигеострофических моделях, использовавшихся на ранней стадии развития численных краткосрочных прогнозов погоды, полностью исключались гравитационные волны. Для исключения несинхронизованных движений оказалось достаточным положить равными нулю разности фаз всех пар волн с одинаковыми зональными волновыми числами, фигурирующие в членах нелинейных взаимодействий одной зональной компоненты с двумя волнами, а члены с тройными разностями фаз, описывающие нелинейные взаимодействия триплетов волн, вообще исключить из рассмотрения, поскольку эти разности фаз за пять дней пробегают весь диапазон значений от нуля до 2π и, следовательно, дают близкий к нулю вклад в среднюю пятидневную эволюцию поля. Основной вклад в эволюцию в масштабах месяца дают, как оказалось, члены, описывающие взаимодействие зонального потока и осредненных волн с крупномасштабной топографией. Детальное описание квазисинхронной модели, которая сейчас уже используется в Гидрометцентре России для составления экспериментальных месячных прогнозов погоды [14, 15], дано в [27].

Работа выполнена в рамках Проекта 1.2 Государственного научного центра при Гидрометцентре России а также темы 1 российско-польского сотрудничества в области гидрометеорологии в 1997—1999 гг. и при финансовой поддержке по контракту KBN-Nr 6 PO4D 038 12/Poland.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы // Докл. АН СССР. — Т. 39, № 7. — С. 285—287.
2. Боголюбов Р. Р., Митропольский Ю. А. Асимптотические методы в теории нелинейных колебаний. — М.: Наука, 1974. — 500 с.
3. Виноградская А. А., Власова И. Л., Сонечкин Д. М. О временных колебаниях амплитуд и фаз планетарных волн // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 290. — С. 128—136.
4. Власова И. Л., Зимин Н. Е., Сонечкин Д. М. Релаксационные колебания и синхронизация фаз планетарных волн // Метеорология и гидрология. — 1989. — № 11. — С. 33—42.
5. Галин М. Б., Киричков С. Е. Устойчивость зональной циркуляции атмосферы в модели с орографией и проблема блокирования // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1985. — Т. 21, № 6. — С. 563—572.
6. Голицын Г. С., Дикий Л. А. Колебания планетарных атмосфер как функция скорости вращения планет // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1966. — Т. 2. — С. 137—142.
7. Зимин Н. Е. Зависимость качественной динамики простейшей модели взаимодействия бароклинных волн и зонального потока от волнового числа // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 290. — С. 60—80.
8. Зимин Н. Е. Роль крупномасштабной орографии в возбуждении и поддержании долгопериодных колебаний в простейшей квазигеострофической модели // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 290. — С. 81—110.
9. Курбаткин Г. П., Синяев В. Н. Изучение влияния нелинейных взаимодействий на поведение ультрадлинных волн // Численные методы решения задач прогноза погоды и общей циркуляции атмосферы. — Новосибирск, 1970. — С. 227—247.
10. Сонечкин Д. М. Стохастичность в моделях общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 284 с.
11. Сонечкин Д. М. Стохастичность атмосферной динамики и проблема долгосрочного прогноза погоды // Шестьдесят лет Центру гидрометеорологических прогнозов. — Л., 1989. — С. 171—190.
12. Сонечкин Д. М., Власова И. Л., Зимин Н. Е. Качественное исследование динамики взаимодействующих триплетов волн Россби—Блиновой // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1991. — Вып. 311. — С. 85—100.
13. Сонечкин Д. М., Власова И. Л., Зимин Н. Е. Долгопериодные колебания зонального потока и амплитуд волн в поле геопотенциала поверхности 500 гПа // Метеорология и гидрология. — 1993. — № 8. — С. 28—36.
14. Сонечкин Д. М., Самров В. П. Численные эксперименты по преодолению современного предела предсказуемости путем согласования прогнозируемых характеристик погодообразующих волн // Проблемы долгосрочного прогноза и короткопериодных колебаний климата, совершенствование обеспечения потребителей этой продукцией. — СПб., 1995. — С. 33—54.
15. Сонечкин Д. М., Изотов П. Ю., Семенюк Н. В. Опыт использования расчетов поля H_{500} по квазисинхронной модели для предсказания хода температуры воздуха на следующий месяц // Метеорология и гидрология. — 1995. — № 12. — С. 32—39.

16. Шаповалова Н. С. Статистические характеристики спектрального представления поля геопотенциала H_{500} для северного полушария // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 278. — С. 90—99.
17. Шаповалова Н. С. Статистика блокирующих образований в атмосфере // Метеорология и гидрология. — 1990. — № 8. — С. 34—42.
18. Brojewski R. Baroclinic instability of the atmosphere due to the nonhomogeneity of zonal flow // J. of technical physics (Polish Academy of Science). — 1993. — Vol. 34, N 1. — P. 37—43.
19. Deland R. J. Traveling planetary waves // Tellus. — 1964. — Vol. 16. — P. 271—273.
20. Deland R. J. On the spectral analysis of traveling waves // J. Meteorol. Soc. Japan 1972. — Vol. 50. — P. 104—109.
21. Eliassen E. A study of the long atmospheric waves on the basis of zonal harmonic analysis // Tellus. — 1958. — Vol. 10. — P. 206—215.
22. Eliassen E., Machenhauer B. A study of the fluctuations of atmospheric planetary flow patterns represented by spherical harmonics // Tellus. — 1965. — Vol. 17. — P. 220—238.
23. Haurwitz B. The motion of atmospheric disturbances on the spherical earth // J. Marine Research. — 1940. — Vol. 3. — P. 254—267.
24. Lorenz E. N. Mechanics of vacillations // J. Atmos. Sci. — 1963. — Vol. 20, N 5. — P. 448—464.
25. Platzman G. W. The Rossby wave. Quart // J. Roy. Meteorol. Soc. — 1968. — Vol. 94. — P. 225—248.
26. Rossby C.-G. et al. Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action // J. Marine Research. — 1939. — Vol. 2. — P. 38—55.
27. Sonechkin D. M., Samrov V. P., Zimin N. E. The model averaged with respect to planetary wave phases reveals the ability to overcome the weekly predictability limit // Mon. Wea. Rev. — 1995. — Vol. 123. — P. 2461—2473.

О СОСУЩЕСТВОВАНИИ ХАОТИЧЕСКИХ И НЕЙТРАЛЬНО УСТОЙЧИВЫХ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ АТМОСФЕРНЫХ КОЛЕБАНИЙ

Введение

В настоящее время принято считать динамику атмосферы во всех временных и пространственных масштабах хаотичной, т. е. неустойчивой с физической и непредсказуемой с прогностической точки зрения. Теоретическое обоснование этого было дано во многих работах, и прежде всего — выдающегося теоретика метеорологии Е. Н. Лоренца. Уместно отметить, что работы Лоренца — математика по образованию — по проблеме предсказуемости оказались настолько глубоки, что послужили одним из важных импульсов развития самой математической теории динамических систем со сложным, кажущимся случайным, хаотическим поведением. Странный аттрактор в знаменитой трехкомпонентной системе Лоренца, введенной первоначально Б. Зальцманом — другим выдающимся американским теоретиком метеорологии, как сильно упрощенная модель конвекции в атмосфере, остается фактически единственным притягивающим множеством в пространстве решений динамических систем, про которое доказано, что это — действительно странный аттрактор в соответствии с современным строгим математическим определением этого термина.

Вместе с тем теория динамических систем не стоит на месте. К 80-м годам XX в. накопилось большое количество фактов о еще более сложном, чем „просто хаотичное“, характере турбулентности в жидкости. Были проведены численные эксперименты с относительно простыми динамическими системами, пригодными для качественного анализа, т. е. теми, в которых могут быть исследованы бифуркации, происходящие в них при изменениях воздействующих на эти системы внешних сил. В этих экспериментах были обнаружены хаотические колебания, свойственные странным аттракторам, и среди них те, которые в теории турбулентности были названы когерентными структурами. В фазовых пространствах исследованных систем эти последние

колебания оказались представлены траекториями, проходящими очень близко от седловых точек (или седловых циклов), включенных в аттрактор. Эти колебания в определенном смысле, т. е. с практической точки зрения, оказались квазистойчивыми, а потому предсказуемыми на относительно долгие сроки. На этом основании в настоящее время принято рассматривать турбулентность как смесь хаотических и квазистойчивых колебаний.

При исследовании бифуркаций в системах, форсированных периодическими внешними силами с несоизмеримыми периодами, в начале 80-х годов XX в. были найдены еще более необычные колебания. Траектории, представляющие эти колебания в фазовом пространстве соответствующей динамической системы, составляют притягивающее множество, т. е. аттрактор. Каждая из этих траекторий является непериодической, как это свойственно траекториям странных аттракторов, но нейтрально устойчивой, т. е. спектр ляпуновских чисел этой траектории, за исключением одного или нескольких нулевых чисел, весь расположен в левой полуплоскости. Притягивающие множества таких непериодических, нейтрально устойчивых траекторий были названы странными нехаотическими аттракторами. До настоящего времени странные нехаотические аттракторы остаются очень слабо исследованными с теоретико-динамической точки зрения. В частности, бифуркационный переход к этим аттракторам от устойчивого периодического движения почти не изучен. Лишь один из переходов установлен достаточно определенно. Он состоит в последовательности бифуркаций торов: от предельного цикла к двумерному, затем трехмерному и так далее к еще более многомерному тору. Такой переход наблюдается в диссипативных динамических системах, форсированных двумя периодическими внешними силами, чьи периоды несоизмеримы. В этом есть известное сходство со сценарием перехода к обычному странному аттрактору через бифуркации торов. Этот последний сценарий состоит в последовательности переходов:

- от цикла к двумерному тору;
- от двумерного тора к резонансному циклу на нем в момент достижения амплитудой периодической внешней силы значения, называемого критическим;
- хаотизации этого цикла через бифуркации удвоения, утроения или учетверения периода при дальнейшем росте амплитуды внешней силы.

Замечательной особенностью перехода к хаосу через бифуркации торов является самоподобие как бифуркационных диаграмм (в пространстве параметров: амплитуда — период внешней силы), так и энергетических спектров рождающихся в момент перехода колебаний. На линии критических значений амплитуды внешней силы на бифуркационной диаграмме можно видеть „дьявольскую лестницу” резонансных „клювов Арнольда”, в которых локализованы резонансные циклы разного порядка. Этот порядок определяется „деревом Фейри” [1, 3]. При рассмотрении любой части этой „лестницы” обнаруживаются „клювы Арнольда” все более высокого порядка, соответствующие комбинационным резонансам (нижним ярусам „дерева Фейри”). Также и пики энергетического спектра расположены на оси частот таким образом, что более детальное рассмотрение части оси частот обнаруживает на ней такую же самую картину пиков с соответствующим образом перемасштабированными амплитудами пиков и расстояниями между ними. Свойство самоподобия тем более резко выражено, чем отношение периода внешней силы к периоду предельного цикла (с которого начинается переход к хаосу) хуже аппроксимируется рациональными дробями. Наиболее ярко самоподобие видно, когда это отношение есть „золотое среднее” — корень простейшего квадратичного уравнения.

Переход к хаосу через бифуркации торов был хорошо изучен (особенно коллективом нижегородских математиков во главе с Л. П. Шильниковым). Но его сходство со сценарием перехода к нехаотическим непериодическим колебаниям кончается уже на этапе захвата в резонанс при критическом значении внешней силы. В численных экспериментах удалось обнаружить, что в случае, когда на систему воздействуют две внешние периодические силы с взаимно несоизмеримыми периодами, на бифуркационной диаграмме имеется вторая критическая линия (при еще больших амплитудах периодических внешних сил, чем вышеописанная первая). На этой линии, кажется (строго не доказано), есть своя „дьявольская лестница”, разделяющая области существования странных хаотических аттракторов и странных нехаотических аттракторов (внутри продолжений в область нехаотичности вышеупомянутых „клювов Арнольда”). Такое явление „двойной дьявольской лестницы” было обнаружено, в частности,

при качественном исследовании 14-компонентной модели течения вязкой, подогреваемой с боков жидкости в периодическом вращающемся канале [6]. Подогрев был принят периодически меняющимся, и, кроме того, была введена неоднородность дна канала, имитирующая крупномасштабную топографию Земли. К сожалению, до настоящего времени задача не поддается строгому анализу в общем случае, в частности потому, что не разрешена проблема теории чисел об определении наиболее плохо аппроксимируемой рациональными дробями тройки попарно несоизмеримых чисел.

Следствием неразрешенности этого вопроса является то, что строго не доказано существование самоподобия энергетических спектров странных нехаотических колебаний, хотя и были получены некоторые экспериментальные свидетельства того, что такое самоподобие действительно существует. Из его существования следует, что можно надеяться идентифицировать странные нехаотические колебания, т. е. отличить их от странных хаотических колебаний, если рассматривать энергетический спектр динамической системы. Грубо говоря, спектр у хаотических колебаний является сплошным, а спектр у странных нехаотических колебаний, в принципе, дискретен, т. е. состоит из огромного числа дельтаобразных пиков. Конечно, при реальных расчетах пики всегда имеют конечную ширину, а спектр в целом имеет континуальное основание за счет измерительных шумов. Тем не менее характерным отличием спектра странных нехаотических колебаний от спектра хаотических колебаний является более резкая выраженность многочисленных максимумов и минимумов спектральной плотности. Было предложено использовать в качестве теста на различение этих типов колебаний скорость убывания числа локальных максимумов (минимумов) спектральной плотности в спектре ($N(A)$) с ростом значения этих максимумов A . Эта зависимость была найдена в виде скейлинга

$$N(A) = \text{const } A^d, \quad (1)$$

где d — величина, связанная с размерностью рассматриваемого аттрактора. Поскольку размерность хаотического странного аттрактора должна быть не менее трех, условие хаотичности есть $d \geq 3$, в противном случае скейлинговое соотношение (1) харак-

теризует странный нехаотический аттрактор. Для отличия странного нехаотического аттрактора от простой квазипериодичности надо использовать то обстоятельство, что квазипериодичность характеризуется совсем другим скейлингом:

$$N(A) = \text{const} (\log A)^d, \quad (2)$$

где величина d определяет размерность инвариантного тора в фазовом пространстве рассматриваемой динамической системы, на поверхности которого лежат фазовые траектории (тор может быть двумерный, трехмерный и еще более многомерный).

Наконец подчеркнем, что движения в системе общей циркуляции атмосферы охватывают огромный диапазон временных (и пространственных) масштабов. Трудно ожидать, что все эти движения могут быть эффективно представлены как одна какая-то динамическая система, будь то хаотическая или нехаотическая. Более вероятно, что они могут быть описаны только некоторой иерархией систем, и наша гипотеза состоит в том, что относительно высокочастотные, погодообразующие движения являются хаотичными, но относительно низкочастотные климатообразующие движения, хотя и очень сложны в их форме, но нехаотичны. Заметим, что с этой гипотезой хорошо согласуются давно известные, почти регулярные особенности некоторых крупномасштабных процессов, наблюдаемых в тропической зоне, как например Эль-Ниньо — Южное колебание (ЭНЮК). Как первое количественное указание на нехаотическую природу этих процессов, на примере квазидвухлетних колебаний нижнеатмосферных экваториальных ветров, можно упомянуть работу Иващенко и Сонечкина [5].

**Свидетельства нехаотичности
сверхнизкочастотных колебаний в атмосфере,
основанные на скейлинговом анализе спектров
метеорологических переменных**

Для испытания гипотезы о нехаотичности сверхнизкочастотных колебаний в атмосфере были использованы некоторые рекомендации современной теории динамических систем. В частности, для рассмотрения вопроса о хаотичности или нехаотично-

сти сверхнизкочастотных (с периодами более нескольких месяцев) колебаний в системе общей циркуляции атмосферы был использован энергетический спектр временных колебаний индекса зональной циркуляции Блиновой для поля геопотенциала поверхности 500 гПа северного полушария. Пример расчета этого спектра по ежедневным значениям индекса за 34 года (с 1949 по 1983 г.) содержится в нашей работе [2]. В целом энергетический спектр индекса Блиновой имеет характер, типичный для спектров „красного шума”, т. е. энергия его колебаний растет с уменьшением частоты, и график этой зависимости является выпуклым вверх. Вместе с тем в энергетическом спектре индекса зональной циркуляции Блиновой на краснопумовое основание спектра наложены два мощных пика спектральной плотности, соответствующие годовому и полугодовому колебаниям, а сам спектр в целом делится на три части:

- высокочастотную (периоды примерно до 10 дней);
- низкочастотную (периоды примерно от 10 дней до 2 месяцев);
- сверхнизкочастотную (периоды более 2 месяцев).

Наклон спектра высокочастотных колебаний хорошо аппроксимируется законом „минус третьей степени”, типичным для двумерной турбулентности внутри области прямого энтропийного каскада. Спектр низкочастотных колебаний хорошо отвечает другому известному из теории турбулентности закону „минус второй степени” внутри области обратного энергетического каскада. Энергетический спектр в обеих этих областях кажется сплошным, и хотя и негладким из-за выборочных эффектов, но без явно выраженных пиков. Поэтому высоко- и низкочастотные колебания индекса зональной циркуляции Блиновой, без сомнения, следует рассматривать как хаотические, т. е. неустойчивые и ограниченно предсказуемые. Практика метеорологических прогнозов вполне подтверждает это.

В области же сверхнизкочастотных колебаний у энергетического спектра индекса зональной циркуляции Блиновой существует „спектральное плато”, т. е. спектральная плотность сверхнизкочастотных колебаний почти не зависит от частоты. Помимо вышеупомянутых мощных пиков годового и полугодового периодов, над этим „плато” возвышается много других, гораздо менее мощных пиков.

Необходимо отметить, если мы будем оценивать статистическую значимость этих пиков, используя традиционные статистические тесты, то во всех случаях пики оказываются незначимыми, т. е. гипотеза об их случайном появлении за счет эффектов выборки из некоторого „красного шума” не может быть отвергнута. Вместе с тем не только рассматриваемый нами энергетический спектр индекса зональной циркуляции Блиновой для северного полушария, но и практически все опубликованные в метеорологической литературе энергетические спектры самых разных метеорологических элементов все же обнаруживают многочисленные максимумы и минимумы спектральной плотности в сверхнизкочастотной области. Различие между разными спектрами состоит только в точной локализации этих максимумов и минимумов на оси частот. Собственно, неустойчивость такой локализации и влечет статистическую незначимость этих пиков. Если же считать предположение о красношумовой природе атмосферных колебаний априори недопустимым (см., например, многочисленные работы американского геофизика Дж. Карри), то пики оказываются реальными.

Реальность пиков в сверхнизкочастотной части спектров геопотенциала, температуры и других метеорологических элементов может быть следствием нелинейной динамики атмосферы, нестационарной в любом доступном наблюдению масштабе времени. Действительно, как было продемонстрировано еще в книге [6] на примере анализа динамики 14-компонентной модели Лоренца течения вязкой подогреваемой с боков жидкости в периодическом вращающемся канале, типичная фазовая траектория странного аттрактора блуждает между седловыми предельными циклами, являющимися „скелетом” этого аттрактора. Периоды этих циклов имеют всевозможную длину. При интегрировании модели, траектория приближается к одному из таких предельных циклов и некоторое время приближенно копирует его. Затем она удаляется от него, переходя в окрестность другого цикла и т. д. В результате, рассчитывая энергетический спектр по той (относительно короткой) части траектории, когда она приближенно копирует только один какой-либо цикл, мы получаем явный пик на частоте, соответствующей периоду этого цикла. Однако расчет спектра по следующей небольшой части траектории может показать максимум спектральной плотности уже на другой частоте, в соответствии с периодом того нового цикла, в ок-

рестность которого перешла фазовая траектория и т. д. Энергетический спектр, рассчитанный за время, когда фазовая траектория успела посетить окрестности многих циклов, будет показывать размытые и формально статистически незначимые пики на частотах всех посещенных циклов. Наконец, при бесконечно долгом наблюдении спектральная плотность на любой частоте будет результатом суммирования бесконечного числа этих частных пиков, т. е. она окажется гладкой функцией частоты, если аттрактор рассматриваемой динамической системы действительно странный и хаотический. Если же аттрактор странный, но нехаотический, то „скелет” седловых циклов лежит вне этого аттрактора, все же траектории аттрактора являются непериодическими, но в своих частях тоже приближенно копирующими те седловые циклы, которые наиболее близки к аттрактору. Число таких близких соседей конечно. Поэтому энергетический спектр странного нехаотического аттрактора является линейчатым, с пиками и полосами повышенной спектральной плотности на тех частотах, которые соответствуют периодам наиболее близких к аттрактору циклов.

Скейлинговая зависимость (1) для пиков сверхнизкочастотных колебаний индекса зональной циркуляции Блиновой представлена на рис. 1.

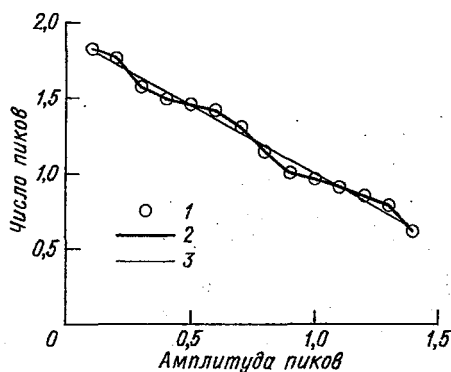


Рис. 1. Скейлинг спектра зонального индекса Блиновой.

1 — вычисленные значения, 2 — соединяет вычисленные значения, 3 — аппроксимация вычисленных значений линейной функцией.

Эта зависимость аппроксимирована линейной функцией в двойном логарифмическом масштабе. Инкремент этой функции существенно меньше трех. Это свидетельствует в пользу гипотезы о нехаотической природе сверхнизкочастотных колебаний индекса зональной циркуляции Блиновой.

Еще одно свидетельство того же рода было получено из анализа спектра межгодовых колебаний приземной температуры воздуха Центральной Англии (ЦАТ). Это самый длинный из существующих в мире рядов инструментальных наблюдений температуры воздуха (с 1659 г.), составленный трудами ряда английских ученых [8, 9, 11]. Разумеется, ранние данные в этом ряду содержат большие случайные и, возможно, систематические ошибки. Самый тщательный анализ ошибок ряда ЦАТ был выполнен недавно в работе [4].

По этой причине энергетические спектры ряда ЦАТ не могут считаться вполне надежными в области самых низких частот, соответствующей масштабу общей длины ряда, ни в одном случае расчета этого спектра, хотя такие расчеты предпринимались неоднократно. Результаты двух таких расчетов (см. [7, 10]) были использованы нами в данной работе. Полученные скейлинговые зависимости представлены на рис. 2.

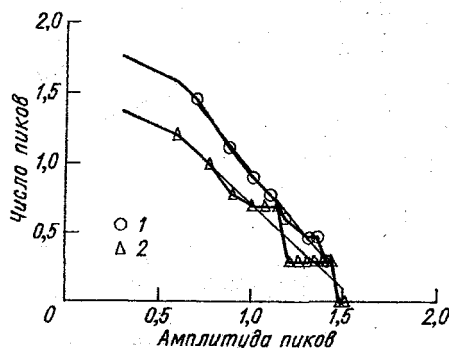


Рис. 2. Скейлинг спектров приземной температуры воздуха Центральной Англии.
1 — 1-й расчет, 2 — 2-й расчет.

Из рисунка видно, что линейная зависимость (в двойном логарифмическом масштабе) существует для ЦАТ не во всем диапазоне амплитуд пиков спектральной плотности ЦАТ. Для самых мощных пиков, которые наблюдаются на самых низких частотах (вековые колебания) скейлинг нарушается. По-видимому, это результат отмеченной выше неточности наблюдений ЦАТ. Подтверждение этому было найдено при вейвлетном преобразовании ряда ЦАТ [4]. Для остальных же пиков спектральной плотности скейлинг выполняется с величинами инкремента существенно менее трех. Разброс между оценками инкремента для обеих рассмотренных оценок спектра ЦАТ гораздо меньше, чем отличие обоих вычисленных инкрементов от трех. Можно поэтому полагать, что и в случае ЦАТ сверхнизкочастотные колебания являются нехаотичными.

Заключение

Таким образом, путем анализа структуры пиков в энергетических спектрах колебаний индекса зональной циркуляции Блиновой для поля геопотенциала поверхности 500 гПа северного полушария за 30 лет и более 300-летнего ряда ЦАТ получено первое свидетельство нехаотичной природы долгопериодных (более нескольких месяцев) колебаний в атмосфере.

Это позволяет пересмотреть общепринятое сейчас представление о хаотичности, т. е. неустойчивости и непредсказуемости, не только погоды, но и климата. Климатические (сезонные и межгодовые) колебания, кажется, являются, хотя и очень сложными по форме и непериодическими, но нейтрально устойчивыми. Тем самым открывается путь к разработке принципиально новых методов предсказания колебаний и изменений климата. Нам представляется, что эти методы в чем-то должны быть сходны с предсказаниями океанических приливов, т. е. они должны основываться на экстраполяции большого числа гармонических колебаний с несоизмеримыми периодами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анищенко В. С., Летчфорд Т. Е., Сонечкин Д. М. Универсальные закономерности мягкого перехода к хаосу через режим двухчастотных колебаний // Журнал технической физики. — 1988. — Т. 58, вып. 5. — С. 849—859.

2. Виноградская А. А., Власова И. Л., Даценко Н. М., Сонечкин Д. М. Теория годового хода зональной циркуляции атмосферы. 1. Шестимодовая модель супергармонических резонансов // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1988. — Вып. 297. — С. 150—165.
3. Даценко Н. М., Сонечкин Д. М. О резонансном возбуждении низкочастотной изменчивости в малокомпонентной модели атмосферы // Тр. Гидрометцентра России. — 1992. — Вып. 319. — С. 138—155.
4. Даценко Н. М., Сонечкин Д. М., Шабалова М. В. Сезонные различия в длинных рядах приземной температуры воздуха в Европе // Метеорология и гидрология. — 2000. — № 7. — С. 33—41.
5. Иващенко Н. Н., Сонечкин Д. М. Способ построения дискретного отображения для прогноза хаотической динамики ветра в экваториальной стратосфере // Тр. Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 331. — С. 75—81.
6. Сонечкин Д. М. Стохастичность в моделях общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 284 с.
7. Bennet T. C. Central England temperatures: long-term variability and teleconnection // Intern. J. Climatol. — 1999. — Vol. 19. — P. 391—403.
8. Manley G. Mean temperature of Central England // Q. J. R. Meteorol. Soc. — 1953. — Vol. 79. — P. 242—261.
9. Manley G. Central England temperatures: monthly means 1659—1973 // Q. J. R. Meteorol. Soc. — 1974. — Vol. 100. — P. 389—405.
10. Mason B. J. Towards the understanding and prediction of climate variations // Q. J. R. Meteorol. Soc. — 1976. — Vol. 102. — P. 473—498.
11. Parker D. E., Legg T. P., Folland C. K. A new daily Central England temperature series, 1772—1991 // Intern. J. Climatol. — 1992. — Vol. 12. — P. 317—342.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. П. Садоков, А. И. Неушкин, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Летняя засуха (май—август 1949—1999 гг.) на территории бывшего СССР	3
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Сопряженность холодных и суровых зим с летними засухами в сельскохозяйственных районах западной части России и Северного Казахстана	34
<i>В. П. Садоков.</i> Исследование связей параметров засушливости с циркуляционно-термическими характеристиками атмосферы	58
<i>В. П. Садоков.</i> Сравнительная оценка цикличности во временных рядах температуры воздуха на западе и востоке Казахстана	67
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федюнова.</i> Динамика изменения температуры воздуха по десятилетиям	78
<i>В. П. Садоков, Л. Р. Дмитриева, Н. Н. Кузнецова, И. В. Акимов.</i> Анализ временной и пространственной структуры среднего квадратического отклонения количества осадков в Республике Казахстан и прилегающих районах	94
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова, Т. М. Федюнова.</i> Многолетние данные по осадкам и атмосферной засушливости на территории Северного Казахстана	107
<i>В. П. Садоков, В. А. Тищенко, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Режим ветра в средней тропосфере и у земной поверхности над территорией Казахстана	116
<i>В. П. Садоков.</i> Оперативная технология долгосрочного прогноза температуры воздуха и осадков	131
<i>В. Н. Крыжов.</i> Связь скорости ветра на побережье северо-западной Сибири и Североатлантического колебания в зимний период	138
<i>И. В. Акимов.</i> Метод расчета количества осадков, выпадающих из облачности капельного и смешанного фазового состояния, основанный на параметризации микрофизических процессов	149
<i>И. В. Акимов.</i> Метод расчета усиления интенсивности осадков при прохождении ими нижележащих облачных слоев. Определение скоростей испарения и таяния осадков	164
<i>Р. Броевский, А. Ф. Гончаренко, Н. Н. Иващенко, Д. М. Сонечкин.</i> Локализация фаз при движениях планетарных волн в поле H_{500} северного полушария	179
<i>Н. М. Даценко, Д. М. Сонечкин.</i> О существовании хаотических и нейтрально устойчивых долгопериодных атмосферных колебаний	192

Сборник научных трудов

Труды ГМЦ

Выпуск 336

**КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
И МЕТОДЫ ПРОГНОЗА
РАЗЛИЧНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ**

Редактор *Н. С. Емельянова*. Художественный редактор *Л. А. Унрод*.
Технический редактор *Н. Ф. Грачева*. Корректор *И. А. Крайнева*

ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 28.12.01. Формат 60 × 84 1/16. Бумага офсетная. Печать
офсетная. Печ. л. 13,25. Усл. печ. л. 12,32. Усл. кр.-отт. 12,55. Уч.-изд. л. 12,93.
Тираж 300 экз. Индекс 97/01.

Гидрометеиздат. 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38

Летняя засуха (май—август 1949—1999 гг.) на территории бывшего СССР. Садоков В. П., Неушкин А. И., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 3—33.

Для изучения засух использовался индекс засушливости S_i , который вычислялся по данным за май—август 1949—1999 гг. по 90 станциям территории бывшего СССР. С учетом вычисленных значений индекса S_i выявлялись случаи с ареалом обширных засух, когда значение $S_i \geq 2,0$ наблюдалось на 7 станциях и более. Составлен каталог краткого описания распределения засух на изучаемой территории отдельно для каждого месяца года. Определена их повторяемость через 1, 2, ..., 11 лет. Вычислена повторяемость обширных засух по грациям количества станций.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 5.

Сопряженность холодных и суровых зим с летними засухами в сельскохозяйственных районах западной части России и Северного Казахстана. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 34—57.

Проведен статистический анализ засух по 90 станциям СНГ. Выявлены по месяцам (май—август) и годам (1949—1999 гг.) ареалы обширных засух ($S_i \geq 2,0$ на 7 станциях и более). Исследована сопряженность холодных ($W_i = -0,1 \dots -1,9$) и суровых ($W_i \leq -2,0$) зим (декабрь—февраль) с засухами ($S_i \geq 2,0$) в сельскохозяйственных районах западной части России и Северного Казахстана по 35 станциям за 1949—1999 гг.

Табл. 8. Ил. 11. Библ. 5.

УДК 551.509.3

Исследование связей параметров засушливости с циркуляционно-термическими характеристиками атмосферы. Садоков В. П. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 58—66.

Проведен анализ на возможное существование скрытой цикличности индекса засушливости S_i и выявлены его связи с циркуляционными параметрами по трем экономическим регионам (Центральному, Центральнo-черноземному и Северо-Кавказскому).

Табл. 3. Ил. 1. Библ. 3.

УДК 551.509.33

Сравнительная оценка цикличности во временных рядах температуры воздуха на западе и востоке Казахстана. Садоков В. П. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 67—77.

С помощью сингулярного спектрального анализа при использовании данных среднемесячной температуры воздуха в Казахстане к западу и востоку от Байконура была сделана попытка выявить общие закономерности, их различия и периодичность в ходе временных рядов. Исследованы шести-, четырехмесячные и квазидвухлетние циклы по данным собственных векторов.

Ил. 6. Библ. 3.

Динамика изменения температуры воздуха по десятилетиям. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., Федунова Т. М. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 78—93.

За период 1949—1998 гг. по скользящим десятилетиям просчитывались средние значения температуры воздуха, число дней с оттепелями ($T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$), сильными морозами ($T < -25\text{ }^{\circ}\text{C}$) в холодный период года (октябрь—март) и с температурами выше 25 и $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ в теплый период года (апрель—сентябрь). Проведен анализ поведения среднего квадратического отклонения температуры воздуха по скользящим десятилетиям и месяцам.

Табл. 4. Ил. 5. Библ. 2.

Анализ временной и пространственной структуры среднего квадратического отклонения количества осадков в Республике Казахстан и прилегающих районах. Садоков В. П., Дмитриева Л. Р., Кузнецова Н. Н., Акимов И. В. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 94—106.

По десятилетиям за период 1949—1998 гг. рассчитаны средние квадратические отклонения осадков (СКО). Проведен анализ временного и пространственного распределения значений СКО в разных пунктах по различным направлениям от Байконура, что позволило проследить эволюцию СКО с целью качественной оценки влияния увеличения числа пусков ракетопосителей (РН) на режим осадков.

Ил. 12. Библ. 3.

Многолетние данные по осадкам и атмосферной засушливости для территории Северного Казахстана. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., Федунова Т. М. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 107—115.

Изучено число дней с осадками и их продолжительность. Определено по десятилетиям среднее число дней с осадками $R > 10,2$ мм/сут, а также среднее максимальное количество суточных осадков ($\bar{R}_{\max}$). Плохая согласованность анализируемого элемента по привлеченным пунктам позволяет сделать вывод об отсутствии связи между выпадением экстремальных осадков и пусками ракетопосителей.

Исследование данных атмосферной засушливости ($S_i \geq 2,0$) подтверждает приведенный выше вывод.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 6

Режим ветра в средней тропосфере и у земной поверхности над территорией Казахстана. Садоков В. П., Тищенко В. А., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 116—130.

Исследовано возможное воздействие на окружающую среду пусков ракетопосителей (РН) с космодрома Байконур. Изучены климатические данные режима ветра в средней тропосфере и у земной поверхности над территорией Казахстана за 1936—1994 гг. по сезонам (зима, весна, лето, осень). Проведен анализ карт зональной и меридиональной составляющих геострофического ветра на уровне 5 км по десятилетиям, начиная с 1949 г. Выявлено, что на скорость и направление ветра пуски РН не влияют.

Ил. 8. Библ. 5.

Оперативная технология долгосрочного прогноза температуры воздуха и осадков. Садоков В. П. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 131—137.

При долгосрочном прогнозе температуры воздуха и количества осадков используется база данных ежедневной информации, позволяющая моделировать поиск плавающих аналогов с произвольным сдвигом по времени. Разработанная методология испытывалась с апреля 1999 г. по сентябрь 2000 г. Прогнозы ΔT и ΔR составлялись каждую декаду (1, 11 и 21-го числа каждого месяца).

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 2.

Связь скорости ветра на побережье северо-западной Сибири и Североатлантического колебания в зимний период. Крыжов В. Н. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 138—148.

Проанализированы ряды значений скорости ветра по семи прибрежным гидрометеорологическим станциям Западной Сибири: Амдерма, Болванский Нос, Мыс Меньшикова, Харасавэй, Марресалы, Остров Попова, Усть-Кара. Для проверки гипотезы о возможном влиянии Североатлантического колебания (САК) на оценки различных характеристик скорости ветра в зимний период проведено сравнение средних выборок, построенных для лет, характеризующихся положительной и отрицательной фазами САК. Ранговый тест Вилкоксона показал, что эти выборки принадлежат к разным генеральным совокупностям, причем средняя скорость ветра зимой больше в годы с положительной фазой САК. Сравнение максимальных наблюдаемых скоростей ветра по этим же выборкам дало аналогичный результат. Однако различие в рассчитанных скоростях ветра, возможных раз в сто лет, лежит в пределах точности расчета с использованием аппроксимирующего распределения вероятностей Вейбулла.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 19.

УДК [551.577.1 + 551.576.1].001.572

Метод расчета количества осадков, выпадающих из облачности капельного и смешанного фазового состояния, основанный на параметризации микрофизических процессов. Акимов И. В. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 149—163.

Предложен новый метод расчета количества осадков из облачности капельного и смешанного фазового состояния. Метод основан на расчете изменения во времени критической водности, характеризующей соотношение крупнокапельной и мелкокапельной частей облачного спектра. Описание изменения критической водности основано на параметризации микрофизических процессов в облачном слое с использованием функции распределения облачных частиц в виде гамма-распределения. Проведена оценка величин микрофизических параметров, входящих в расчет критической водности, и найдены их оптимальные значения.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 15.

УДК [551.577.1 + 551.576.1].001.572

Метод расчета усиления интенсивности осадков при прохождении ими нижележащих облачных слоев. Определение скоростей испарения и таяния осадков. Акимов И. В. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 164—178.

Предложен метод расчета усиления интенсивности осадков при прохождении частицами осадков нижележащих облачных слоев. Метод основан на использовании функции распределения частиц осадков в виде гамма-распределения. Новизна метода состоит в том, что он позволяет учитывать изменение среднего размера частиц осадков по пути к подстилающей поверхности. В работе получены формулы для определения скоростей испарения и таяния частиц осадков. Проведенные оценки показали, что средний размер частиц осадков существенно влияет на скорости испарения и таяния.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 12.

Локализация фаз при движениях планетарных волн в поле H_{500} северного полушария. Броевский Р., Гончаренко А. Ф., Иващенко Н. Н., Сонечкин Д. М. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 179—191.

По временным рядам пятидневных средних полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа северного полушария, представленным своими сферическими гармониками, исследована динамика амплитуд и фаз планетарных волн на временах порядка недели и более. Обнаружен “низкочастотный порядок”, состоящий во временной синхронизации амплитуд и, в особенности, фаз планетарных волн с одинаковыми зональными и близкими меридиональными числами. Также показано, что фазы не только ультрадлинных волн (зональные числа от 1 до 4), что давно известно, но и коротких синоптических волн (зональные числа 8 и 9) локализуются вблизи определенных географических долгот за счет превалирования у коротких синоптических волн ортографической неустойчивости по сравнению с бароклиной.

Ил. 4. Библ. 27.

О сосуществовании хаотических и нейтрально устойчивых долгопериодных атмосферных колебаний. Даценко Н. М., Сонечкин Д. М. // Труды Гидрометцентра России, 2001, вып. 336, с. 192—202.

Высказано предположение, что сезонные и более долгопериодные колебания в атмосфере не являются хаотическими. Оно основано на теоретическом доказательстве существования странных нехаотических колебаний в динамических системах, форсированных внешними периодическими силами с несоизмеримыми периодами, и обнаружении нейтрально устойчивых когерентных структур в турбулентных потоках. Путем анализа энергетических спектров индекса зональной циркуляции Блиновой и очень длинного ряда приземных температур воздуха Центральной Англии получено первое подтверждение высказанного предположения.

Ил. 2. Библ. 11.

