

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЯ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СССР

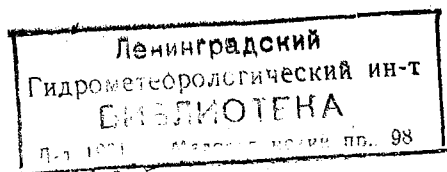
ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

404

ОБЩАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук Н. В. КОБЫШЕВОЙ
канд. геогр. наук В. И. ЛИПОВСКОЙ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1978

В сборник включены работы, посвященные анализу климатических условий различных районов СССР, а также методам получения климатологической информации.

Сборник предназначен для специалистов климатологов и метеорологов, а также для сотрудников проектных институтов, использующих климатологическую информацию.

The publication includes papers dealing with analysis of climatic conditions of different areas of the USSR and methods for obtaining climatological information.

It is meant for specialists in climatology and meteorology as well as for workers of designing institutes using climatological information.

И. Д. Копанев

СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ СНЕГОМЕРНЫХ СЪЕМОК ПО ТРЕУГОЛЬНЫМ И ЛИНЕЙНЫМ МАРШРУТАМ

Многолетние исследования снежного покрова Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) и Государственного гидрологического института (ГГИ) позволили разработать и внедрить в 1965 г. новую методику производства снегомерных съемок [5, 6]. Новая методика обеспечивает основное назначение снегомерных наблюдений: изучение климатического и гидрологического режима территорий и оперативное обслуживание народного хозяйства гидрологическими и агрометеорологическими прогнозами и информациями.

Производство снегомерных наблюдений по новой методике имеет следующие основные отличия.

Ежедневные наблюдения по постоянным рейкам на открытом и защищенном участках заменяются наблюдениями по постоянным рейкам на одном участке — метеорологической площадке станции (поста) или вблизи нее. Отменяется ежедекадное определение плотности снега на участках с постоянными рейками.

Снегосъемки по треугольному маршруту в поле и по параллельным линиям в лесу заменены снегомерными съемками по линейным маршрутам.

Совмещены маршруты агрометеорологических снегомерных съемок с маршрутами регулярных снегомерных съемок. Уменьшен объем снегомерных наблюдений.

Выделены снегомерные наблюдения, имеющие специальное назначение (снегосъемки на полях с зябью, со снегозадержанием, в районах пастбищно-отгонного животноводства, наблюдения над распространением и толщиной ледяной корки), которые должны производиться на выборочной сети станций по особым инструкциям.

Уточнены длины снегомерных маршрутов и расстояния между точками измерения высоты и плотности снежного покрова; даты производства снегомерных съемок; требования к выбору маршрутов на поле с зимующей культурой, в лесу и балках (оврагах);

требования к определению плотности снежного покрова в период весеннего таяния.

В настоящее время на гидрометеорологической сети станций и постов используется ландшафтно-маршрутный принцип производства снегомерных съемок. Основными элементами ландшафта, на которых производятся снегомерные съемки, являются: поле, лес и овраги (балки, лога). Длина маршрутов и объемы снегомерных работ на них различны.

Поскольку любые изменения в методике наблюдений могут в той или иной мере сказаться на однородности периода наблюдений, возник вопрос о величине возможной невязки между данными снегомерных съемок в различных районах страны.

В работе [7] имеются указания на то, что методика производства снегомерных съемок по треугольному маршруту в большинстве случаев дает заниженные значения высоты снежного покрова и соответственно запасов снега на полевых и на лесных маршрутах. Что касается плотности снежного покрова, то ее среднее в пределах однородного элемента ландшафта меняется незначительно и почти не зависит ни от формы, ни от длины маршрута, поэтому можно с уверенностью принять, что переход на новую методику почти не сказывается на однородности данных плотности снега.

Разумеется, для выявления невязки высоты снежного покрова и запасов снега целесообразно провести на всех гидрометеорологических станциях и постах параллельные снегомерные наблюдения по треугольному и линейному маршрутам в течение нескольких зим. Однако в связи с большой трудоемкостью снегомерных работ сравнительные наблюдения были выполнены лишь на выборочной сети станций отдельных УГМС в течение трех зим (1963—1965 гг.) по программе ГГИ [1].

В работе [1] дается сравнительная оценка результатов снегомерных съемок, проведенных на выборочной сети станций в ряде УГМС равнинной части ЕТС. В табл. 1 приведены средние значения запасов снега, полученные путем параллельных снегомерных съемок по двум методикам [1].

Результаты снегомерных съемок на треугольных и линейных маршрутах имеют однозначные различия: повсюду запасы воды в снеге на полевых и лесных участках на линейных маршрутах больше, чем на треугольных. Полевой треугольный маршрут и параллельные линии в лесу дают систематическое занижение запасов снега. Наибольшее занижение отмечается в Центрально-Черноземных областях, около 11 мм (15%), а также на территории Белоруссии — в среднем 8 мм (12%). В пределах УГМС Украинской ССР, Центральных областей и Приволжского занижение в среднем составляет 5—7% [1]. Наименьшее занижение около 1—2% наблюдается на территории УГМС Северного, Северо-Западного и Латвийской ССР, где снежный покров залегает более или менее равномерно.

Отклонения обуславливаются прежде всего особенностями рельефа, подстилающей поверхности, наличием растительности (состав

Таблица 1

Сравнение результатов определения запасов снега (мм) по старой (S^1) и новой (S^2) методикам в поле ($S_{п}$) и в лесу ($S_{л}$)

УГМС	$S_{п}^1$	$S_{п}^2$	$S_{п}^1 - S_{п}^2$	$S_{л}^1$	$S_{л}^2$	$S_{л}^1 - S_{л}^2$
Северное	123	126	-3	156	159	-3
Северо-Западное	54	55	-1	64	68	-4
Верхне-Волжское	105	109	-4	118	122	-4
Латвийской ССР	75	75	0	62	62	0
Центральных областей	54	58	-4	63	63	0
Белорусской ССР	58	66	-8	63	70	-7
Центрально-Чернозем- ных областей	-74	85	-11			
Приволжское	82	86	-4			
Украинской ССР	58	61	-3			

древесных пород, их полнота и яркость и т. п.), повторяемостью оттепелей и метелей, а также трудностями выбора участков для снегомерных съемок. В северных районах ЕТС благодаря однообразию рельефа и растительности процессы переноса и отложения снега более или менее уравнивают друг друга, что способствует уменьшению неравномерности в распределении снежного покрова на местности и уменьшению различий в показаниях треугольных и линейных маршрутов.

На основании обработки имеющихся материалов параллельных снегомерных съемок по старой и новой методикам производства снегомерных работ Л. К. Вершининой [1] представилась возможность в ряде районов ЕТС оценить различия в значениях запасов снега, которые необходимо учитывать при использовании данных за весь период наблюдений путем снегомерных съемок (табл. 2).

Таблица 2

Поправки (%) к средним значениям запасов снега по данным наблюдений до 1966 г.

УГМС	Поправка, %	
	Поле	Лес
Северное	2	2
Северо-Западное	1	3
Латвийской ССР	0	0
Верхне-Волжское	4	5
Центральных областей	7	0
Белорусской ССР	12	10
Центрально-Черноземных областей	13	10
Украинской ССР	5	8

Из данных табл. 2 следует, что в ряде районов (УГМС Северного, Северо-Западного и Латвийской ССР) однородность периода наблюдений над запасами снега почти не нарушена, поскольку в средние многолетние значения не требуется вводить поправку. Однако на территориях Украины, Белоруссии и Центрально-Черноземных областей, на которых распределение снежного покрова характеризуется большой неравномерностью, для сохранения однородности рядов наблюдений в соответствии с данными табл. 2 поправки следует вводить [1].

В настоящей работе рассматриваются вопросы однородности рядов снегомерных наблюдений в различных физико-географических районах СССР по новой методике, с момента внедрения которой прошло более 10 лет. Возникает вопрос, насколько отличаются значения средней многолетней высоты снежного покрова, помещенные в «Справочнике по климату СССР», т. е. осредненные за период 1935—1965 гг., от средней многолетней за весь период наблюдений 1935—1975 гг.

Точность средней многолетней высоты снежного покрова определяется ее временной изменчивостью.

В работе [4] рассмотрена временная изменчивость таких характеристик снежного покрова, как высота и плотность, а также запасы воды в нем.

Для расчетов среднего квадратического отклонения σ были использованы данные постоянных реек и снегомерных съемок. Выполненные расчеты показали, что на значительной части ЕТС среднее квадратическое отклонение максимальной высоты покрова (средней из наибольших декадных высот) по постоянным рейкам изменяется от 5 до 30 см, а по данным снегомерных съемок — несколько меньше.

В районах Западной Сибири σ составляет 10—16 см, на большей части Восточной Сибири около 6 см, а в районах Дальнего Востока, на Камчатке и Сахалине σ достигает 20—30 см. Среднее квадратическое отклонение высоты снежного покрова, вычисленное по данным снегомерных съемок, на Азиатской территории СССР (АТС) не превосходит 8 см [4]. С учетом изменчивости были вычислены погрешности определения средней высоты снежного покрова по данным постоянных реек и снегомерных съемок. На большей части ЕТС ошибки составляют 1—2 см, а в Предуралье 4 см. В районах Сибири ошибка не превосходит 2 см, на Дальнем Востоке, Камчатке и Сахалине составляет около 5 см. Погрешности, вычисленные по данным постоянных реек и снегомерных съемок, имеют незначительные различия [4].

Точность измерения характеристик снежного покрова имеет важное значение для решения многих практических, прогностических и научных задач. В большинстве случаев погрешность определения средних значений характеристик снежного покрова принимается равной 5—10% [3, 7], хотя в отдельных случаях она может достигать больших значений. Значение погрешности опреде-

ления средней может служить критерием правильности выбора участка для снегомерных наблюдений [3].

В зависимости от запросов практики предъявляются различные требования к точности средней многолетней. Если задана точность средней высоты снежного покрова, то следует определить период осреднения, за который она может быть получена. Оценка точности средней многолетней высоты, полученной по периодам различной продолжительности, часто производится путем сопоставления средних за два смежных одинаковых по длительности периода. Однако требования к периоду осреднения определяются в основном запросами практики. Например, при перспективном планировании и проектировании строительства железных и автомобильных дорог в связи со снежными заносами и снеговыми нагрузками в качестве основного следует выбирать период по возможности более продолжительных снегомерных наблюдений для получения более устойчивых средних и экстремальных характеристик снежного покрова. При использовании характеристик снежного покрова для некоторых специальных целей осреднение может производиться по данным снегомерных наблюдений за короткий промежуток времени (например, при строительстве различных сооружений или дорог временного назначения).

В табл. 3 помещены значения средней высоты снежного покрова к моменту снеготаяния по данным снегомерных съемок за различные периоды осреднения для полевых и лесных участков соответствующих УГМС. Для каждого УГМС (за исключением Мурманского и Северо-Западного) приводятся данные трех пар станций с наибольшими и наименьшими значениями высоты.

Из табл. 3 видно, что различия между средними многолетними, полученными за разные периоды осреднения на полевых и лесных участках, в среднем составляют около 2 см, причем они не однозначны. Например, из 49 станций, характеризующих распределение снежного покрова в поле, на 24 станциях средняя многолетняя за весь период осреднения (1935—1975 гг.) выше средней многолетней высоты (1935—1965 гг.), полученной до внедрения новой методики; на 14 станциях она меньше, а на 11 станциях средние совпадают. Из 47 станций, характеризующих распределение снежного покрова в лесу, среднее многолетнее значение за весь период осреднения выше на 21 станции, ниже на 20 станциях, а на 6 станциях средние совпадают.

Если взять отношение разности между средними многолетними, полученными за различные периоды осреднения, к средней многолетней за весь период наблюдений, то можно получить значения поправки (%). В среднем поправка на полевых и на лесных участках составляет около 4% (табл. 3), хотя в отдельных случаях она достигает больших значений (до 8—10%), особенно на полевых маршрутах. Поправка тем больше, чем меньше высота снежного покрова. Например, на полевых маршрутах станций Опочка и Мотоль при разности средних многолетних высот 1 см на первой станции при средней высоте 26 см поправка составляет 4%, а на

Средняя высота снежного покрова (см) по данным снегомерных съемок за различные периоды осреднения и направка (%) к ней

УГМС	Полевой участок				Лесной участок			
	станция	1935—1966 гг.	1935—1976 гг.	поправка	станция	1935—1966 гг.	1936—1975 гг.	поправка
Мурманское Северо-Западное	Мурманск	49	55	10	Уполокша	72	72	0
	Пудож	62	63	1	Пудож	87	85	-2
	Тосно	58	54	-7	Охоны	62	60	-3
	Охоны	50	59	0	Рошино	57	61	6
	Вознесенье	39	39	0	Крестцы	55	56	2
	Петрозаводск	35	38	8	Выборг	46	49	6
	Боровичи	30	31	3	Дно	38	40	5
	Псков	26	26	0	Белогорка	36	38	5
	Опочка	26	25	-4	Опочка	31	31	0
	Порхов	23	23	0				
Северное	Усть-Унья	95	98	3	Верхний Шугор	155	157	1
	Каргополь	52	51	-2	Венденга	78	75	-4
	Сосновец	20	20	0	Унский маяк	61	58	-5
Белорусской ССР	Ломоносово	37	35	-5	Куровичи	51	54	5
	Несвиж	23	21	-9	Вилейка	34	31	-9
	Мотоль	14	13	-8	Некрасевка	21	23	9
Верхне-Волжское	Шаркан	77	73	-4	Омутинск	92	91	-1
	Шаранга	49	48	-2	Кизнер	68	66	-3
	Павлово	25	26	4	Шатки	42	42	0

Уральское	Красновишерск	86	89	3	Полудов	149	146	-2
	Бирск	43	46	6	Волково	63	59	-6
	Каргалы	22	23	4				
Центрально-Черноземных областей	Липецк	33	33	0	Обловка	48	50	4
	Фатеж	24	24	0	Борисоглебск	38	41	7
	Россошь	16	17	6	Павловск	27	26	-4
Приволжское	Троицкое	68	65	-5	Привольская	93	92	-1
	Андреевка	33	35	6	Казань	66	70	5
	Александров-Гай	20	19	-5	Марьевка	49	50	2
Омское	Октябрьское	62	65	5	Хале-Савой	92	92	0
	Тюмень	38	39	3	Алтай	65	62	-5
	Черлак	18	19	5	Тюкалинск	39	38	-3
Красноярское	Артемовск	91	97	6	Оленья Речка	173	180	4
	Богучаны	33	36	8	Гонда	74	76	3
	Минусинск	17	16	-6	Красноярск	35	33	-6
Иркутское	Паршино	68	68	0	Хамар-Дабан	130	128	-1
	Березовый	38	38	0	Инга	48	46	-4
	Ташкай	6	6	0	Перевоз	20	24	8
Кольмское	Иульгин	96	94	-2	Среднекан	101	100	-1
	Хатынгах	46	47	2	Ерокол	65	71	8
	Ола	19	21	10	Суеумэн	44	46	4
Дальнего Востока	Сомнительный принск	60	61	1	Удское	79	74	-6
	Аян	25	26	4	Бысса	43	43	0
	Сковородино	14	16	12	Кумара	28	30	7
Камчатское	Начки	176	172	-3	Начинское	207	208	0
	Долиновка	72	74	3	Сторож	120	126	5
	Слаутое	36	35	-3	Кроноцкое	82	85	3
Сахалинское	Пограничное	87	91	4	Усть-Медлая	131	127	-3
	Чаёво	48	59	4	Рыбновск	83	85	2
	Зеленовск	29	29	0	Пильво	56	53	-5

второй при средней высоте 14 см — около 8%. Подобную картину можно проследить на примере ст. Сковородино. Различия обуславливаются прежде всего особенностями подстилающей поверхности, изрезанностью рельефа, повторяемостью оттепелей и метелей, а также правильностью выбора репрезентативных полевых и лесных снегомерных маршрутов.

В большинстве случаев разница между средними многолетними, полученная за разные периоды осреднения, по своему абсолютному значению невелика, что позволяет пренебречь этой разницей и считать общий период наблюдений снегомерных съемок (с 1935 г. по настоящее время) как единый, т. е. внедрение новой методики снегомерных съемок не сказалось существенно на точности средней многолетней высоты снежного покрова, помещенной в «Справочнике по климату СССР».

В табл. 4 помещены наибольшие и наименьшие значения высоты снежного покрова на полевых и лесных участках, которые наблюдались в течение периода 1935—1975 гг. (около 40 лет).

При сопоставлении данных табл. 4 выяснилось, что наибольшие положительные и наименьшие отрицательные отклонения высоты снежного покрова от средней многолетней приходится на разные годы, т. е. что отсутствует синхронность.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что повсюду как на полевых, так и на лесных участках наибольшее число отклонений приходится на вторую половину периода (1955—1975 гг.). Например, в первую половину периода (1935—1954 гг.) на полевых участках число положительных отклонений составляло 17, а отрицательных 18, во вторую половину соответственно 22 и 21; на лесных участках в первую половину периода число положительных отклонений составляло 13, отрицательных 15, во вторую — соответственно 34 и 32.

Установить, что является решающим фактором, определяющим отклонения от средней многолетней высоты снежного покрова, весьма затруднительно. По-видимому, важную роль в этом играют атмосферные процессы, которые характеризуются соответствующей длительностью и пространственно-временной изменчивостью, в сочетании с местными физико-географическими условиями.

Значения высоты снежного покрова за каждую отдельную зиму можно рассматривать как случайные, поскольку формирование снежного покрова определяется многими независимыми факторами. Это позволяет при анализе временной структуры высоты снежного покрова применять методы математической статистики.

Статистические параметры высоты снежного покрова, приведенные в табл. 5, рассчитаны при допущении, что распределение высоты снежного покрова от года к году подчиняется нормальному закону распределения.

Выбор станций осуществлялся таким образом, чтобы средние многолетние значения высоты снежного покрова отдельной станции и для всей территории УГМС были близки между собой или совпадали. Например, средняя многолетняя высота снежного

Таблица 4

Наибольшие и наименьшие значения высоты снежного покрова (см)
по данным снегосъемок за период 1935—1975 гг.

УГМС	Станция	Наиб.	Год	Наим.	Год
Полевые участки					
Мурманское	Мурманск	94	1974	16	1945
	Пулозеро	88	1974	34	1950
	Хибины	92	1971	20	1948
Северо-Западное	Пудож	97	1962	34	1937
	Охоны	77	1955	23	1971
	Вознесенье	59	1946	17	1949
	Боровичи	52	1960	15	1972
	Псков	51	1953	6	1972
	Опочка	50	1953	6	1972
Северное	Усть-Унья	115	1973	82	1954
	Каргополь	69	1958	31	1950
Белорусской ССР	Ломоносово	64	1956	12	1961
	Несвиж	35	1963	7	1957
Верхне-Волжское	Шаркан	111	1968	51	1972
	Шаранга	77	1952	20	1951
	Павлово	43	1946	12	1954
Уральское	Красновишерск	110	1972	64	1938
	Бирск	65	1946	18	1939
Центрально-Чернозем- ных областей	Липецк	55	1967	14	1972
	Фатеж	45	1951	8	1972
	Россошь	32	1967	8	1972
Приволжское	Троицкое	90	1953	21	1960
	Андреевка	46	1946	14	1952
	Александров Гай	37	1953	4	1972
Омское	Тюмень	63	1957	24	1940
	Черлак	32	1941	11	1949
Красноярское	Артемовск	144	1966	73	1956
	Минусинск	30	1937	4	1959
Иркутское	Паршино	82	1956	55	1945
	Березовый	55	1944	20	1957
Колымское	Иультин	143	1962	45	1956
	Хатыгнах	76	1956	25	1952
	Ола	50	1973	7	1955
Дальнего Востока	Сомнительный прииск	88	1941	25	1942
	Сквородино	34	1971	9	1968
Камчатское	Начики	246	1947	99	1959
	Долиновка	106	1973	40	1962
Сахалинское	Пограничное	135	1943	50	1954
	Чайво	86	1943	32	1960

УГМС	Станция	Наиб.	Год	Наим.	Год
Лесные участки					
Мурманское	Пялица	113	1943	55	1969
	Уполокша	101	1974	37	1972
	Ниванкюль	101	1974	47	1950
Северо-Западное	Пудож	120	1962	57	1940
	Охоны	86	1955	32	1972
	Роцино	95	1971	38	1949
	Крестцы	86	1956	26	1961
	Выборг	75	1956	20	1949
	Дно	74	1966	14	1961
	Белогорка	75	1966	15	1961
	Опочка	59	1955	9	1961
Северное	Верхний Щугор	196	1972	96	1938
	Венденга	100	1961	49	1956
	Унский Маяк	32	1952	37	1967
Белорусской ССР	Куровичи	73	1956	12	1973
	Вилейка	58	1951	8	1961
	Некрашевка	55	1970	7	1949
Верхне-Волжское	Омутнинск	131	1968	54	1951
	Кизнер	99	1968	41	1972
	Шатки	58	1967	23	1954
Уральское	Полюдов Камень	166	1953	129	1951
	Волково	84	1946	47	1969
Центрально-Черноземных областей	Обловка	68	1956	19	1965
	Борисоглебск	86	1967	15	1961
Приволжское	Привольская	137	1956	38	1972
	Казань	122	1968	46	1973
	Марычевка	76	1941	28	1969
Омское	Хале-Савой	100	1959	47	1968
	Алтай	93	1965	42	1950
	Тюкалинск	91	1941	30	1968
Красноярское	Оленья Речка	259	1966	152	1963
	Гонда	99	1941	51	1957
	Красноярск	67	1969	15	1972
Иркутское	Хамар-Дабан	182	1951	79	1972
	Инга	69	1952	34	1968
	Перевоз	86	1962	11	1964
Колымское	Среднекан	147	1950	73	1948
	Ерокол	111	1966	36	1955
	Сусуман	66	1963	31	1969
Дальнего Востока	Удское	151	1956	37	1963
	Бысса	65	1941	26	1945
	Кумара	50	1969	13	1954
Камчатское	Сторож	183	1969	94	1943
	Клоноцкое	110	1959	74	1966
Сахалинское	Усть-Мелкая	186	1947	85	1954
	Рыбновск	127	1956	63	1959
	Пильво	80	1957	40	1961

Таблица 5

Статистические параметры высоты снежного покрова по данным снегомерных съезок за период 1935—1975 гг.

УГМС	Станция	h_0 см	h см	σ	C_v	μ см	$\delta\%$
------	---------	----------	--------	----------	-------	----------	------------

Полевые участки

Мурманское	Воронья	51	53	10	0,19	2,0	4
Северо-Западное	Колежма	40	40	10	0,25	1,9	5
Северное	Каргополь	52	51	11	0,21	2,1	4
Белорусской ССР	Несвиж	23	21	7	0,33	1,7	8
Верхне-Волжское	Шаранга	48	48	12	0,25	2,5	5
Уральское	Бирск	44	46	11	0,24	2,1	4
Центрально-Черноземных областей	Фатех	24	24	8	0,33	1,5	6
Приволжское	Андреевка	35	35	6	0,24	1,1	4
Омское	Тюмень	37	39	10	0,26	1,7	4
Красноярское	Богучаны	39	36	10	0,25	1,9	5
Иркутское	Березовый	40	38	7	0,19	1,7	4
Колымское	Атка	50	47	10	0,21	1,7	4
Дальнего Востока	Кумара	27	30	8	0,26	1,7	6
Камчатское	Долиновка	76	74	19	0,25	3,8	5
Сахалинское	Чайво	49	50	10	0,20	2,4	5

Лесные участки

Мурманское	Уполокша	73	72	12	0,16	2,4	3
Северо-Западное	Рошино	56	57	14	0,24	2,7	5
Северное	Венднга	81	75	13	0,17	2,2	3
Белорусской ССР	Вилейка	34	31	11	0,35	2,4	8
Верхне-Волжское	Кизнер	68	66	9	0,13	2,0	3
Уральское	Волково	69	69	10	0,17	2,1	3
Центрально-Черноземных областей	Борисоглебск	38	41	15	0,36	2,8	7
Приволжское	Казань	68	70	21	0,30	4,0	6
Омское	Алтай	67	65	12	0,19	2,4	4
Красноярское	Гонда	74	76	9	0,12	1,5	2
Иркутское	Инга	46	46	7	0,15	1,3	3
Колымское	Коркодон	66	67	10	0,14	2,1	3
Дальнего Востока	Бысса	46	44	7	0,16	1,2	3
Камчатское	Сторож	120	122	19	0,15	4,0	3
Сахалинское	Рыбновск	83	85	14	0,16	3,4	4

Примечание. В таблице h_0 — средняя многолетняя высота снежного покрова, полученная в результате осреднения по всем станциям и постам территории УГМС; h — средняя многолетняя высота снежного покрова станций, указанных в табл. 4; σ — среднее квадратическое отклонение; C_v — коэффициент вариации; μ и δ — стандартная (см) и относительная (%) ошибки средней.

покрова территории Мурманского УГМС (по полевым маршрутам) составляет 51 см, а ст. Воронья имеет среднюю многолетнюю высоту 53 см. На территории Северо-Западного УГМС средние многолетние значения высоты снежного покрова (40 см) на полевых участках совпадают.

Расчеты статистических параметров выполнены для каждой станции в отдельности.

Сравнение характеристик временной изменчивости (σ , C_v) высоты снежного покрова, полученных для отдельных станций (табл. 5) и рассчитанных В. И. Липовской [4] для больших площадей (территории УГМС), показывает, что они удовлетворительно согласуются между собой.

О степени устойчивости во времени средней многолетней высоты снежного покрова дают представление величины σ и C_v . Относительно меньшей временной изменчивостью отличается высота снежного покрова на лесных участках. Наибольшие значения коэффициента вариации соответствуют станциям с малыми высотами снежного покрова. Однако определить аналитическое выражение зависимости коэффициента вариации от изменения высоты снежного покрова не представляется возможным.

Погрешности определения средней многолетней высоты снежного покрова (μ и δ) за весь период наблюдений (1935—1975 гг.) для значительной части территории как на полевых, так и на лесных участках (табл. 5) невелики, они не превышают погрешностей, определяемых практическими запросами.

Таким образом, сравнение показало, что в большинстве случаев различия между средними многолетними, полученными за разные периоды осреднения (1935—1964 и 1935—1975 гг.), по своему абсолютному значению невелики, что дает основание пренебречь этой разницей и считать общий период снегомерных съемок как единый. Следовательно, внедрение новой методики снегомерных съемок (с 1965 г.) не сказалось существенно на точности средней многолетней высоты снежного покрова, помещенной в «Справочнике по климату СССР» (ч. 4 раздел «Снежный покров», табл. I—XI).

Новая методика снегомерных съемок, изложенная в Наставлениях [5, 6], не распространяется на горные районы. В горных районах снегомерные съемки производятся в соответствии с «Руководством по снегомерным работам в горах» (Л., Гидрометеиздат, 1958).

При климатологических обобщениях следует пользоваться характеристиками по снежному покрову, помещенными в «Справочнике по климату СССР».

Вопросы использования текущей информации по снегомерным съемкам гидропрогнозистами и агрометеорологами в оперативной работе довольно подробно изложены в соответствующих руководствах по гидро- и агрометеорологическим прогнозам Гидрометцентра СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинина Л. К. К вопросу об увязке рядов наблюдений по снегомерным съемкам.— «Труды ГГИ», 1974, вып. 214, с. 30—36.
2. Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Что следует называть климатическими нормами.— «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1966, № 1, с. 17—26.
3. Копанев И. Д. Методы изучения снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1971. 226 с.
4. Липовская В. И. Изменчивость характеристик снежного покрова на территории СССР.— «Труды ГГО», 1975, вып. 335, с. 134—148.
5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. 1. Л., Гидрометеоздат, 1969, с. 134—151.
6. Наставление гидрометеорологическим постам. Вып. 2, ч. 1. Л., Гидрометеоздат, 1968, с. 36—50.
7. Урываев В. А. и др. Основные недостатки методов наблюдений над снежным покровом и осадками и предложения ГГИ по их улучшению.— «Труды ГГО», 1965, вып. 175, с. 31—58.

Е. М. Карапетьянц

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Как известно, снежный покров, являясь продуктом климата, сам становится мощным климатообразующим фактором. Он оказывает влияние не только на радиационный баланс и связанный с ним температурный режим, но также и на давление, ветер, влажность и даже состав приземных слоев воздуха. В связи с этим встает вопрос о границе распространения снежного покрова. Так, в работах [1—4] наглядно показано, что для успешного развития долгосрочных прогнозов необходимо учитывать не только циркуляционные факторы, но и процессы тепло- и влагообмена, тесно связанные с состоянием подстилающей поверхности. Для прогноза крайне важно знать географическое распределение таких метеорологических элементов, как облачность, радиационные потоки, а также снежный покров. В указанных работах были получены высокие коэффициенты корреляции между температурой воздуха и снежным покровом, вследствие чего последний метеоэлемент был включен в число предикторов при составлении декадного прогноза температуры. Статистическая схема прогноза составлялась при помощи линейного уравнения множественной регрессии. Был разработан статистический метод прогноза температуры, основанный на использовании не значений метеоэлементов, полученных на станциях, а коэффициентов, полученных в результате разложения по естественным ортогональным функциям.

Кроме того, следует заметить, что изменения характера и интенсивности атмосферной циркуляции приводят к чередованию зим с разными показателями снежности. В работе [3] установлены связи между расположением границы снежного покрова и высотной фронтальной зоной, а также с различными формами циркуляции. В работе [6] найдена связь между границей снежного покрова и альбедо подстилающей поверхности.

За границу распространения снежного покрова в рассмотренных выше работах принимались изолинии 0, 5, 10 дней со снегом в де-

каде, т. е. территория, ограниченная изолиниями 10 и 0 дней со снежным покровом, считалась зоной неустойчивого распространения снега. Основные связи были установлены для изолинии 5 дней со снегом в декаде.

В наших исследованиях принят иной подход — за основу были взяты ежегодные данные высоты снежного покрова по постоянной рейке за третью декаду всех месяцев, исключая летние.

Для станций (300), расположенных на Европейской территории СССР, был взят период наблюдений 1890—1966 гг., а для Азиатской территории СССР (300 станций) — 1935—1966 гг., так как только за эти годы имеются достаточно полные ряды наблюдений. Данные наносили на карты и по ним проводили изолинию нулевой высоты снежного покрова на третью декаду всех месяцев, исключая летний период (июнь—август), которая и была принята за границу распространения снега. Учитывая зональность положения границы снежного покрова, было решено характеризовать ее значением широты (φ) в точке пересечения нулевой изолинии с долготами через каждые 5° .

За ноябрь—март граница распространения снежного покрова давалась только для ЕТС, так как восточнее 75° в. д. нулевая изолиния проходит значительно южнее, за пределами территории СССР. За апрель и октябрь рассматривался район от 25 до 135° в. д. На третьей декаде сентября и мая не представилось возможным (даже на АТС) провести границы в связи с тем, что на большинстве материковых станций снежный покров или еще не появился, или уже сошел. Число станций, которые дают нулевое или ненамного большие значения высоты снежного покрова, оказалось недостаточным.

Итак, граница распространения снежного покрова определялась методом, указанным в работе [1], причем только для осенне-весенних месяцев за период 1949—1965 гг. для Европейской территории СССР.

В настоящей работе проведено сравнение широт по постоянным долготам, характеризующих положение границы распространения снежного покрова, полученных путем анализа числа дней со снегом в декаде (изолиний 5 дней) и высоты снежного покрова (изолинии 0 и 10 см). Подсчеты были сделаны для третьей декады марта за период 1949—1965 гг. В результате получены средние многолетние разности $\Delta\varphi_{h_{10}, ч. д_5}$, $\Delta\varphi_{ч. д_5 - h_0}$ и их средние квадратические отклонения $\sigma\Delta\varphi_{ч. д_5, h_0}$, $\sigma\Delta\varphi_{h_{10}, ч. д_5}$ как для каждой долготы отдельно (с 30 по 85° в. д.), так и для всего рассматриваемого района в целом. Здесь $\Delta\varphi$ — разность широт, соответствующих положению границы, определенному двумя методами ($\varphi_{ч. д_5}$ — широта изолинии 5 дней со снегом в декаду, φ_{h_0} и $\varphi_{h_{10}}$ — широты изолиний 0 и 10 см высоты снежного покрова); $\sigma\Delta\varphi$ — среднее квадратическое отклонение значений разности широт.

Таблица 1 показывает, что значения $\Delta\varphi_{h_{10}, ч. д_5}$ в основном превышают значения $\Delta\varphi_{ч. д_5 - h_0}$. Так, в целом для всего рассматриваемого района $\Delta\varphi_{h_{10}, ч. д_5} = 5.1^\circ$, а $\Delta\varphi_{ч. д_5, h_0} = 3.0^\circ$. Последняя из

указанных разностей более допустима, так как точность проведения изолиний равна $\pm 1^\circ$. Кроме того, если учитывать, что в работах [1—3] использовались данные о положении зоны, ограниченной изолиниями 10 и 0 дней со снегом в декаде, можно считать изолинию нулевой высоты снежного покрова достаточным приближением к среднему положению границы распространения снега.

Таблица 1

Средние многолетние разности положения границы распределения снега, определенные разными методами, и их средние квадратические отклонения

	λ°											Общая	
	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80		85
$\Delta\varphi^\circ_{\text{ч. д}_5, h_0}$	2,4	2,7	3,4	3,1	2,4	1,4	1,4	1,9	4,7	6,6			3,0
$\Delta\varphi^\circ_{h_{10}, \text{ч. д}_5}$	3,0	2,7	2,5	2,0	2,4	2,8	4,1	7,2	7,6	4,6	13,2	10,0	5,1
$\sigma\Delta\varphi^\circ_{\text{ч. д}_5 - h_0}$	2,7	2,2	2,2	3,0	1,3	1,9	2,6	2,7	3,3	2,7			1,8
$\sigma\Delta\varphi^\circ_{h_{10} - \text{ч. д}_5}$	2,0	2,8	2,1	2,5	2,6	1,6	2,5	2,6	2,8	2,3	3,6	4,7	3,2

Кроме того, $\sigma\Delta\varphi_{h_{10}, \text{ч. д}_5}$ и $\sigma\Delta\varphi_{\text{ч. д}_5, h_0}$ для каждой долготы незначительно различаются, но в целом для района $\sigma\Delta\varphi_{h_{10}, \text{ч. д}_5} > \sigma\Delta\varphi_{\text{ч. д}_5, h_0}$.

Это еще раз подчеркивает, что изолиния нулевой высоты снежного покрова больше соответствует положению границы распространения снега, чем изолиния высоты снега, равной 10 см.

На основании полученных данных было определено среднее многолетнее положение границы распространения снежного покрова для каждого месяца (табл. 2).

Вполне естественно, что положение границы распространения снега значительно изменяется в течение каждого года. Можно провести некоторую аналогию между снеговой линией в горах и границей распространения снежного покрова. Как в горах по мере понижения температуры и возрастания количества твердых осадков граница снега опускается, так и на равнинной территории она сдвигается к югу.

Наоборот, по мере таяния снега (например, весной и летом) его граница смещается к северу на равнинах и вверх в горах.

Значительные колебания положения границы распространения снежного покрова по широте от месяца к месяцу представлены на рис. 1. В октябре граница располагается в пределах $62,1^\circ$ с. ш. (30° в. д.) и $50,1^\circ$ с. ш. (80° в. д.), т. е. на значительной части АТС и в северных районах ЕТС в октябре происходит процесс снегонакопления. Это полностью согласуется с данными, помещенными в работе [5], где указывается, что в октябре вся территория южнее 60° с. ш. не имеет устойчивого снежного покрова, за исключением Урала и непосредственно прилегающих к нему районов. Вся тер-

Таблица 2

Среднее многолетнее положение границы распространения снежного покрова
($^{\circ}$ с. ш.)

Месяц	λ°										
	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
X	57,0	62,1	61,3	50,8	58,2	57,6	55,7	54,7	53,6	52,1	51,5
XI	53,3	50,7	49,4	49,0	49,2	50,4	47,5	45,9	43,3	42,0	43,3
XII	53,4	48,3	46,5	45,3	45,0	46,7	41,6	39,6	41,7	41,0	42,6
I	52,6	47,7	46,4	45,3	44,4	45,7	40,5	39,6	40,8	40,9	
II	52,2	47,5	46,1	45,4	44,8	47,8	42,2	39,8	42,0	41,4	
III	53,8	50,4	48,8	47,5	46,6	47,7	46,2	46,5	44,9	42,7	43,7
IV	57,3	61,0	60,5	59,4	58,4	57,6	56,1	55,4	55,1	54,9	53,9

Месяц	λ°											
	80	85	90	95	100	105	110	115	120	125	130	135
X	50,1	53,3	54,0	53,9	53,8	53,7	53,9	52,1	52,6	53,0	50,4	46,6
XI												
XII												
I												
II												
III	45,2											
IV	52,6	51,8	55,6	55,4	54,9	52,8	52,7	52,8	53,2	53,3	52,2	48,7

ритория за Уралом имеет в третьей декаде октября высоту снежного покрова более 10 см за исключением Прибайкалья, Забайкалья и Приамурья, где в этом месяце и проходит средняя многолетняя граница. В ноябре граница значительно смещается к югу и снежный покров распространяется на большую часть ЕТС, доходит до 49° с. ш. и даже наблюдается в Средней Азии.

Нулевая изолиния проходит южнее Вильнюса, через Киев, к югу от Харьковца, через Волгоград, южнее Уральска к Аральскому морю, а далее вдоль р. Сырдарьи. Как указывалось выше, восточнее 80° в. д. граница распространения снега выходит за пределы СССР.

В декабре—феврале снежный покров распространяется почти по всей территории Советского Союза, достигая $39,6^{\circ}$ с. ш. (60° в. д.) в январе. Положение границы от месяца к месяцу в этот сезон почти неизменно. При анализе рис. 1 создается впечатление, что в крайне южных районах страны снежный покров вообще не

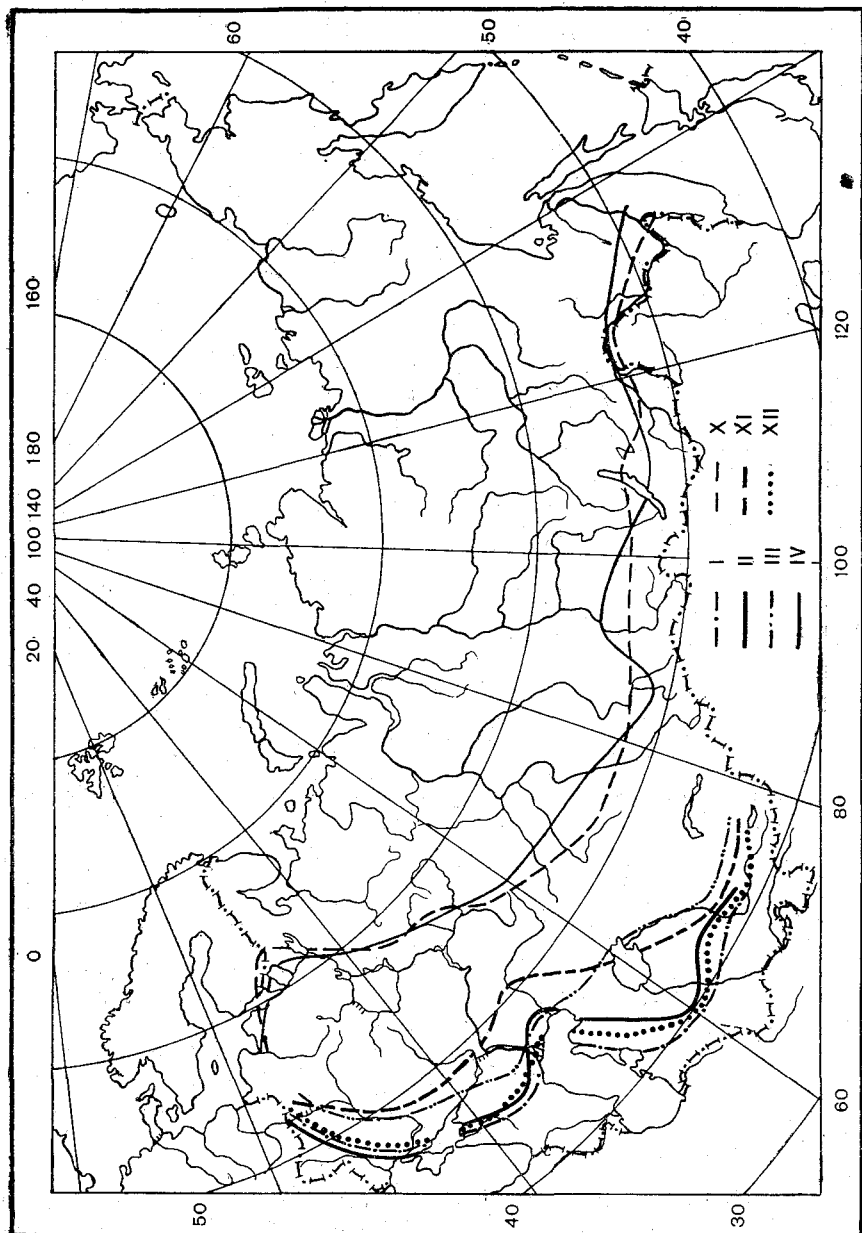


Рис. 1. Среднее многолетнее положение границы распространения снежного покрова.

наблюдается. Это вызвано особенностями проведения границы распространения снега на крупных элементах рельефа (юг Волыно-Подольской возвышенности, Большой Кавказ, горы Средней Азии).

Весной таяние снега начинается с притоком более теплого воздуха с юга, но этот процесс нередко прерывается притоком воздуха с севера. Среднее многолетнее положение границы распространения снежного покрова в марте (рис. 1) подтверждает, что процесс таяния снега начинается в этом месяце, так как нулевая изолиния проходит на 2—3° севернее, чем в зимний период. По аналогия с ноябрем в марте невозможно указать положение границы восточнее 75° в. д.

Интересно заметить, что положения границы распространения снега в апреле и октябре почти совпадают, особенно на ЕТС, снегом покрыты северные районы ЕТС и большая часть АТС.

Можно видеть, что процесс таяния и накоплений снега на ЕТС протекает за более длительный период, чем на АТС. Осенью, вероятно, это связано с тем, что для установления устойчивого снежного покрова на ЕТС требуется большее количество осадков. Кроме того, этот район более подвержен влиянию Атлантики и характеризуется большей изменчивостью климатических условий по сравнению с АТС.

В весенние месяцы на ЕТС чаще, чем на АТС, происходит приток теплого воздуха с юга и океана, поэтому сход снега начинается раньше. На АТС вторжению теплых воздушных масс с юга препятствуют обширные горные массивы.

Продолжительность процесса схода снега связана с повторяемостью типов зим. На территории СССР повторяемость типов зим тесно связана с общим характером зимней циркуляции. Над северной частью Евразии количество многоснежных зим уменьшается к югу и к западному и восточному побережьям континента. На западе СССР многоснежные зимы наиболее часто наблюдаются в районе Балтики и восточнее, что связано с дугообразными траекториями циклонов и влиянием Урала, которое проявляется в торможении движения воздушных масс и фронтов. Среднеснежные зимы характерны для большей части АТС и юго-востока ЕТС, на которых сказывается влияние азиатского антициклона. Таким образом, на таяние снега в районах, для которых характерны среднеснежные зимы, требуется меньше времени, чем в районах с многоснежными зимами, т. е. чем более многоснежный район, тем дольше там залегают снег и тем больше затраты на его таяние.

Как известно, сроки разрушения снежного покрова связаны со сроками его установления: чем раньше образуется снежный покров, тем дольше он лежит. Этим объясняется аналогичное положение границы распространения снежного покрова в ноябре и марте, в октябре и апреле. Причем эта закономерность проявляется и в области неустойчивого снежного покрова.

Из данных, помещенных в табл. 2, видно, что во все месяцы положение границы распространения снега в том или ином районе зависит от прихода тепла (вернее, холода и влаги) и должно

закономерно изменяться с изменением типа климата. Так, по мере продвижения с запада на восток, т. е. при усилении континентальности климата, изолиния нулевой высоты снежного покрова смещается заметно южнее (рис. 1). В среднем в течение каждого месяца граница смещается к югу на 10° . В западных районах нашей страны на расположении нулевой изолинии высоты сказывается влияние Атлантики. Исключением являются апрель и октябрь.

Более северное положение нулевых изолиний на 30° в. д. по сравнению с 25° в. д., вероятно, объясняется особенностями распределения продолжительности солнечного сияния в эти месяцы. Больше число часов солнечного сияния на 30° в. д., чем на 25° в. д. в октябре замедляет распространение снега, а в апреле, напротив, ускоряет процесс его таяния на этой долготе.

Влияние океана проявляется и в положении зимних изолиний нулевой высоты снежного покрова. Так, на территории с 25 до 40° в. д. в феврале снежный покров занимает большее пространство, чем в январе, а восточнее 45° в. д. картина обратная, т. е. январь является самым «суровым» месяцем и граница распространения снежного покрова в этом месяце находится южнее февральской.

Как и другие метеорологические элементы, высота снежного покрова, а значит, и положение его границы колеблется из года в год. Изменение характера и интенсивности атмосферной циркуляции приводит к чередованию зим с разными характеристиками снежности. Как видно из табл. 3, где дано ежемесячное крайнее северное и южное положение границы распределения снежного покрова для каждой долготы, выбранное за весь рассматриваемый период среднее многолетнее положение нулевой изолинии не является достаточно полной характеристикой. Разница в их положении служит показателем устойчивости положения границы снежного покрова в пространстве. Из рис. 2 видно, что разность имеет годовой ход: наибольшие отклонения характерны для осенних и весенних месяцев при неустойчивом снежном покрове. Зимние месяцы характеризуются наименьшими значениями, особенно в январе и феврале. Следует отметить также, что разности крайних положений границы распространения снега в осенние месяцы больше, чем в весенние. Это, вероятно, связано с тем, что по сравнению с процессом появления снежного покрова, процесс схода его происходит в более короткие сроки на всей территории СССР. Причем разности крайних положений границ изменчивы в пространстве, что связано с климатическими и орографическими особенностями места.

Изменение снежности не всегда происходит синхронно на всей территории СССР, что объясняется сложным характером развития атмосферных процессов и неизбежными региональными различиями. Тем не менее в некоторые годы повышенная или пониженная снежность бывает характерна для обширных пространств ЕТС и Средней Азии. Можно отметить, что в 1894-95, 1907-08, 1925-26, 1928-29, 1930-31, 1934-35, 1936-37, 1945-46, 1946-47, 1951-52,

1956-57 гг. по всем долготам (с 25 до 70° в. д.) наблюдается отклонение к северу от среднего положения границы распространения снежного покрова в течение двух-трех месяцев рассматриваемого периода, а 1896-97, 1900-01, 1924-25 гг. характеризуются бо-

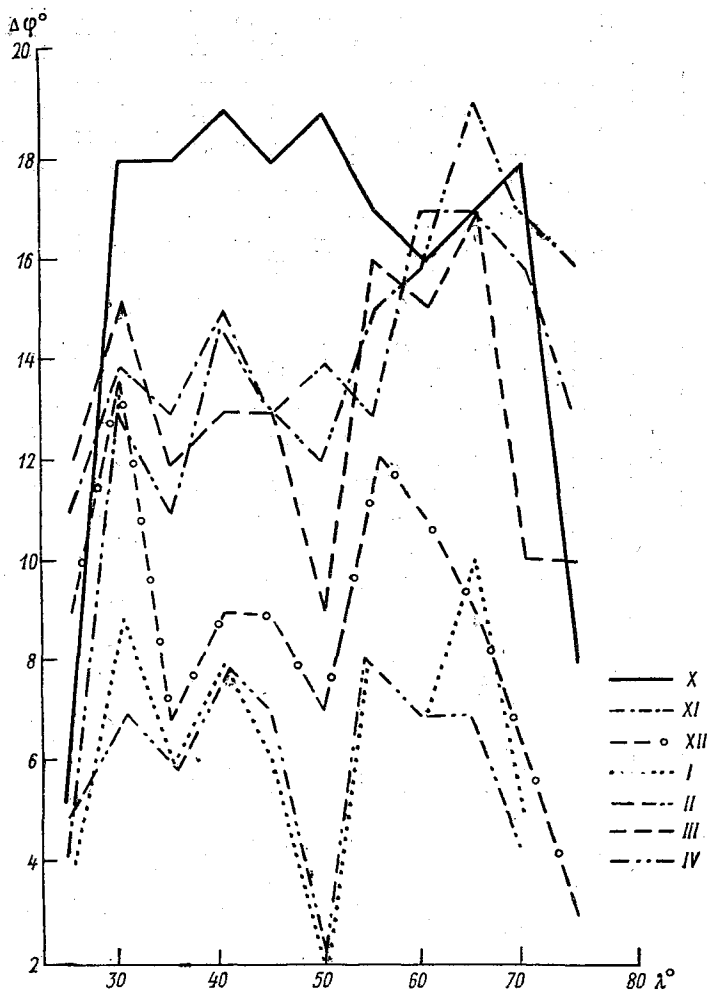


Рис. 2. Ежемесячные разности в крайних положениях границы распространения снежного покрова за период 1890—1965 гг.

лее южным по сравнению со средним многолетним положением границы распространения снега.

Как уже отмечалось, высота снежного покрова характеризуется чрезвычайной изменчивостью как во времени, так и в пространстве и на очень незначительных расстояниях может достигать весьма больших различий. Эти изменения в распределении высоты

Ежемесячные разности в крайних положениях границы распространения снежного покрова за период 1890—1965 гг.
(φ° с. ш.)

Месяц	λ°										
	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
X	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 59—54 5	70—52 18	69—51 18	68—49 19	66—48 18	67—48 19	65—48 17	63—47 16	61—44 17	58—40 13	54—46 8
XI	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 59—48 11	60—46 14	58—45 13	59—44 15	56—43 13	58—44 14	52—39 13	55—38 17	54—37 17	35—39 16	54—41 13
XII	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 59—50 9	60—46 14	52—45 7	52—43 9	51—42 9	51—44 7	50—38 12	48—37 11	47—38 9	46—40 6	44—41 3
I	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 55—51 4	55—46 9	51—45 6	51—49 8	48—42 6	47—45 2	47—39 8	44—37 7	46—36 10	44—39 5	
II	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 57—52 5	53—46 7	50—44 6	51—43 8	50—43 7	49—47 2	47—39 8	44—37 7	45—38 7	44—40 4	43—40 3
III	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 60—48 12	59—44 15	55—43 12	56—43 13	55—42 13	51—40 9	56—40 16	53—38 15	55—38 17	50—40 10	51—41 10
IV	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$ 59—55 4	67—54 13	65—54 11	55—51 15	65—52 13	62—50 12	63—48 15	63—47 16	64—45 19	61—44 17	61—45 16

Месяц	λ°													
	80	85	90	95	100	105	110	115	120	125	130	135	140	
X	60-48 12	60-48 12	59-52 7	57-52 5	56-50 6	55-50 5	54-50 4	54-50 4	54-50 4	55-50 5	53-48 5	51-43 8		
XI	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$													
XII	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$													
I	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$													
II	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$													
III	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$													
IV	60-46 14	59-47 12	59-59 6	58-53 5	57-54 3	57-50 7	56-49 7	58-51 7	57-51 6	54-50 4	54-48 6	53-45 8	53-51 2	
	$\varphi_c - \varphi_{10}$ $\Delta\varphi$													

снежного покрова на территории обусловлены неравномерным распределением скоростей ветра в приземном слое, рельефом и микро-рельефом местности, экспозицией и крутизной склонов, типом подстилающей поверхности и особенностями метеорологического режима. Указанные факторы, накладываясь друг на друга, создают довольно пеструю и запутанную картину залегания снега, что свидетельствует о существовании сложной зависимости между расстоянием и пространственной изменчивостью снежного покрова.

Пространственная изменчивость положения границы распространения снега наиболее полно по сравнению с приведенными в табл. 3 разностями в крайних положениях нулевой изолинии характеризуется средними квадратическими отклонениями (табл. 4), рассчитанными для каждой долготы. Как и разности, дисперсии имеют годовой ход. Наибольшие значения они принимают в осенне-весенний период (особенно в октябре). Зимой, как правило, изменчивость положения границы распространения снега значительно меньше. Как видно из рис. 3, изменчивость в периоды нарастания и схода различна. В октябре изменчивость положения границы на всех долготах (с 25° до 70° в. д.) превышает соответствующие апрельские значения. Это еще раз подтверждает известное положение, что сход снежного покрова по сравнению с его появлением происходит более равномерно по всей территории.

В идеальных условиях изменчивость положения границы распространения снега должна уменьшаться в направлении с запада на восток, однако эта закономерность проявляется только в октябре (за исключением 25° в. д.), когда влияние океана перекрывает все остальные факторы, воздействующие на характеристики изменчивости положения границы распространения снега на территории СССР. К факторам, влияющим на пространственную изменчивость высоты снежного покрова, можно отнести орographicеские особенности, тип подстилающей поверхности, специфику метеорологического режима. Так, изменчивость на открытых и защищенных участках, расположенных даже в однородных климатических районах, различна.

Кроме того, метеостанции, по которым имеются материалы о снежном покрове, распределены по территории СССР весьма неравномерно. Так, республики Средней Азии имеют довольно редкую сеть наблюдений. Следовательно, точность проведения нулевой изолинии высоты снежного покрова здесь намного меньше и изменчивость ее положения, естественно, возрастает.

Также для 25° , 50° и 70° в. д. число лет при подсчетах сокращалось вследствие отсутствия данных и невозможности проведения границы. Вероятно, за счет этого на указанных долготах наблюдаются аномальные значения характеристик изменчивости, необъяснимых климатическими факторами.

Итак, как видно из рис. 2 и 3 на 25° в. д. изменчивость положения границы распространения снега очень незначительная почти во все месяцы, 30° в. д. характеризуется резким ростом значений средних квадратических отклонений и разностей положения нуле-

Таблица 4

Средние квадратические отклонения границы распространения снежного покрова

Месяц	λ°										
	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
X	1,7	6,0	5,6	5,5	4,9	4,8	4,7	4,3	3,4	3,3	2,0
XI	2,6	3,6	3,2	3,5	3,3	2,9	3,5	4,4	3,1	2,3	2,7
XII	2,4	2,5	1,8	1,9	1,9	2,4	2,8	2,6	3,0	1,4	1,4
I	1,1	2,2	1,8	1,8	1,3	0,9	2,4	1,8	2,6	1,6	
II	1,6	1,9	1,6	1,7	1,8	0,8	2,6	2,4	2,7	1,3	
III	2,9	3,3	2,3	2,8	3,2	2,2	2,7	3,5	2,6	2,2	2,0
IV	1,3	3,3	3,6	3,4	3,3	3,1	3,1	2,9	3,1	3,4	3,3

Месяц	λ°											
	80	85	90	95	100	105	110	115	120	125	130	135
X	2,8	2,5	1,1	1,6	1,4	2,1	2,1	1,0	1,2	0,1	1,5	2,1
XI												
XII												
I												
II												
III	2,6											
IV	3,3	3,9	1,4	1,1	0,9	1,9	1,8	1,4	1,3	1,0	1,6	2,1

вой изолинии. По мере удаления от океана (35° в. д.) в большинстве случаев наблюдается постепенное уменьшение значений характеристик изменчивости. 40 и 45° в. д. характеризуются незначительными изменениями. На 50° в. д. в основном наблюдается резкое уменьшение значений изменчивости, что связано, вероятно, с вышеуказанными особенностями проведения границы в данном районе. На 55 и 65° в. д. происходит возрастание значений характеристик изменчивости, что соответствует расположению крупных элементов рельефа (плато Усть-Урт и горы Средней Азии). В то же время в районе Туранской низменности (60° в. д.) изменчивость положения границы распространения снежного покрова уменьшается во все месяцы, кроме декабря и марта, когда граница проходит севернее. Большая изменчивость высоты снежного покрова на возвышенностях, по-видимому, связана с сильным перевеванием на них снега, а также более частым сходом снега при оттепелях. Район 70 и 75° в. д. отличается уменьшением в значениях характеристик изменчивости (исключая октябрь и апрель) вследствие

указанных выше особенностей обработки данных на этих меридианах.

Итак, исходя из проведенных исследований, можно считать целесообразным за границу распространения снежного покрова принимать изолинию нулевой высоты снежного покрова. Расхождения

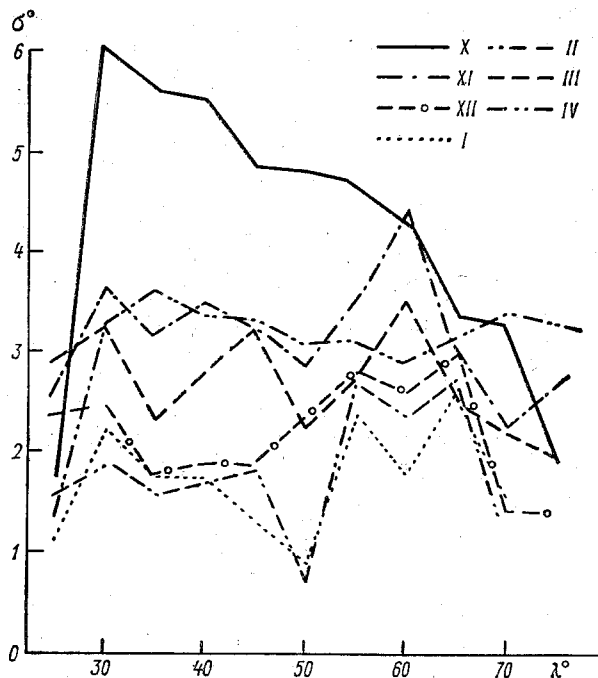


Рис. 3. Ежемесячные средние квадратические отклонения от среднего многолетнего положения границы распространения снега.

между данными, полученными принятым методом определения по числу дней со снегом и изложенным выше, вполне допустимы. Однако преимущество последнего состоит в том, что он менее трудоемкий, а имеющийся большой материал по высоте снежного покрова как в ежегодниках, так и в виде карт позволяет сравнительно быстро производить необходимые расчеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева В. Б., Богданова-Есакова Н. П. О способах характеристик аномалий облачности, снежного покрова и радиационных потоков.— «Труды ГГО», 1963, вып. 143, с. 104—113.
2. Афанасьева В. Б., Есакова И. П. Статистические связи между аномалиями некоторых погодных характеристик.— «Труды ГГО», 1964, вып. 165, с. 105—113.

3. Афанасьева В. Б., Есакова Н. П., Титов В. М. Статистические связи между термическими и циркуляционными условиями и положением границы снежного покрова.—«Труды ГГО», 1974, вып. 298, с. 130—134.
4. Есакова Н. П., Афанасьева В. Б., Титов В. М. Статистическая схема прогноза средних декадных температур с учетом данных о радиационных потоках, облачности, ледовитости и снежного покрова.—«Труды ГГО», 1968, вып. 201, с. 8—13.
5. Копанев И. Д., Липовская В. И. Характеристика распределения высоты снежного покрова на территории СССР.—«Труды ГГО», 1976, вып. 361, с. 72—85.
6. Котляр И. В. О статистических связях границ снежного покрова с альбедо земной поверхности и температурой на среднем уровне в тропосфере.—«Труды ГГО», 1969, вып. 236, с. 75—82.

Л. П. Наумова, Н. В. Кобышева

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАРКОВСКОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ НОРМ И ДИСПЕРСИИ

В климатологической практике обслуживания народного хозяйства «нормы» метеорологических элементов, вычисленные за некоторый предшествующий период, распространяются на последующие периоды различной продолжительности без какой-либо корректировки.

Вопрос о том, какой период осреднения можно считать оптимальным с точки зрения возможности использования норм при хозяйственном планировании, однозначно не решен. О. А. Дроздов для оценки влияния связности на устойчивость средних и корректировки числа лет, необходимого для получения устойчивой средней, предложил некоторый коэффициент D . Этот коэффициент можно определять по интегрально-разностным кривым. Значения коэффициентов для температурных рядов картированы и содержатся в «Справочнике по климату СССР» [3]. Однако сам О. А. Дроздов считает, что при цикличности рядов или сверхвековом тренде интерпретация коэффициентов требует уточнения.

Авторы работы использовали для решения этой проблемы несколько иной подход. Для описания климатологических рядов была испытана марковская модель случайных процессов, как наиболее простая и близкая к природе климатологических процессов.

Прежде всего был выбран критерий, позволяющий проверить применимость модели и степень ее сложности или порядок марковского процесса.

Из теории известно [2], что для марковского процесса должно выполняться соотношение

$$r_u \cdot r_v = r_{u+v}, \quad (1)$$

где r — корреляционная функция для сдвигов во времени u , v и $u+v$.

Минимальное значение модуля сдвига $u - v = \tau$, для которого выполняется равенство (1), характеризует порядок марковского процесса.

Полагаем, что корреляционная функция случайного процесса является одномерной функцией величины сдвига ($i=1, \dots, \tau$). Опыт показывает, что для рядов месячных значений элементов это допущение, как правило, выполняется.

Запишем марковский процесс порядка τ в виде

$$\begin{bmatrix} x_{k+\tau} \\ \dots \\ x_{k+1} \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} \alpha_{11} & \dots & \alpha_{1\tau} \\ \dots & \dots & \dots \\ \alpha_{\tau 1} & \dots & \alpha_{\tau\tau} \end{pmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_k \\ \dots \\ x_{k-\tau+1} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_{k+\tau} \\ \dots \\ \varepsilon_{k+1} \end{bmatrix}, \quad (2)$$

где $x_{k \pm i}$ ($i=1, \dots, \tau$) — отклонение ($k \pm i$)-го члена ряда от нормы; α_{ij} — матрица коэффициентов перехода случайного процесса от одного состояния к другому ($i, j=1, \dots, \tau$); ε_{k+i} ($i=1, \dots, \tau$) — значения случайной величины, для которой $M\varepsilon_{k+i}=0$; $D\varepsilon_{k+i}=\sigma^2_{k+i}$.

Применение способа Юла—Уокера, разработанного для специальных рядов [4], позволило нам получить выражение для определения матрицы A коэффициентов α_{ij} марковского процесса.

$$A = \begin{pmatrix} r_\tau & r_{\tau+1} & \dots & r_{2\tau-1} \\ r_{\tau-1} & r_\tau & \dots & r_{2\tau-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_1 & r_2 & \dots & r_\tau \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 1 & r_1 & \dots & r_{\tau-1} \\ r_1 & 1 & \dots & r_{\tau-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{\tau-1} & r_{\tau-2} & \dots & 1 \end{pmatrix}^{-1}, \quad (3)$$

так как

$$\begin{aligned} r_{\tau-i+1} &= \alpha_{i,1}r_1 + \alpha_{i,2}r_2 + \dots + \alpha_{i,\tau}r_{\tau-1}; \\ r_{\tau-i+2} &= \alpha_{i,1}r_1 + \alpha_{i,2}r_2 + \dots + \alpha_{i,\tau}r_{\tau-2}; \end{aligned} \quad (4)$$

Заменим значения элементов в выражении (2) их математическими ожиданиями для моментов времени $k \pm i$. Тогда получим

$$\begin{bmatrix} Mx_{k+\tau} \\ \dots \\ Mx_{k+1} \end{bmatrix} = A \cdot \begin{bmatrix} Mx_k \\ \dots \\ Mx_{k-\tau+1} \end{bmatrix}. \quad (5)$$

Выражение (5) позволяет определить математическое ожидание аномалий значений элемента на некоторый будущий период τ лет, $Mx_{k+1}, \dots, Mx_{k+\tau}$, если известны математические ожидания аномалий за предшествующие τ лет.

Кроме того, матрица A , частным случаем которой является коэффициент корреляции для марковской модели первого порядка, должна обладать свойствами, аналогичными свойствам коэффициента корреляции, т. е.

$$\sum_j |a_{ij}| \leq 1 \quad (6)$$

и поэтому A может быть использована для оценки устойчивости норм. Выполнение неравенства (6) можно рассматривать, как подтверждение возможности использовать норму, вычисленную за истекший период на последующие τ лет. Вместе с тем выражение

(5) позволяет выявить тенденцию в ходе аномалий элемента на будущие τ лет.

Определив величину τ , т. е. установив порядок марковского процесса из равенства (1), получим зависимость, позволяющую определить также средние квадратические отклонения месячных аномалий для будущего периода τ лет.

Запишем выражение (1) в виде

$$r_u r_v = \frac{M(x_{k+i} x_{k+i-u-v})}{\sigma_{k+i} \sigma_{k+i-u-v}}. \quad (7)$$

Считая процесс изменения температуры воздуха эргодическим, представим равенство (7) в виде:

$$r_u r_v = \frac{\sum_{t=k+i-n}^{t=k+i-1} x_{t-u-v} x_t}{n \sigma_{k+i-u-v} \sigma_{k+i}} + \frac{\xi_{k+i-u-v} \xi_{k+i}}{n}, \quad (8)$$

где $\xi_j = x_j / \sigma_j$, ($j = k+i-u-v, k+i$), есть нормированная стационарная случайная величина с известным распределением, n — число членов части ряда, используемой для определения r_{u+v} .

Обозначив числитель первого члена правой части (8) через S , напишем:

$$\sigma_{k+i} = \frac{S / \sigma_{k+i-u-v}}{n r_u r_v + \xi_{k+i-u-v} \xi_{k+i}}. \quad (9)$$

Проиллюстрируем предлагаемый способ на примере. Рассмотрим ряд аномалий средней месячной температуры, осредненной вдоль широтного круга 70° северного полушария. Ряд заимствован из работы [1].

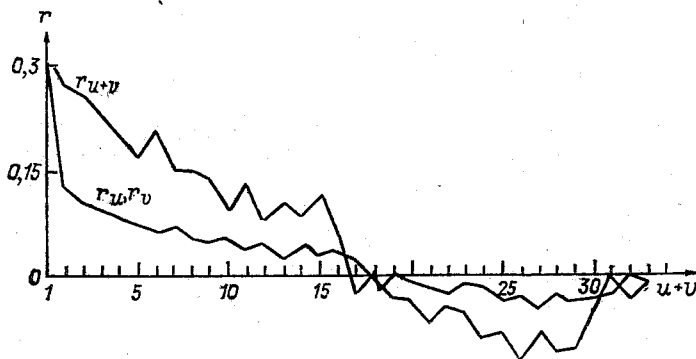


Рис. 1. Характеристики связности ряда аномалий температуры.

Анализ значений корреляционной функции, рассчитанной для различных временных сдвигов (рис. 1), показал, что соотношение (1) выполняется для $u+v \geq 30$ лет. Для меньших значений $u+v$ равенство (1) не выполняется. При этом $u=1, v=29$ и $|u-v|=28$.

Следовательно, для расчетов по данному ряду может быть использована марковская модель 28-го порядка. Так как $\sum |\alpha_{ij}|/\tau=0,98$, норма, вычисленная за рассмотренный период, может быть распространена на последующие 28 лет.

По формуле (5) на ЭВМ были рассчитаны математические ожидания аномалий на период с 1968 по 1980 г. для марковского случайного процесса 28-го порядка. Заметим, что можно рассчитать математические ожидания аномалий вплоть до 1994 г.

В табл. 1 приведены значения математических ожиданий аномалий, рассчитанных описанным способом и снятых с графика, построенного методом скользящего осреднения, заимствованного из [1].

Таблица 1

Математические ожидания аномалии	Год						
	1966	1968	1970	1972	1973	1976	1980
Марковский процесс	-0,80	-0,42	-0,35	-0,10	-0,19	-0,25	-0,44
Скользящее осреднение	-0,70	-0,40	-0,10	0,20	0,15	—	—

Судя по данным таблицы, в высоких широтах после потепления, продолжавшегося с 1966 по 1972 г., в дальнейшем наблюдается тенденция к медленному похолоданию.

Средние квадратические отклонения месячных аномалий, рассчитанные для того же периода, отличаются между собой в отдельные годы:

Годы	1966	1968	1970	1974	1976	1978	1980
Среднее квадратическое отклонение	0,55	0,55	0,89	0,92	0,52	0,59	0,39

Полученные результаты не следует рассматривать как климатический прогноз. Авторы отдают себе отчет в том, что при расчете математического ожидания и дисперсии прямо не учитываются возможные изменения действия внешних факторов. Однако при использовании норм на практике для различных видов планирования очень важно наилучшим образом учесть всю априорную информацию, заложенную в исходном ряду данных наблюдений.

В нашем случае можно утверждать, что на определенном интервале времени (не менее 28 лет) норма не должна претерпеть существенных изменений, если за это время не появится новый внешний фактор, влияние которого было бы превалирующим. Кроме того, потребителям можно ориентировочно указать те годы, когда возможны значительные отклонения от нормы, и какова их примерная величина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг.—«Метеорология и гидрология», № 7, 1976, с. 27—35. Авт.: И. И. Борзенкова, К. Я. Винников, Л. П. Спирина, Д. И. Стехновский.
2. Кендалл М., Стюарт А. Многомерный статистический анализ и временные ряды. М., «Наука», 1976. 736 с.
3. Справочник по климату СССР. Устойчивость и точность климатических характеристик. Т. 1. Под ред. О. А. Дроздова, И. Д. Копанева. Л., Гидрометеоиздат, 1976. 396 с.
4. Феллер. Введение в теорию вероятностей и ее приложения. Т. 2. М., «Мир», 1967. 752 с.

Д. Г. Мандель

ОБ АНАЛИЗЕ МНОГОЛЕТНИХ РЯДОВ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

При исследовании характера изменений во времени различных показателей климата в большинстве работ анализируются данные по температуре воздуха и осадкам и несколько реже — по атмосферному давлению. Анализу многолетнего хода других метеорологических элементов практически почти не уделяется внимания. Это, в частности, относится и к любому из показателей влажности воздуха. В настоящее время существует целый ряд таких показателей. По трем из них, в «Справочнике по климату СССР» [8] приводятся их средние многолетние значения по месяцам и за год. Это упругость водяного пара (мбар), относительная влажность воздуха (%) и недостаток насыщения (мбар); причем для относительной влажности помимо ее средних месячных значений для всех месяцев и за год приводятся средние значения для каждого из четырех сроков наблюдений (1, 7, 13, 19 ч местного среднего солнечного времени).

Для всех этих показателей в «Справочнике по климату СССР» помещены данные за период с 1936 по 1960 г., т. е. за 25 лет. Считается (указание на это можно встретить, например, в [2]), что влажность воздуха относится к тем метеорологическим характеристикам, для которых в силу их небольшой изменчивости достаточно 20—30-летнего периода осреднения. Однако доказательств этого в литературе не приводится. Более того, в статье [3] рассматривается ход основных статистических показателей относительной влажности и температуры воздуха в 13 ч с 1881 по 1965 г. для января и июля на станциях Салехард, Барнаул и Ташкент и делается иной вывод. Сравнение средних значений этих метеорологических элементов и их средних квадратических отклонений за весь период наблюдений и за 30 лет (с 1936 по 1965 г.) показало, что в большинстве случаев среднее за последнее 30-летие исследованного 85-летнего периода наблюдений, не характерно для данной совокупности [3].

До сих пор не опубликовано работ по анализу рядов влажности воздуха в отношении их стационарности. Так, в [10] имеются статьи с анализом зависимости точности климатических характеристик от связности и цикличности для температуры воздуха (см. также [5]), месячных сумм осадков и продолжительности солнечного сияния, однако точность норм характеристик влажности приводится без учета структуры этих рядов [10].

В настоящей статье делается попытка провести анализ многолетнего хода влажности воздуха хотя бы на одном примере. Для этой цели были взяты данные по метеорологической станции Москва, ТСХА, где имеются однородные наблюдения с 1891 г. Анализ производился для пяти месяцев теплого периода года (май—сентябрь), когда влажность определялась по психрометру, так как наблюдениям по гигрометру в зимнее время свойственна гораздо меньшая точность.

Прежде всего обратимся к результатам анализа данных по относительной влажности в 13 ч, осредненных помесечно, так как они сохранились неизменными при переходе в 1936 г. от трех сроков наблюдений к четырем. В табл. 1 для сравнения приводятся средние многолетние значения относительной влажности в 13 ч (нормы), а также средние квадратические отклонения (σ) и значения точности нормы (σ') как за период с 1936 по 1960 г. ([8, 9]), так и за период с 1891 по 1965 г. Продолжить ряд на период после 1965 г. оказалось крайне трудно из-за перехода с 1966 г. на новые сроки наблюдений.

Таблица 1

Средние значения относительной влажности в 13 ч (%), их изменчивости и точности при различной длине ряда

Москва, ТСХА

	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
f_{13}	50	51	50	54	54	57	58	59	62	65
σ	5,8	6,2	6,3	6,8	8,0	7,7	9,9	8,2	7,1	6,0
σ'	1,16	0,72	1,27	0,80	1,60	0,85	1,98	0,95	1,43	0,69

Примечание: а — период 1936—1960 гг., б — 1891—1965 гг.

Из табл. 1 следует, что увеличение длины ряда в 3 раза приводит к изменению норм на 1—3% относительной влажности, но при этом точность норм (в предположении нормального распределения) уменьшается вдвое, оказываясь всегда меньше 1% относительной влажности. В результате разница в нормах 1—2% уже заслуживает внимания, а разница 3% становится, безусловно, значимой.

Обращает на себя внимание тот факт, что разности норм, определенных за указанные два периода, во все исследованные месяцы носят тот же знак. Это заставляет обратиться к анализу рядов для выявления отличия их от случайных, т. е. к определению влияния связности и цикличности на точность норм.

С этой целью, используя методику, изложенную в [1], строились интегрально-разностные кривые и отклонения их ординат сравни-

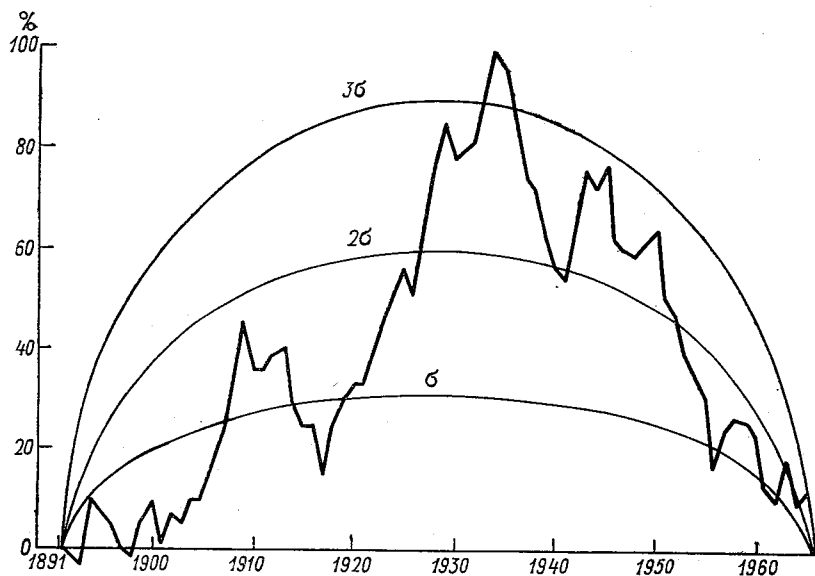


Рис. 1. Интегрально-разностная кривая относительной влажности в 13 ч. Москва, ТСХА. Июнь.

вались с возможными отклонениями для бессвязного ряда, определяемыми по формуле

$$\sigma_{\Sigma} = \sigma_x \sqrt{n - \frac{n^2}{N}},$$

где σ_{Σ} — среднее квадратическое отклонение сумм аномалий, σ_x — среднее квадратическое отклонение исследуемого ряда, n — номер года от начала ряда, для которого определяется σ_{Σ} , N — общее число членов ряда.

На рис. 1 дан пример такого графика для июня.

В табл. 2 для рядов средних месячных значений относительной влажности в 13 ч указано число выходов за $\pm\sigma$, $\pm 2\sigma$ и $\pm 3\sigma$ и их доля в процентах по отношению ко всей длине ряда. Здесь же приводится для сравнения вероятность выхода за эти же уровни для бессвязного ряда. Из этой таблицы следует, что в июне, июле и, хотя и в меньшей мере, в августе многолетний ход относительной влажности в 13 ч отличен от случайного и требует особого

Выходы интегрально-разностных кривых относительной влажности в 13 ч за фиксированные уровни

Уровень выхода	Вероятность выхода для бесвязного ряда. %	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь	
		а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
$\pm \sigma$	32	10	13	55	74	36	48	33	44	15	20
$\pm 2\sigma$	4,5	—	—	25	33,3	9	12,0	5	6,7	3	40
$\pm 3\sigma$	0,3	—	—	4	5,4	—	—	—	—	—	—

Примечание: а — число случаев; б — проценты от длины ряда.

внимания при его анализе. Значительная связность, выявленная в этих рядах, обуславливает необходимость увеличения длины ряда для получения устойчивых норм. Л. Г. Полозова [5] в качестве меры неустойчивости предложила коэффициент K , определяемый как отношение максимальной ординаты интегрально-разностной кривой к удвоенному значению среднего квадратического отклонения. Коэффициент $K > 1$ свидетельствует о наличии значительной связности в исследуемом ряду, а длина ряда, необходимая для получения устойчивых норм, определяется в этом случае как произведение длины исходного ряда N на коэффициент K . В табл. 3 приводятся значения коэффициента неустойчивости K и длина ряда, необходимая для получения устойчивых норм относительной влажности в 13 ч (KN) для Москвы в теплую часть года. Как следует из этой таблицы, почти в большинстве рассмотренных месяцев для получения устойчивых норм относительной влажности в 13 ч в Москве требуется период 80—120 лет.

Таблица 3

Значения коэффициента неустойчивости K и длина ряда KN , необходимая для получения устойчивых норм. Относительная влажность в 13 ч

Москва

	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
K	0,6	1,65	1,30	1,44	1,08
KN	45	125	98	108	80

Провести корректный анализ влияния увеличения продолжительности ряда наблюдений на точность норм для упругости водяного пара крайне затруднительно из-за изменения сроков наблюдений в 1936 и 1966 гг., а для недостатка насыщения — лишено

смысла, так как эта величина за период до 1936 г. получена в результате косвенного расчета [7].

Произведенная нами оценка влияния числа сроков наблюдений на средние месячные значения упругости водяного пара показала (табл. 4), что в отдельные годы их различие не превышает 0,2 мбар, что меньше точности норм упругости водяного пара, вычисленных за период 1936—1960 гг. Из этой таблицы можно также видеть, что изменение сроков наблюдений несущественно сказалось на средних месячных значениях упругости водяного пара e . В то же время знак разности между средними месячными значениями e , рассчитанными по трем и четырем срокам наблюдений, в большинстве случаев указывает на то, что до 1936 г. средние месячные значения e чаще могли быть чуть завышены по сравнению со значениями в последующий период. Однако следует оговорить, что выводы из этой таблицы следует считать ориентировочными, так как анализ был произведен за небольшой ряд лет и на основании косвенного метода суточный ход строился по восьмисрочным средним месячным значениям, а значения в интересующие нас сроки снимались с графика. По-видимому, в дальнейшем окажется необходимым более тщательное изучение различий, вносимых изменением сроков наблюдений, с последующим введением поправок в ряды средних месячных значений упругости водяного пара.

Таблица 4

Разности средних месячных значений упругости водяного пара, полученных из четырех и трех (а), четырех и восьми (б) сроков наблюдений
Москва

Год	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
1966	-0,1	0,0	0,0	0,1	-0,1	-0,1	0,0	-0,1	0,0	0,0
1967	0,0	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1968	0,2	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	0,0	-0,1
1969	0,0	0,1	-0,2	0,1	0,1	0,1	-0,1	0,0	0,0	-0,1
1970	-0,2	0,0	-0,1	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1971	-0,1	0,0	-0,1	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,0
1973	0,0	0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,1
Среднее . .	-0,03	0,03	-0,09	0,03	-0,03	-0,04	-0,06	-0,04	0,0	-0,04
Изменчивость норм σ' (по [9])	0,24		0,24		0,22		0,22		0,22	

Недостаток насыщения d стали определять при наблюдениях на метеорологических станциях лишь с 1936 г. За более ранние годы средние месячные значения недостатка насыщения получены по средним месячным значениям температуры воздуха и абсолютной

влажности с учетом поправок Э. М. Ольдекопа. Подробное изложение способа приводится в работе Е. М. Соколовой [7]. Кстати сказать, в этой работе указывается необходимая длина ряда для получения устойчивых норм недостатка насыщения для 9 станций СССР. Длина периода, необходимая для получения месячных значений с точностью 0,2 мм рт. ст. меняется от 6—7 лет в районах с небольшими значениями недостатка насыщения и малой его изменчивости (Териберка, Гудаури) до 70—90 лет в зоне степей, отличающейся большой изменчивостью данной характеристики (Ростов, Малый Узень).

Сравнение средних месячных значений недостатка насыщения, определенных за различные периоды, которые приводятся в табл. 5, указывает на постепенное увеличение его значений во все рассматриваемые месяцы. Это не может быть вызвано неоднородностью ряда, связанной с тем, что значения недостатка насыщения, вычисленные за период до 1936 г., приближались к средним значениям, вычисленным по трем срокам. На некоторое преувеличение средних суточных значений недостатка насыщения, полученных из трех сроков наблюдений, по сравнению с истинным средним суточным значением, полученным по ежечасным данным, указывал, в частности, Н. М. Мытарев [4]. По его данным, в летние месяцы расхождения в средних многолетних характеристиках составляют 0,2—0,3 мм рт. ст., а в отдельные годы могут достигать 0,5 мм рт. ст. Различия же в средних, которые представлены в табл. 5, имеют обратное соотношение, а по величине выходят далеко за указанные пределы. Так что здесь следует говорить об определенной тенденции в многолетнем ходе недостатка насыщения, которую следует подвергнуть более подробному анализу. Причем можно полагать, учитывая сказанное выше по поводу неоднородности в рядах абсолютной влажности и недостатка насыщения, что эта неоднородность, хотя и не позволяет корректно провести уточнение норм этих характеристик в связи с увеличением длительности рядов, однако не исключает возможность анализа характера колебаний названных показателей влажности воздуха.

Таблица 5

Изменение средних месячных значений недостатка насыщения при различных периодах осреднения

Период наблюдений, годы	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1880—1915 (по [7])	4,3	4,6	5,1	3,9	2,3
1891—1935	5,6	6,2	6,6	5,4	3,0
1936—1960	5,9	8,0	8,1	6,2	3,5

Если рассмотреть многолетний ход всех трех показателей влажности воздуха в месяцы теплой части года, используя либо ин-

тегрально-разностные кривые, либо кривые скользящего осреднения, то прежде всего обращает на себя внимание соответствие между ходом относительной влажности в 13 ч и недостатком насыщения. В то же время ход упругости водяного пара заметно отличается. Сказанное справедливо для крупных значимых колебаний. В меньшей мере это заметно в мае, а в большей — в июне и июле. Так, в ходе интегрально-разностных кривых относительной влажности и недостатка насыщения значимые отклонения ординаты, выходящие за пределы 2σ (рассчитанные для бессвязного ряда), приходится практически на одни и те же годы (табл. 6). Это, кстати сказать, может служить подтверждением достоверности многолетних рядов недостатка насыщения, полученных расчетным методом.

Таблица 6

Годы со значительными (2σ и более) отклонениями ординат интегрально-разностных кривых влажности и температуры воздуха
Москва, ТСХА, 1891—1965 гг.

Показатель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Относительная влажность в 13 ч	—	1927—1951	1927—1938	1961—1965	1936—1938
Упругость водяного пара	—	1927	1943—1948	1923—1928, 1960—1965	1906—1908, 1911—1918, 1921—1923, 1926, 1930—1931, 1958—1965
Недостаток насыщения	—	1926	1927—1937	—	—
Температура воздуха	1918—1919	1930—1938, 1941—1947, 1950	1912—1913, 1917—1919, 1923—1935	1915—1937	1904—1937, 1939

Одновременность крупных изменений относительной влажности и недостатка насыщения, с одной стороны, и некоторое расхождение их во времени со столь же значимыми колебаниями абсолютной влажности указывают, по-видимому, на то, что различные показатели влажности (упругость водяного пара и недостаток насыщения) отражают климатические колебания, обусловленные не одними и теми же физическими процессами.

Более успешно можно сравнить колебания в ходе различных характеристик влажности воздуха, обратившись к ходу десятилетних скользящих средних, применив к ним для выделения статистически значимых колебаний критерий D , введенный О. А. Дроздовым. В работе [6] этот критерий используется для определения значимости климатических изменений в рядах температуры воздуха. Суть этого критерия заключается в следующем.

Составим ряд последовательных разностей равноудаленных по времени членов исходного ряда X .

При суммировании последовательных разностей вновь получается разностный ряд, но с интервалом в k членов

$$D_k = \sum_1^k (x_{i+1} - x_i) = x_{k+1} - x_1.$$

Для бесвязного ряда

$$\sigma_{D_k}^2 = 2\sigma_x^2,$$

т. е. дисперсия D_k не зависит от k .

Однако D_k выражает непосредственное изменение уровня от первого члена к $(k+1)$ -му. Отношение D_k/σ_{D_k} можно использовать для установления значимости систематических тенденций в ряду по сравнению с их естественной изменчивостью. Выход этого отношения за пределы нескольких единиц будет характеризовать надежность установления тенденции, а для циклических процессов ряд D_k/σ_{D_k} будет как выходить за пределы, допустимые для случайного ряда, так и возвращаться к относительно малым значениям.

Чувствительность критерия можно увеличить, если брать разности не последовательных членов ряда, а среднее из последовательных n -летий того же ряда

$$D_k^{(n)} = \frac{1}{n} \left(\sum_{k+1}^{k+n} x_i - \sum_1^n x_i \right).$$

Дисперсия для бесвязного ряда в этом случае также не зависит от k

$$\sigma_{D_k^{(n)}}^2 = \frac{2\sigma_x^2}{n}.$$

Анализ хода отношений $D_k^{(n)}/\sigma_{D_k^{(n)}}$ можно применить к скользящему осреднению для разностей, отсчитываемых не от начального уровня, а в каждом случае от предыдущего десятилетия к последующему. Тогда оказывается возможным выделить изменения в ходе скользящих средних, которые будут выходить за пределы выбранного уровня значимости. Это позволяет со значительной большей объективностью производить сравнения многолетнего ряда различных климатических показателей по скользящим средним, отмечая совпадение и несовпадение во времени и по значимости рассматриваемых изменений (рис. 2).

Использование указанного способа для анализа изменений средних месячных значений трех показателей влажности при 10-летнем шаге определения разностей и 10-летнем осреднении позволило обнаружить следующее.

1. Изменения всех показателей влажности в Москве в течение теплой части года (май—сентябрь) за период с 1891 по 1965 г. носят главным образом колебательный характер, лишь ход недостатка насыщения в течение июня и июля (при наличии колеба-

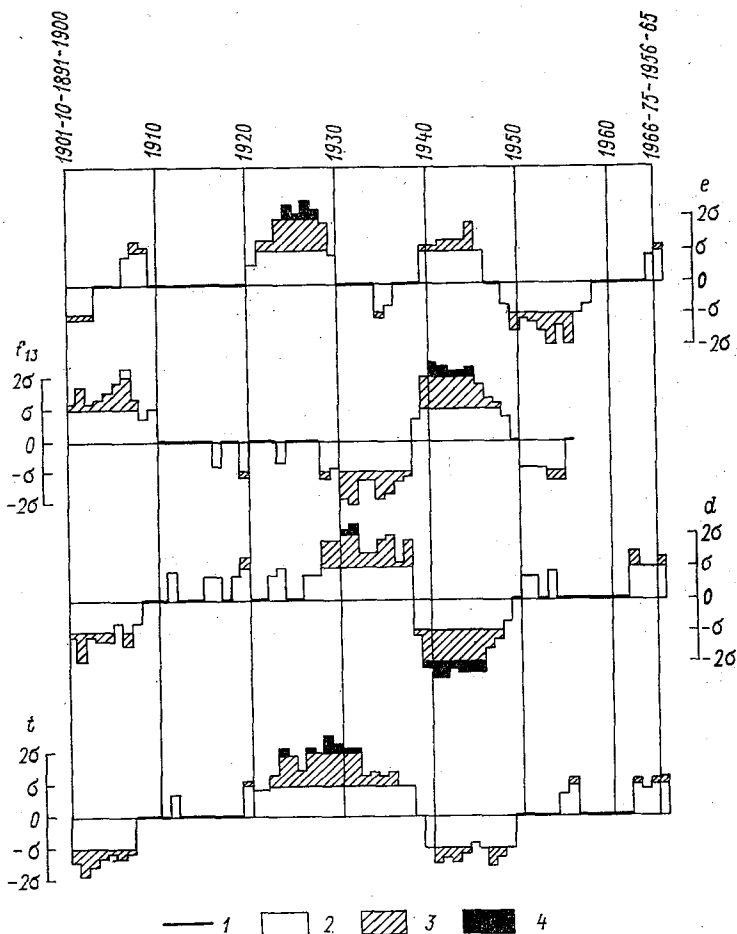


Рис. 2. Сравнение хода скользящих междудесятилетних средних разностей влажности и температуры воздуха по значимости. Москва, ТСХА. Август.

Отношение $D_k^{(n)}/\sigma_{D_k^{(n)}}$: 1 — менее 0,7, 2 — от 0,7 до 1,0, 3 — от 1,1 до 2,0, 4 — более 2,1.

ний) обнаруживает некоторое их увеличение, что определялось по отношению $D_k^{(n)}/\sigma_{D_k^{(n)}}$, рассчитанному по последовательным разностям, вычисленным от начального уровня ряда.

2. Значимые колебания (более двух случаев) с выходом за уровень значимости 5% обнаружены для упругости водяного пара

в мае и августе, для относительной влажности в 13 ч во все месяцы с мая по сентябрь и для недостатка насыщения в июле, августе и сентябре.

В связи с выявлением колебательного характера в многолетнем ходе показателей влажности в дальнейшем необходимо провести специальные исследования по выявлению периодов этих колебаний и их значимости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А. Некоторые вопросы получения норм осадков методом интегрально-разностных кривых.— «Труды ГГО», 1968, вып. 227, с. 105—110.
2. Заварина М. В. О климатических нормах и оптимальном периоде наблюдений.— «Метеорология и гидрология», 1966, № 2, с. 44—48.
3. Мамонтов Н. В., Чубенко М. А. О вековых колебаниях статистических характеристик ежедневных значений температуры и влажности воздуха.— «Труды Новосибирского регионального ГМИ», 1969, вып. 3, с. 80—98.
4. Мытарев Н. М. О соотношении величины дефицита влажности, найденной по срочным наблюдениям с истинной среднесуточной.— «Метеорологический вестник», 1934, № 1—3, с. 39—43.
5. Полозова Л. Г. Точность норм средней месячной температуры воздуха в зависимости от ее многолетних колебаний.— «Труды ГГО», 1973, вып. 299, с. 52—65.
6. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966, 268 с.
7. Соколова Е. М. «Недостаток насыщения влагою воздуха на территории СССР»,— «Труды ГГИ», 1937, вып. 4, 92 с.
8. Справочник по климату СССР, ч. 4: Л., Гидрометеиздат, 1966—1970 гг.
9. Справочник по климату СССР. Т. 2. Устойчивость и точность климатических характеристик. Л., Гидрометеиздат, 1976, 334 с.
10. Школяр Л. Ф. О временной изменчивости влажности воздуха.— «Труды ГГО», 1975, вып. 335, с. 91—106.

Н. В. Кобышева, В. Д. Антоневич

О МЕТОДАХ АНАЛИЗА ОДНОРОДНОСТИ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ

Любое климатологическое исследование начинается с анализа однородности климатологических рядов. Неоднородность ряда может привести к ошибочности результатов, полученных при обработке такого ряда, особенно существенным при исследовании временных закономерностей режима метеорологических элементов, а также при расчете вероятностных характеристик и моментов высоких порядков.

В климатологической литературе достаточно хорошо представлены классические методы анализа однородности климатологических рядов [1], в статистической литературе, например [2, 3], — методы анализа однородности статистических выборок. Однако, несмотря на то что климатологические ряды, как правило, можно считать одной из разновидностей статистических выборок, методы анализа однородности, принятые в климатологии и статистике, различаются. Имеются различия и в самих понятиях однородности ряда в климатологическом и статистическом смысле. Нам представляется важным разграничить эти понятия с тем, чтобы рассмотреть возможности совершенствования методов анализа однородности климатологических рядов и установить применимость различных методов к тем или иным рядам.

В климатологии однородным принято считать ряд, значения которого изменяются от года к году или от некоторого периода лет к другому периоду лет лишь в соответствии с естественной изменчивостью макропроцессов, оказывающих влияние на погоду и климат данного района. Климатологическая неоднородность ряда создается при переносах станции, изменении положения метеорологических приборов, окружающей обстановки или методики и сроков наблюдений и при грубых просчетах. Статистический ряд (выборка) называется однородным, если все члены ряда можно считать на данном уровне значимости p принадлежащими одной и той же генеральной совокупности. Статистически неоднородным

ряд является во всех тех случаях, когда он неоднороден в климатологическом смысле, но, кроме того, и тогда, когда имеет место цикличность или тренд значений ряда.

Исходя из сказанного очевидно, что очень важно обнаружить климатологическую неоднородность. Даже при решении специально поставленной задачи о выявлении тренда и цикличности необходимо первоначально отделить и попытаться устранить климатологическую неоднородность, которая может затушевывать и искажать действительную картину естественных изменений в данном ряду.

Методы анализа климатологической неоднородности основаны на использовании пространственных связей между значениями элементов (метод разностей, метод отношений), т. е. рассматриваются одновременно два ряда.

Методы анализа статистической неоднородности заключаются в сопоставлении различных частей одного и того же ряда или отдельных членов ряда с остальным рядом при помощи некоторых статистических критериев.

Для метеорологических элементов, для которых изменения значений ряда под влиянием естественных природных факторов сопоставимы по величине или превышают изменения, связанные с климатологической неоднородностью (температура воздуха, осадки), используемые в статистике методы анализа неоднородности без существенной их переделки неприменимы.

Если неоднородность при этом вызвана переносом станции или перемещением приборов, классические методы выявления климатологической неоднородности являются наилучшими. Однако при автоматизированной обработке большого по объему исходного материала данные методы следует объективизировать, используя некоторые принципы проверки статистической однородности.

Авторы предлагают следующий прием. Используем параметрический критерий Стьюдента, но не к проверяемому ряду самих значений элемента, как это принято в статистике, а к ряду разностей.

Рассматриваем два ряда на соседних станциях. Вычисляем разности значений этих рядов. Полученный ряд разностей, состоящий из N членов, последовательно разбиваем на две части с объемами n и m членов ($n, m = 1, 2, \dots, N-2, n+m=N$), а затем для каждой части ряда вычисляем среднее значение разностей Δx_n и Δx_m .

Считая, что распределение разностей является нормальным, используем критерий Стьюдента, вычисленный по формуле

$$t = \frac{\overline{\Delta x_n} - \overline{\Delta x_m}}{\sqrt{n\sigma_n^2 + m\sigma_m^2}} \sqrt{\frac{nm(n+m-2)}{n+m}}. \quad (1)$$

Рассчитав значения t для всех n и m определяем максимальное значение $t_{\text{макс}}$.

Положив уровень значимости p , равным 5%, определяем критическое значение $t_{кр}$ для числа степеней свободы $\nu = n + m - 2$. При $\nu = 30$ $t_{кр} = 2,04$, при $\nu = 20$ $t_{кр} = 2,09$.

Если максимальное значение $t > t_{кр}$, то гипотеза о равенстве средних и, следовательно, об однородности ряда разностей отвергается. В противном случае ряд можно считать однородным. Проиллюстрируем данный способ на примере средних месячных температур воздуха для июля на станциях Москва, ТСХА, и Москва, Межевой институт. Известно, что ст. Москва, ТСХА была из-за пожара в 1897 г. перенесена на другое место, вследствие чего ряд на этой станции заведомо неоднороден.

Таблица 1

Контроль однородности рядов температуры воздуха. Июль

Год	Температура, °С			Критерий t		Год	Температура, °С			Критерий t	
	Москва, ТСХА	Москва, Межевой ин-т	Разность	Москва, ТСХА	Москва, Межевой ин-т		Москва, ТСХА	Москва, Межевой ин-т	Разность	Москва, ТСХА	Москва, Межевой ин-т
1881	18,2	19,0				1899	18,5	19,9	5,07	3,39	2,55
1882	20,1	21,0				1900	17,1	18,1	3,82	3,56	2,90
1883	18,7	19,0	-1,70	1,25	1,31	1901	17,4	18,4	3,51	3,28	2,72
1884	17,0	17,6	0,38	1,74	1,44	1902	16,2	16,9	3,21	3,10	2,62
1885	22,1	22,4	0,67	0,83	0,65	1903	18,6	19,5	3,52	2,62	2,15
1886	17,9	18,0	1,33	1,58	1,43	1904	14,6	15,5	3,42	2,82	2,38
1887	17,9	18,5	2,04	1,54	1,18	1905	16,4	17,3	3,30	2,10	1,69
1888	17,2	18,0	2,26	1,51	1,13	1906	18,6	19,4	3,17	1,72	1,34
1889	18,1	18,6	2,08	1,26	0,93	1907	17,8	18,8	3,28	1,93	1,56
1890	20,2	21,0	2,44	1,30	0,90	1908	16,7	17,5	2,92	1,89	1,59
1891	19,9	20,7	2,27	1,80	1,42	1909	16,1	17,2	3,04	1,55	1,26
1892	17,5	17,9	2,12	2,25	1,88	1910	18,2	19,1	2,56	1,08	0,87
1893	19,1	19,3	2,57	2,09	1,65	1911	15,5	16,3	2,28	1,14	0,97
1894	16,8	17,3	3,28	2,37	1,80	1912	14,7	15,7	2,36	0,54	0,38
1895	18,9	19,3	3,67	2,02	1,42	1913	17,4	18,2	1,69	-0,68	-0,90
1896	18,7	19,2	4,28	2,24	1,56	1914	19,5	20,3	1,56	-1,46	-2,02
1897	20,5	20,8	4,80	2,40	1,66	1915	18,3	19,3			
1898	19,0	20,1	6,05	3,08	2,18						

Как следует из табл. 1, где содержатся значения t для разностей температур на указанных станциях, $t_{макс}$ приходится как раз на 1898 г. и имеет значение, существенно превышающее критическое. Средние разности за период до 1898 г. и последующий период различаются на максимальное значение по сравнению с любой другой парой периодов. В табл. 1 приведены также значения t , вычисленные для самих температур на обеих станциях. Значения $t_{макс}$, превышающие критическое приходятся не на 1898, а на 1900 г. на обеих станциях. Это означает, что, анализируя лишь один ряд самих значений элемента ряда, неоднородность обнаружить не удастся, так как детерминированная составляющая

естественных изменений элемента в ряду обычно превышает скачок значений ряда вследствие нарушения его однородности. Устраняется неоднородность обычными методами, принятыми в климатологии.

Расчет критерия t по ряду разностей облегчает выявление «ползучей» неоднородности, возникающей под влиянием медленно изменяющейся окружающей среды. Пример выявления ползучей неоднородности представлен в табл. 2. Начало ползучей неоднородности приходится примерно на 1950 г. и совпадает с началом интенсификации промышленности и строительства в г. Свердловске. Привлекая климатологический ряд средней месячной температуры Свердловска для исследования изменений климата, установленную неоднородность необходимо устранить. Для этого прежде всего полезно сгладить ряд разностей, вычисляя скользящие пятилетние разности. Затем методом наименьших квадратов выполняется линейная аппроксимация тренда разности, после чего рассчитывается изменение разностей месячной температуры за один год. Разность между температурами Свердловска и Высокой Дубравы линейно росла с 1950 по 1958 г. с градиентом $0,061^{\circ}\text{C}$. Это значение следует, последовательно суммируя, прибавить ко всем членам ряда температуры начиная с 1951 по 1958 г.

Таблица 2

Контроль однородности рядов температуры воздуха. Январь

Год	Температура, $^{\circ}\text{C}$		Критерий t	Год	Температура, $^{\circ}\text{C}$		Критерий t
	Свердловск	Высокая Дубрава			Свердловск	Высокая Дубрава	
1937	-13,8	-13,9		1956	-17,0	-17,8	4,43
1938	—	-17,8		1957	-14,7	-15,2	3,80
1939	-15,0	-14,8		1958	-11,6	-12,3	3,77
1940	-22,5	-23,1	3,26	1959	-10,2	-10,7	3,40
1941	-16,5	-16,6	1,23	1960	-15,2	-15,7	3,37
1942	-20,0	-20,2	1,86	1961	-11,7	-12,0	3,34
1943	-19,9	-19,8	2,31	1962	-9,0	-9,6	3,77
1944	-9,6	-10,1	3,10	1963	-15,8	-16,3	3,55
1945	-17,0	-17,0	2,70	1964	-14,9	-15,5	3,54
1946	-12,4	-12,5	3,35	1965	-13,8	-14,4	3,31
1947	-17,5	-17,5	3,91	1966	-15,4	-16,2	3,06
1948	-10,9	-11,0	4,05	1967	-15,6	-16,2	2,50
1949	-7,7	-8,0	5,32	1968	-15,9	-16,1	2,23
1950	-22,4	-22,5	5,53	1969	-24,5	-25,6	3,82
1951	-14,4	-15,0	6,35	1970	-15,4	-16,0	3,77
1952	-11,7	-12,1	5,55	1971	-9,7	-10,3	3,82
1953	-13,7	-14,2	5,61	1972	-24,2	-25,0	7,55
1954	-18,4	-18,9	5,41	1973	-19,9	-20,7	
1955	-9,4	-10,2	5,26				

Используя тот же климатологический ряд в других целях, например для изучения влияния урбанизации на климат, для рас-

чета прикладных климатических характеристик ползучую неоднородность устранять нет необходимости.

Методы анализа разностей на соседних станциях не позволяют устранить любую климатологическую неоднородность. Так, например, неоднородность за счет изменений методики и сроков наблюдений возникает одновременно на всех станциях, при этом лишь в редких случаях изменения методики сказываются на рядах соседних станций по-разному, хотя это различие может иметь место. Например, введение дождемерной защиты в большей степени уменьшило количество твердых осадков на станциях с наименее защищенным положением дождемера и в меньшей — на станциях, где дождемеры открыты. Однако в среднем на всех станциях ЕТС отмечается увеличение количества осадков с 1950 г. Как правило, при изменении методики наблюдений однородность ряда нарушается одновременно на всех станциях. Так, например, при замене дождемера осадкомером на всех станциях произошло увеличение осадков в зимний период.

В труднодоступных, горных районах, над водными акваториями также не удается подобрать ряда, который мог бы служить эталоном.

Наконец, возможны случаи, когда ряды данных относятся к определенным узлам координатной сетки. Так, например, в создаваемом централизованном синоптическом архиве данные об облачности и некоторые другие метеорологические характеристики получены лишь для узлов пятиградусной сетки. Узлы расположены на расстоянии 555 км один от другого и постоянство разностей для отношений элемента в соседних узлах чаще всего не сохраняется. Во всех этих случаях для анализа климатологической неоднородности приходится прибегать к специальным приемам, подчас достаточно сложным, трудоемким, неточным, часто требующим специальных мер. Так, при изменениях методики наблюдений на всей сети станций необходимы данные параллельных наблюдений хотя бы на реперных станциях по старой методике в течение нескольких лет. При изменении сроков наблюдений следует обращаться к записям самописцев, что можно, естественно, сделать лишь для основных метеорологических элементов. Проверку однородности рядов, составленных для узлов координатной сетки, целесообразно выполнять методом оптимальной интерполяции, используя сведения о структуре метеорологических полей. Следует отметить, что в климатологии до сих пор не рассматривался вопрос об однородности характеристик рассеивания, асимметрии и некоторых других показателей. Тем не менее вполне возможны случаи, когда не нарушается климатологическая однородность ряда средних, но меняются от года к году или от одного периода лет к другому периоду рассеивания данных.

Таким образом, чрезвычайно важный для климатологических исследований вопрос о выявлении и устранении неоднородности климатологических рядов, не решен и требует серьезных проработок.

Такие проработки в настоящее время особенно необходимы в связи с проблемой автоматизации обслуживания народного хозяйства и научных исследований климатологической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Л., изд. ЛГУ, 1956, 302 с.
2. Конюховский В. В. Критерии согласия, однородности и независимости. Серия — Статистика и стохастические системы. Вып. 11. М., изд. МГУ, 1970. 142 с.
3. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеоиздат, 1974 424 с.

Э. М. Скворцова

ПРОВЕРКА РЯДОВ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СЛУЧАЙНОСТЬ ПО СТАТИСТИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ

Большая часть современных статистических методов обработки метеорологических рядов предполагает случайность этих рядов.

«Случайный ряд — это последовательность величин, каждая из которых подчиняется одному и тому же непрерывному закону распределения вероятностей, причем между значениями различных членов ряда нет никакой зависимости» [3].

Обычно в практике климатологической обработки степень случайности рядов не проверяется. В связи с предполагаемым созданием автоматизированной системы получения климатологической информации, которая должна использовать некоторые современные методы статистических расчетов, необходимо предусмотреть в виде одного из звеньев этой системы проверку случайности архивного метеорологического материала, подлежащего климатологическим обобщениям.

Способы проверки случайности рядов наблюдений разрабатывались многими учеными [1—4]. В настоящей работе проводились испытания трех наиболее объективных методов такой проверки [2] на рядах средней месячной температуры воздуха. Для этой цели было отобрано 14 станций Северного и Северо-Западного УГМС с периодом наблюдений 1881—1975 гг., составлена и реализована на ЭВМ программа расчетов.

При первом испытании ряды средней месячной температуры воздуха проверяли на наличие тенденции к группировкам. Для этого ряд средней месячной температуры воздуха делили по ее значениям на четыре градации. В каждой градации подсчитывали число серий, причем серией считалась группа последовательных значений наблюдений в любой градации.

При втором испытании ряды средней месячной температуры воздуха проверяли на наличие какой-либо устойчивой тенденции. Для этого в каждом ряду подсчитывали число серий повышений

и понижений средней месячной температуры воздуха при переходе от предыдущего члена ряда к последующему.

При третьем испытании исследовали ряд отклонений от среднего и выясняли, не имеется ли в этом ряду преобладания положительных или отрицательных отклонений. Для этой цели подсчитывали число положительных и отрицательных отклонений (серий).

При каждом испытании подсчитывали математическое ожидание, среднее квадратическое отклонение и вероятность серий.

Подсчет математического ожидания для первого, второго и третьего испытаний соответственно проводился по формулам:

$$M_1 = \frac{n(n+1) - \sum n_i^2}{n};$$

$$M_2 = \frac{2n-1}{3};$$

$$M_3 = \frac{n-1}{2}.$$

Среднее квадратическое отклонение числа серий определялось по формулам:

$$\sigma_1 = \sqrt{\frac{\sum n_i^2 [\sum n_i^2 + n(n+1)] - 2n \sum n_i^3 - n_3}{n^2(n-1)}};$$

$$\sigma_2 = \sqrt{\frac{16n-29}{90}};$$

$$\sigma_3 = \sqrt{\frac{n+1}{12}}.$$

Для расчета вероятности появления наблюдавшегося числа серий в предположении нормального распределения серий в рядах средних месячных температур воздуха вычислялись нормированные и централизованные значения данного числа серий по формулам:

$$P_1 = \frac{r + 0,5 - M_1}{\sigma_1};$$

$$P_2 = \frac{R + 0,5 - M_2}{\sigma_2};$$

$$P_3 = \frac{M_3 - (S + 0,5)}{\sigma_3},$$

где n — число наблюдений, r — число серий группировок, R — число серий повышений и понижений, S — наименьшее число положительных либо отрицательных отклонений.

Затем определялась вероятность появления этого числа серий в ряду случайных независимых наблюдений.

Поскольку распределение серий наблюдений, обладающих указанными выше свойствами (тенденцией к группировкам, наличием какой-либо устойчивой тенденции, преобладанием положи-

тельных или отрицательных отклонений), можно считать приближенно нормальным с известными параметрами $M_1, M_2, M_3, \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, легко определить вероятности появления данного числа серий наблюдений.

Используем известный в теории вероятности принцип практической невозможности маловероятных событий. Согласно этому принципу значения числа серий, имеющих малую вероятность, расцениваем как невозможные. Если тем не менее такое число серий все же наблюдается, то это означает, что ряд наблюдений при данном уровне вероятности серий не является случайным. Задавая уровень значимости, равный 5%-ной вероятности, получим критическое значение нормированного и центрированного числа серий, равное 1,96.

Таким образом, принимая за критерий случайности наблюдений 5%-ную вероятность появления серий, в результате трех испытаний на случайность получаем следующие выводы.

Первое испытание на случайность, результаты которого представлены в табл. 1, позволило выявить, что на восьми метеорологических станциях ряды наблюдений средней месячной температуры воздуха полностью случайны, на пяти метеорологических станциях — частично случайны.

Второе испытание на случайность, результаты которого представлены в табл. 2, позволило выявить, что на пяти станциях ряды наблюдений средней месячной температуры воздуха полностью случайны, на девяти же станциях частично случайны. На этих станциях неслучайность отмечена лишь в одном-двух месяцах.

Результаты третьего испытания на случайность представлены в табл. 3. Это испытание позволило выявить, что на одиннадцати станциях ряды наблюдений средней месячной температуры воздуха полностью случайны, а на трех станциях частично случайны.

Если использовать более низкий уровень значимости, равный 1%-ной вероятности, то критическое значение нормированного и центрированного числа серий равно 2,58.

При критерии случайности наблюдений, равном 1%-ной вероятности появления серий, результаты испытаний следующие.

Первое испытание: на одиннадцати станциях полностью случайные ряды наблюдений средней месячной температуры воздуха; на трех станциях отмечена частичная неслучайность.

Второе испытание: на десяти станциях ряды наблюдений полностью случайны, на четырех отмечена неслучайность в одном месяце.

Третье испытание: на одиннадцати станциях полностью случайные ряды наблюдений и на трех станциях частично случайные.

Таким образом результаты всех трех испытаний при критерии случайности, равном 5%-ной вероятности появления вышеуказанных свойств рядов, показали, что только по трем станциям: Холмогоры, Псков и Троицко-Печорск ряды наблюдений средней месячной температуры воздуха случайны за все месяцы.

Число серий группировок в рядах средней месячной температуры воздуха (при первом испытании)

№ п/п	Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Ленинград, ГМО	1,16	-5,45	-6,86	-5,93	-5,15	-0,45	0,32	-5,73	-6,36	-5,21	-2,24	0,63
2	Николаевское	1,83	0,69	-1,03	0,97	-1,52	2,43	0,73	-1,03	0,04	-1,52	0,48	-0,16
3	Архангельск, Со- ломбала	-0,45	0,78	0,07	-2,66	-1,76	-1,35	-1,66	0,89	-1,06	-2,73	-1,94	-0,86
4	Веребье	1,06	0,54	-0,66	0,12	-0,38	0,26	-0,83	-1,87	-0,20	-0,51	0,83	0,80
5	Каргополь	0,97	0,65	-0,26	-0,33	0,57	0,92	-0,36	-0,16	0,83	-0,85	-0,49	-0,59
6	Выборг	2,20	1,07	-1,95	1,34	0,07	1,32	0,49	-0,92	-0,25	0,30	0,47	-0,86
7	Новая Ладога	0,12	1,28	0,46	-0,56	-0,86	-0,31	0,14	-1,43	-0,43	-0,89	0,01	-0,18
8	Гогланд	2,23	1,08	-1,70	-0,31	-0,75	0,44	-0,19	0,05	1,25	0,02	0,96	0,28
9	Вознесенье	0,70	-0,67	-0,18	-0,66	-0,26	-0,22	-1,59	-0,86	-0,23	-1,45	-1,63	-1,25
10	Петрокрепость	0,54	-1,32	0,89	0,25	1,35	-0,10	-0,31	0,10	0,85	-0,64	0,78	-0,86
11	Холмогоры	0,04	0,96	-0,24	-0,44	0,42	0,44	0,59	-0,37	-0,86	-0,48	-1,32	-0,89
12	Псков	0,78	0,39	-1,29	-0,55	0,41	-0,45	0,34	-0,62	0,14	-0,84	-0,03	-0,06
13	Троицко-Петорек	-1,07	-1,27	-0,95	0,18	0,73	-1,43	1,42	1,37	-0,51	1,81	0,56	-1,42
14	Свирица	-0,28	0,95	-1,22	-3,17	-3,89	-3,20	-1,07	-1,31	-2,74	-1,88	-2,63	-2,71

Число серий повышений и понижений в рядах средней месячной температуры воздуха (при втором испытании)

№ п/п	Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Ленинград, ГМО	0,35	-0,37	0,61	1,35	-2,09	0,86	1,50	2,09	-0,61	0,86	1,35	0,86
2	Николаевское	1,82	1,02	0,76	1,82	-1,38	0,76	0,76	0,22	0,76	-0,31	0,49	-1,38
3	Архангельск, Соломбала	-0,45	0,78	-0,70	-0,20	-0,95	1,52	-0,20	0,54	0,78	1,28	-0,95	-0,45
4	Веребье	2,86	1,17	-0,52	1,17	-0,80	1,17	0,89	-0,80	0,89	-0,23	0,61	-1,08
5	Каргополь	0,30	0,05	-1,21	-0,21	0,04	-2,22	0,54	0,04	0,04	1,05	-1,46	0,04
6	Выборг	2,32	0,96	-0,96	2,05	-0,96	-1,78	0,41	0,68	1,23	0,41	-0,96	0,96
7	Новая Ладога	3,21	0,70	-0,98	0,98	-0,70	-0,70	0,14	1,54	0,98	-0,70	-0,42	-0,42
8	Гогланд	3,08	0,67	-1,48	1,48	-1,21	0,13	0,94	-1,21	1,74	1,48	-0,67	-0,13
9	Вознесенье	1,59	1,92	0,27	-0,05	-0,38	2,24	1,26	0,50	0,93	-0,38	-0,38	0,70
10	Петрокрепость	2,46	0,65	0,35	0,95	-1,45	0,35	0,05	-0,25	0,65	0,05	-1,45	0,95
11	Холмогоры	-0,05	0,50	0,77	-0,05	0,50	-0,30	-0,05	0,23	0,50	-0,05	-1,13	0,23
12	Поков	1,16	0,86	-0,05	1,47	-0,96	-0,66	-0,05	1,77	-0,35	-0,05	-0,96	-0,96
13	Троицко-Печорск	-1,06	0,32	-0,78	0,60	0,05	0,87	0,97	0,05	-1,06	1,70	0,32	-0,78
14	Свирица	0,81	3,11	1,32	0,04	0,30	-1,23	0,81	1,58	0,81	0,55	0,30	-0,21

Число положительных или отрицательных отклонений (серий) в рядах средней месячной температуры воздуха (при третьем испытании)

№ п/п	Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Ленинград, ГМО	0,18	1,94	3,01	2,65	1,59	-0,18	1,64	3,36	3,36	3,36	3,01	1,24
2	Николаевское	-0,19	0,19	0,19	0,19	-0,19	-0,19	1,72	0,57	1,72	0,19	-0,19	0,19
3	Архангельск, Соломбала	1,07	-0,36	1,07	0,00	1,78	1,42	0,71	0,36	3,20	4,62	2,49	0,71
4	Веребье	0,20	0,60	0,20	-0,20	-0,20	0,20	-0,20	-0,20	-0,20	-0,20	1,01	-0,20
5	Каргополь	0,54	0,54	-0,18	0,18	0,18	0,18	0,54	-0,18	0,54	-0,18	0,54	0,90
6	Выборг	0,20	0,59	0,20	-0,20	0,20	0,98	0,98	0,20	1,77	0,20	1,37	0,98
7	Новая Ладога	0,40	0,80	0,80	0,80	0,00	1,20	0,00	0,00	1,20	0,40	0,80	-0,40
8	Гогланд	0,00	0,00	0,38	0,77	0,00	-0,38	0,00	1,15	1,92	0,00	0,38	1,15
9	Вознесење	-0,47	0,00	0,93	0,00	0,47	-0,47	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,47
10	Петрокрепость	-0,43	0,43	0,86	0,00	0,00	0,43	-0,43	0,00	0,86	0,00	0,00	0,86
11	Холмогоры	0,78	0,78	0,78	1,17	1,56	-0,39	-0,39	0,39	1,17	0,78	0,39	0,39
12	Псков	0,65	0,22	0,65	-0,22	0,65	0,22	0,22	1,52	1,95	-0,22	0,65	0,22
13	Троицко-Печорск	0,79	0,00	0,79	0,79	1,18	-0,39	-0,39	0,39	0,39	0,00	-0,39	1,18
14	Свирида	-0,37	0,00	-0,37	0,37	3,30	1,47	0,00	0,00	4,41	4,77	2,57	1,84

При критерии случайности, равном 1%-ной вероятности, полностью случайны ряды наблюдений на восьми станциях.

Ни на одной из станций ряды средней месячной температуры воздуха нельзя считать полностью неслучайными. Как видно из таблиц, встречаются случаи, когда какое-либо из трех перечисленных выше свойств в рамках принятых критериев показывает неслучайность рядов наблюдений в некоторые месяцы. Примером является ст. Ленинград ГМО, где первое и третье испытания при 1%-ной вероятности дают неслучайность рядов в марте—апреле и августе—октябре.

Таким образом, исследования показали, что признаки случайности в рядах средней месячной температуры воздуха проявляются не всегда.

Полученный вывод позволяет рекомендовать для включения в создаваемую автоматизированную систему получения климатологической информации программу проверки рядов на случайность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вейнберг Б. П. Признаки случайности ряда наблюдений.— «Геофизический сборник», 1929, т. 7, вып. 1—2.
2. Каведиас Г. С., Бреннан Л. М. Проверка рядов на случайность. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1970.
3. Омшанский М. А. О дисперсии особенностей случайного бессвязного ряда.— «Труды ГГО», 1936, вып. 10.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1974. 424 с.

ПОЛУСУТОЧНЫЕ СУММЫ ОСАДКОВ НА РАВНИННОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Одной из малоизученных характеристик осадков является их суточный ход, который, несомненно, представляет большой теоретический и практический интерес. Знание суточного хода осадков помогает судить о метеорологических процессах в атмосфере, связанных с конденсацией, о генезисе осадков и о влиянии местных факторов на их перераспределение.

Суточный ход атмосферных осадков обычно анализируется по данным визуальных наблюдений, при которых фиксируется только факт выпадения осадков, а не их количество. По этим данным легко рассчитать повторяемость (вероятность) выпадения осадков. Подобный анализ проведен в работах [1—4, 6, 9]. На слабовыраженный суточный ход повторяемости осадков в Европе указал еще В. Кеппен [3], приведя данные о том, что отношение максимальной повторяемости осадков к их минимальной величине находится в пределах 0,8—1,0. На самом деле суточный ход количества осадков сложнее, с заметно выраженными двумя максимумами. Напомним, что количество осадков можно рассматривать как функцию интенсивности и повторяемости, которые имеют несинхронный суточный ход. В морском типе климата преобладают ночные максимумы осадков, обусловленные продолжительностью их выпадения в эту половину суток.

В континентальных районах, наоборот, преобладают послеполуденные максимумы за счет усиления интенсивности осадков.

Смена сезонов также влияет на суточный ход осадков. Зимой в умеренных широтах преобладает суточный ход, свойственный морскому типу климата, а летом — континентальному.

Имеется зависимость суточного хода осадков от характера подстилающей поверхности. Так, на подветренных склонах гор послеполуденный максимум смещается на вечерние часы. Например, на подветренной стороне скалистых гор чаще всего осадки выпадают около 18 ч местного времени [8]. Вблизи водной по-

верхности суточная амплитуда осадков сглаживается, а их максимум наблюдается в поздние утренние часы [1].

Суточный ход вероятности осадков для некоторых южных, в том числе и горных, районов СССР детально проанализирован в работах Г. Н. Баратинской [2], С. Я. Ритман [4] и Н. С. Темниковой [6]. Показано, что наряду с разнообразием типов суточного хода осадков, наблюдается сохранение общих черт в горных районах до значительных высот. Например, Н. С. Темникова [6] на Северном Кавказе на высоте от 1500 до 4250 м над ур. м обнаружила почти одинаковую форму суточного хода вероятности осадков в выпуклых и вогнутых формах рельефа. О. А. Дроздов [1], используя данные Г. Н. Баратинской [2], отмечает, что на вершинах и в верхних частях долин максимум осадков приходится на вторую половину дня или ранний вечер, в то время как на открытом склоне и у подножья хребта суточный ход вероятности осадков противоположный.

В пустынной и предгорной зонах Средней Азии четко выражен двойной суточный ход осадков, свойственный континентальному климату умеренных широт. Здесь главный максимум конвективного происхождения наблюдается в послеполуденные часы, а вторичный — в ранние утренние часы, что связано с нарушением устойчивого коллоидального равновесия в атмосфере при охлаждении верхних частей облаков. Зимой, однако, заметно выражен один дополуденный максимум, около 9—10 ч. В южных районах главный максимум во все сезоны, кроме весны, зачастую смещается на ночные или ранние утренние часы, так как сильный дневной прогрев иссушает воздух, не получающий влагу с безводной пустынной поверхности. В то же время ночью наблюдается повышение относительной влажности воздуха и понижение уровня конденсации, что способствует образованию осадков.

Детальный анализ суточного хода количества даже жидких осадков существенно затруднен из-за отсутствия достаточного количества наблюдений и публикаций данных плевниографа. Поэтому в качестве ориентировочных данных определен интерес представляет годовой ход полусуточного (дневного и ночного) количества осадков, который можно получить по наблюдениям в два срока.

Интерес к таким данным может быть, например, со стороны городского и сельского хозяйства. Так, условия усвоения влаги растениями различаются в ночное и дневное время, и поэтому полезно знать раздельно суммы этих осадков.

Для анализа на равнинной части территории СССР было выбрано 80 пунктов, приуроченных к городам или крупным населенным пунктам (по трассе БАМ пункты учащены). Они достаточно полно отражают физико-географические особенности территории. Для этих пунктов была определена дневная и ночная доля осадков в их месячной сумме по данным за 12—15 лет в пределах периода 1961—1974 гг. Доля ночных осадков определялась как дополнение до 100% по отношению к вычисленной доле дневных осадков.

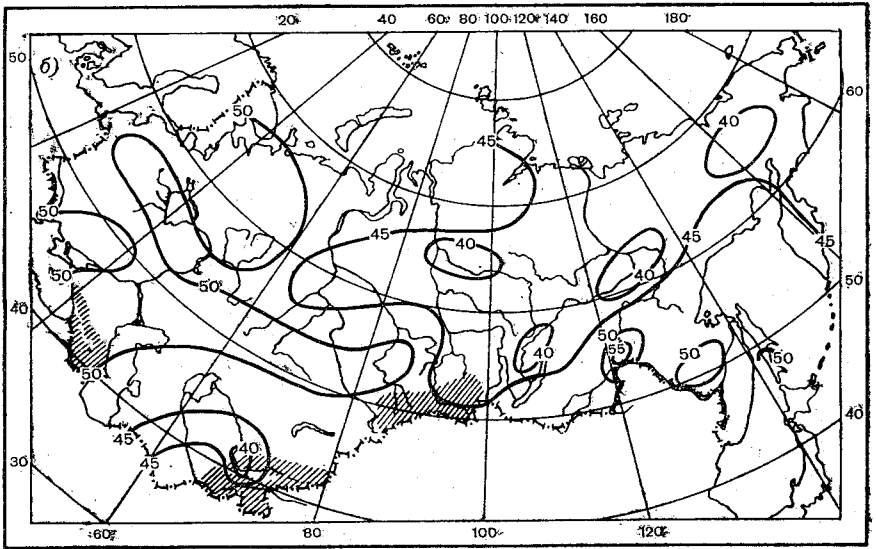
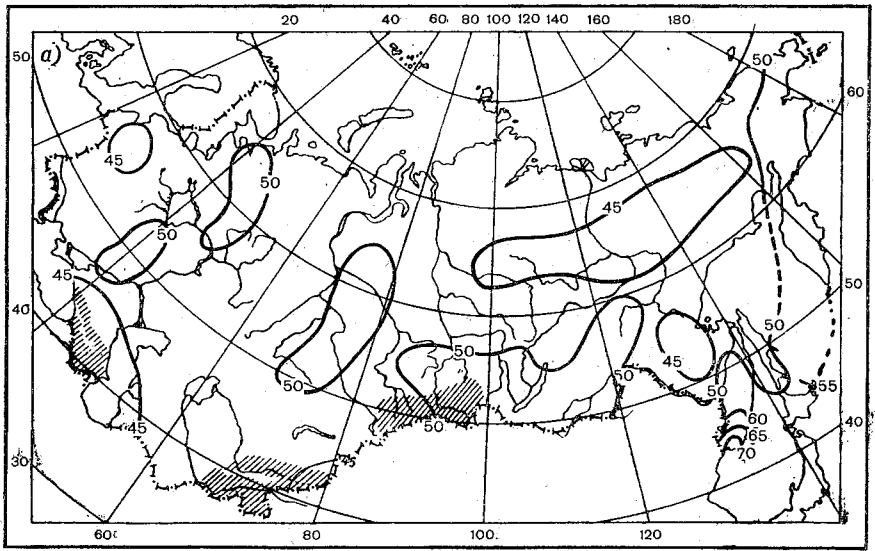
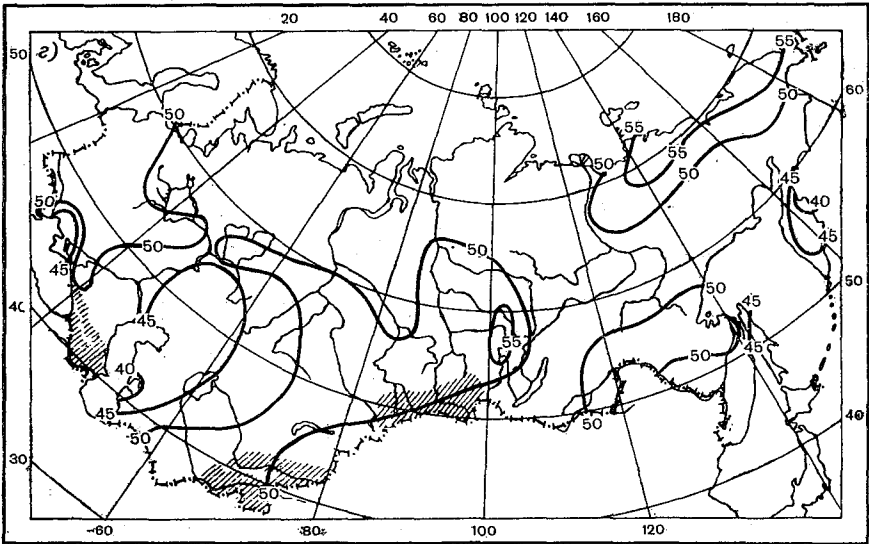
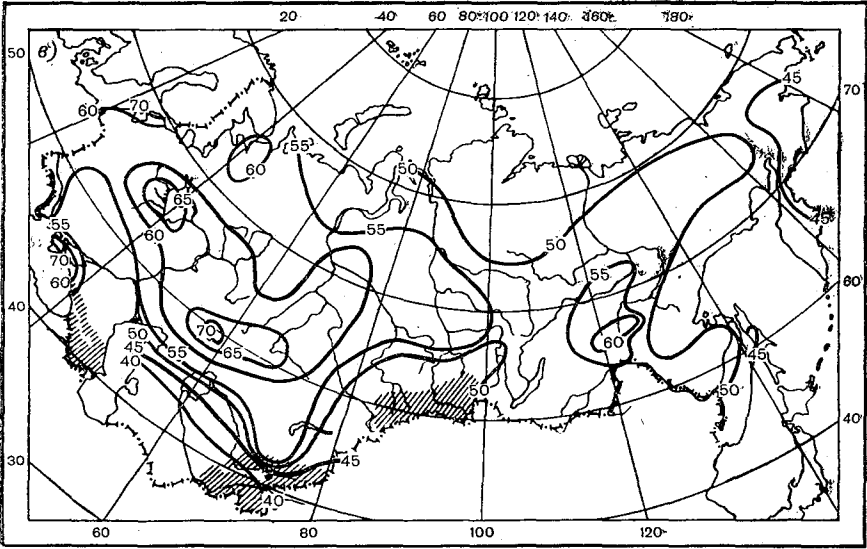


Рис. 1. Доля дне
 а — январь, б — апрель



ных осадков (%).
 в — июль. г — октябрь.

Доля дневных осадков изменяется от менее чем 45% зимой до 60, местами до 70% летом. В течение года амплитуда колебания доли дневных осадков не выходит за пределы 20—25%. Были составлены карты доли дневных осадков за все 12 месяцев в масштабе 1:25 млн. Для четырех центральных месяцев календарных сезонов они приведены на рис. 1. На Европейской территории СССР зимой, за исключением южных районов, а на остальной территории СССР севернее параллели 60° дневные осадки составляют несколько менее половины месячной суммы. В Сибири к югу от 60° с. ш. доля дневных осадков превышает 50%, в то время как в Приморье опять уменьшается до 45%. Весной почти на всей территории СССР дневные суммы осадков колеблются от 45 до 50%, достигая на севере ЕТС 53—55% и уменьшаясь на севере Восточной Сибири до 40%. Осенью, наоборот, на севере ЕТС дневные осадки не достигают 50%, в то время как на севере Восточной Сибири они превышают 55%. Наибольшая доля дневных осадков наблюдается летом — в центральной части ЕТС и Западной Сибири она превышает 60%, местами достигая 70%.

Однако в Восточной Сибири, на Камчатке, Приморье и на Сахалине дневные осадки не достигают 50%. Близкие значения [8] отмечаются на массиве Филефель с перепадом высот 915—1895 м над ур. м., где с февраля по июнь ночью осадков выпадает больше, чем днем. В остальное время года они распределяются поровну.

На рис. 2 представлен годовой ход доли дневных осадков для четырех меридиональных разрезов: Европейской территории (40° в. д.), Западной Сибири (60° в. д.) и Восточной Сибири (100 и 130° в. д.). Хорошо прослеживается смещение максимума доли дневных осадков на летние месяцы, а также увеличение их доли по мере продвижения в восточные районы.

Для всей территории СССР по картам доли дневных (полу-суточных) сумм осадков с шагом изолиний через 5% определялись значения в узлах регулярной пятиградусной координатной сетки. Оказалось, что изменчивость этой характеристики вдоль широт невелика, и представилось возможным для основной части Советского Союза обобщить данные о доле дневных сумм осадков по более крупным квадратам, через 10° по долготе и 5° по широте (табл. 1). По этим данным можно получить долю дневных и как дополнение до 100% ночных осадков для любого района с той степенью достоверности, с какой построены исходные карты. Для большей детализации допустима линейная интерполяция. Таким образом, по данным Справочника по климату СССР [5], где помещены средние многолетние месячные суммы осадков, и данным табл. 1 можно определить количество дневных и ночных осадков.

Для характеристики тесноты связи значений метеоэлементов в разных пунктах обычно принимаются коэффициенты корреляции между ними (изокорреляты). Этот вопрос решается сравнительно просто для элементов, у которых сохраняется линейная связь с увеличением расстояния. Значительно более сложно решается

вопрос о характере поля таких элементов, изменчивость которых зависит от колебаний абсолютного их значения. Например, корреляция между суммами осадков на двух станциях при различных

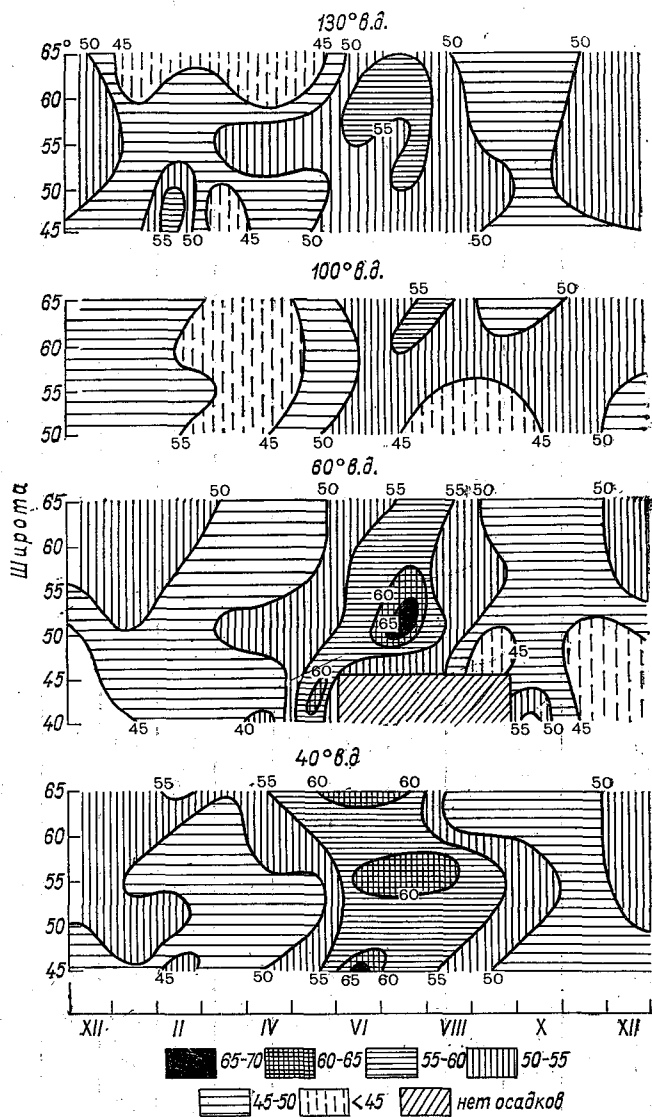


Рис. 2. Годовой ход доли дневных осадков для меридиональных разрезов.

средних их количествах нелинейна. В связи с этим суммы осадков обычно приводят к одной дисперсии, используя не стандартное среднее квадратическое отклонение, а коэффициенты вариации.

Доля дневных (полусуточных) сумм осадков в процентах от месячной суммы

Координаты		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
30° В. д.	60° с. ш.	50	50	50	53	55	55	55	57	50	46	48	52
	55	44	50	48	50	48	60	60	50	58	52	47	52
	50	50	50	48	51	60	60	60	45	55	52	48	50
40	60	51	49	48	53	55	55	55	48	50	46	48	52
	55	47	49	48	50	48	60	65	55	58	52	47	52
	50	50	52	45	50	47	55	52	50	55	50	48	50
50	60	51	46	48	53	55	60	55	58	50	46	48	52
	55	50	44	48	50	62	58	60	60	58	45	50	52
	50	50	40	48	50	55	55	50	55	55	45	48	47
60	60	52	52	47	50	47	55	55	55	50	50	48	52
	55	52	45	48	55	50	58	60	52	53	45	47	50
	50	50	50	50	50	50	58	60	55	45	45	45	45
70	60	52	50	47	42	53	52	62	55	52	50	48	52
	55	52	50	45	45	52	50	63	52	60	50	47	50
	50	50	45	45	50	52	55	70	55	50	50	45	50
80	60	51	49	47	42	53	55	60	55	55	48	50	52
	55	52	45	45	50	52	49	60	52	60	52	47	50
	50	45	43	45	50	52	55	65	55	50	50	50	50
90	60	50	49	45	42	56	60	55	50	55	50	50	47
	55	52	45	45	45	55	53	55	48	48	52	52	46
	50	50	45	45	45	45	55	50	55	45	52	53	46
100	60	48	45	44	42	47	50	55	50	50	52	50	50
	55	50	40	50	44	45	50	50	48	50	52	52	50
	50	50	45	45	45	42	55	48	50	45	48	53	46
110	60	45	43	44	42	47	48	55	50	48	46	50	50
	55	45	35	40	40	42	50	55	48	45	46	52	48
	50	50	50	45	48	42	55	50	50	45	46	50	46
120	60	45	47	45	42	47	48	55	55	48	48	50	50
	55	55	45	40	50	50	55	60	50	45	46	50	50
	50	50	50	45	50	42	50	53	50	45	48	50	46
130	60	45	47	47	40	45	55	55	55	48	48	50	50
	55	50	47	50	50	54	55	48	53	45	46	50	50
	50	45	55	45	50	45	50	—	50	52	48	55	50
140	60	45	47	47	45	45	50	48	45	48	48	47	48
	55	43	47	50	45	50	55	48	45	45	46	50	50
	50	50	55	45	45	45	50	55	55	52	48	55	50

В табл. 2 для сопоставления приведены месячные коэффициенты вариации (C_v) отдельно для сумм дневных и ночных осадков. Зимой на большей части территории СССР C_v указанных сумм почти равные, но в приморских районах (Калининград, Таллин, Паневежис) ночные значения C_v превышают дневные. В более южных районах ЕТС и Западной Сибири, наоборот, C_v дневных сумм значительно выше ночных (Киев, Одесса, Симферополь, Омск). Летом почти повсеместно ночные значения C_v превышают дневные. Исключение представляют приморские районы (Рига, Калининград) и отдельные пункты в засушливой зоне (Ростов-на-Дону, Актюбинск), где соотношение обратное зимнему. Осенью C_v почти равны в дневные и ночные часы, кроме степных районов (Омск и Симферополь), где ночные значения C_v существенно превышают дневные. Весной чаще сохраняется зимнее соотношение с превышением дневных значений C_v над ночными; обратным соотношением выделяются также приморские районы, где ночные значения превышают дневные.

Известно, что на станциях с большим количеством осадков относительная изменчивость их меньше, чем на станциях с меньшим количеством осадков. Поэтому совершенно понятно, что значения коэффициентов вариации в целом для месячных сумм осадков меньше, чем отдельно для полусуточных сумм. В среднем коэффициенты вариации дневных и ночных осадков превышают в 1,5 раза месячные значения, но в отдельные месяцы на юге ЕТС наблюдаются превышения в 2 раза.

Влияние городских условий на режим месячных сумм осадков рассматривается в [7].

Для Ленинграда более детальный анализ суточного хода осадков был проведен по данным пювиографа. Для пяти станций ленинградского куста материал был любезно предоставлен автору А. Д. Лошкоковой. Данные пювиографа за три летних месяца были обработаны по часовым промежуткам времени в пределах периода 1937—1957 гг., но внутри периода длительность ряда колебалась от 4 до 12 лет. Понятно, что результаты анализа нуждаются в уточнении и могут считаться предварительными. Некоторые закономерности можно проследить лишь по относительным, а не по абсолютным значениям количества осадков. Поэтому нами рассматривались доли осадков каждого часа в процентах от суточной суммы (табл. 3). Оказалось, что в июне к югу от Ленинграда (Пушкин) наблюдаются равные максимумы осадков от 12 до 13 и от 16 до 17 ч, причем в промежуточные часы осадков выпадает в четыре раза меньше. В пределах всего Ленинграда, включая и район порта (Невская), максимум осадков приходится на 14—15 ч. В Кронштадте он наблюдается через час (15—16). В районе Лисьего Носа максимум осадков сдвигается на поздние вечерние часы, 19—20 ч. В июле наиболее четко можно проследить сдвиг дневного максимума осадков в зависимости от местонахождения пункта по отношению к городу и водной поверхности. Так, в Пушкине наблюдается четкий

Коэффициент вариации полусуточных дневных (1) и ночных (2) сумм атмосферных осадков

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Актюбинск	1	0,75	0,87	0,58	0,75	0,61	1,00	1,38	1,00	0,50	0,60	0,57
	2	0,75	0,57	0,42	0,92	0,85	0,78	1,09	1,00	0,53	0,67	0,80
Архангельск	1	0,59	0,71	0,50	0,47	0,50	0,58	0,52	0,59	0,37	0,30	0,29
	2	0,59	0,55	0,31	0,50	0,40	0,61	0,47	0,58	0,31	0,40	0,31
Витебск	1	0,58	0,50	0,60	0,64	0,48	0,36	0,68	0,48	0,48	0,44	0,54
	2	0,57	0,41	0,50	0,53	0,63	0,71	1,06	0,58	0,48	0,33	0,36
Калининград	1	0,50	0,48	0,48	0,42	0,48	0,63	0,48	0,38	0,58	0,47	0,65
	2	0,68	0,64	0,45	0,75	0,51	0,46	0,41	0,23	0,65	0,44	0,90
Казань	1	0,50	0,58	0,54	0,53	0,85	0,55	0,80	0,58	0,50	0,43	0,35
	2	0,50	0,80	0,86	0,72	0,79	0,56	0,83	0,68	0,45	0,35	0,37
Киев	1	0,77	0,67	0,65	0,70	0,63	0,70	0,61	1,05	0,70	0,55	0,57
	2	0,54	0,46	0,67	0,53	0,76	0,77	0,67	1,06	0,81	0,38	0,69
Кяшпнев	1	0,65	0,56	0,47	0,67	0,46	0,56	1,00	0,96	1,07	0,83	0,74
	2	0,71	0,56	0,76	0,56	0,58	0,72	0,47	0,74	1,50	0,73	0,50
Краснодар	1	0,84	0,94	0,70	1,03	0,45	0,76	0,77	0,94	0,71	0,46	0,59
	2	0,74	0,83	0,48	0,52	0,69	1,00	0,78	0,89	0,62	0,57	0,58
Куйбышев	1	0,52	0,64	0,67	0,82	0,50	0,55	0,85	0,68	0,60	0,67	0,67
	2	0,54	0,67	0,53	0,79	0,66	0,70	0,83	1,00	0,62	0,73	0,65
Ленинград	1	0,50	0,33	0,69	0,58	0,48	0,64	0,35	0,50	0,65	0,27	0,48
	2	0,44	0,27	0,56	0,82	0,47	0,66	0,44	0,68	0,53	0,31	0,45
Москва	1	0,65	0,56	0,67	0,57	0,72	0,46	0,35	0,43	0,57	0,48	0,46
	2	0,63	0,79	0,42	0,43	0,48	0,53	0,50	0,62	0,57	0,50	0,40

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мурманск	1	0,50	0,50	0,37	0,45	0,48	0,45	0,76	0,53	0,36	0,37	0,53
	2	0,40	0,70	0,40	0,50	0,57	0,71	0,53	0,56	0,39	0,77	0,59
Одесса	1	0,96	0,47	0,73	0,85	0,47	0,80	1,50	1,56	0,71	0,95	0,70
	2	0,74	0,57	0,78	0,71	0,60	1,16	1,06	1,05	0,78	0,62	0,50
Омск	1	0,67	0,60	0,80	0,85	0,67	0,58	0,57	0,79	0,53	0,58	0,62
	2	0,50	0,43	0,54	0,77	0,61	0,57	0,43	0,67	0,78	0,62	0,50
Оренбург	1	0,58	0,64	0,78	0,73	0,63	0,65	0,74	0,85	0,67	0,58	0,77
	2	0,58	0,61	0,66	0,53	0,68	0,78	0,64	0,69	0,67	0,58	0,60
Паневежис	1	0,45	0,53	0,74	0,70	0,38	0,40	0,65	0,28	0,56	0,50	0,47
	2	0,57	0,54	0,64	0,59	0,70	0,69	0,59	0,67	0,47	0,33	0,44
Рига	1	0,42	0,54	0,78	0,38	0,53	0,67	0,57	0,40	0,47	0,41	0,42
	2	0,47	0,62	0,67	0,45	0,56	0,55	0,60	0,60	0,48	0,42	0,45
Ростов-на-Дону	1	0,68	0,75	0,56	0,63	0,48	0,80	0,85	0,78	0,68	0,72	0,51
	2	0,87	0,62	0,61	0,70	0,68	0,54	0,62	0,78	0,64	0,55	0,66
Симферополь	1	0,88	0,38	0,77	0,69	0,63	0,85	0,77	0,75	0,73	0,45	0,59
	2	0,84	0,61	1,14	0,95	1,00	1,00	1,20	0,71	1,13	0,54	0,58
Таллин	1	0,50	0,64	0,75	0,60	0,70	0,43	0,51	0,41	0,64	0,29	0,52
	2	0,65	0,60	0,64	0,67	0,87	0,59	0,60	0,42	0,52	0,34	0,42
Таллин	1	0,50	0,64	0,75	0,60	0,70	0,43	0,51	0,41	0,64	0,29	0,52
	2	0,65	0,60	0,64	0,67	0,87	0,59	0,60	0,42	0,52	0,34	0,42
Целиноград	1	0,70	0,67	0,60	0,71	0,78	1,03	0,68	0,78	0,46	0,43	0,71
	2	0,78	0,56	1,00	0,56	0,73	1,20	0,80	0,77	0,62	0,67	0,57
Черновцы	1	0,82	0,71	0,65	0,41	0,53	0,64	0,59	0,92	0,77	0,53	0,68
	2	0,65	0,62	0,57	0,32	0,70	0,64	0,85	1,27	0,73	0,50	0,52

максимум в 14—15 ч, затем с опозданием на час (15—16) — на станциях с более морским климатом — Кронштадте, Лисьем Носу и Невской и, наконец, в Ленинграде в 16—17 ч, причем, если здесь в 14—15 ч имеет место некоторое увеличение количества осадков, то в промежутке между 15 и 16 ч, наоборот, — некоторое их снижение. В августе нет четко выраженного суточного максимума осадков. В Пушкине несколько более повышенными осадками выделяются ночные (2—3) и утренние (9—10) часы. В Ленинграде, в том числе и в порту, некоторое увеличение осадков наблюдается в 10—11 и 15—16 ч.

Несколько более четкий летний суточный ход осадков отмечается при осреднении по трехчасовым промежуткам: на ст. Пушкин, Лисий Нос и Невская — от 12 до 15 ч, а в Ленинграде и Кронштадте — от 15 до 18 ч. По-видимому, влияние города проявляется в сдвиге дневного максимума осадков на более поздние часы, и суточный ход осадков приближается по типу к морскому.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Ч. 1 и 2. Л., Гидрометеиздат, 1952, 487 с.
2. Баратинская Г. Н. Суточный ход вероятности осадков на Кавказе. — «Уч. записки ЛГУ сер. геогр. наук», № 269, 1959, вып. 13, с. 135—140.
3. Кеппен В. Основы климатологии. М., Гос. учебн.-педагог. изд. 1938, 376 с.
4. Ритман С. Я. Суточный ход выпадения осадков в Средней Азии. — «Уч. записки ЛГУ, сер. геогр. наук». 1959, № 269, вып. 13, с. 123—134.
5. Справочник по климату СССР. Ч. 4, вып. 1—34. Л., Гидрометеиздат, 1966—1970.
6. Темникова Н. С. Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Л., Гидрометеиздат, 1959, 368 с.
7. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1976, 300 с.
8. Fugnum S. Resultater og erfaringer av nedbørundersøkelser i Filefjell representative område 1967—1974. Oslo, 1975, 59 s.
9. Wallace J. M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. Mon Weather Rev., 1975, vol. 103, N 5, p. 406—419.

О ВЫЧИСЛЕНИИ СРЕДНИХ МНОГОЛЕТНИХ ЗНАЧЕНИЙ СУММ ОСАДКОВ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПО АДМИНИСТРАТИВНЫМ РАЙОНАМ

Границы районов, по которым для прикладных целей обычно производится расчет средних, установились на основе исторически сложившихся экономических и административных принципов [22]. Зачастую они плохо согласуются с природно-географическими границами, так как включают в себя разнообразные ландшафты. Особенно это относится к территориям крупных экономических районов, больших областей, таких, как Омская, Красноярский край и другие, не говоря уже о горных территориях с характерной для них вертикальной зональностью.

Известно, что методы пространственного осреднения применимы только для однородных полей метеорологических элементов, но в основном приходится иметь дело с неоднородными территориями и вследствие этого со статистически неоднородными полями метеорологических элементов. Относительным показателем границ однородности по синхронности варьирования метеорологического режима могут служить значения корреляционных функций климатических элементов в пределах расстояния со статистически высокой корреляционной связью. Обычно в зависимости от поставленной задачи предлагается нижний предел коэффициента корреляции между смежными районами для разграничения однородных полей.

В прогностической практике в последние годы нашли широкое применение средние по площади многолетние ряды месячных или сезонных значений метеорологических элементов, используемых в качестве предикторов и предиктантов [9]. Это прежде всего атмосферные осадки, высота снежного покрова, влажность почвы, ледовитость морей и т. д.

Зачастую значения самих метеорологических полей имеют пространственную неоднородность, что приводит к необходимости анализировать более однородные поля абсолютных или относительных отклонений от средних в каждой точке поля. В качестве

средних обычно принимаются климатические нормы для площади, которые необходимо вычислять с предельно большей точностью.

Средние нормы по площади находят и самостоятельное широкое применение для обслуживания самых различных запросов народного хозяйства. Таким образом, средние многолетние значения метеорологических элементов, осредняемые по площади, являются, с одной стороны, первоначальным этапом для расчета годовичных отклонений от средних в каждой точке поля, а с другой — имеют самостоятельное значение для обслуживания народно-хозяйственных организаций климатологической информацией.

В практике климатологии определение многолетних средних по площади месячных значений обычно сводится к осреднению по выборочной сети станций. При этом существуют различные принципы отбора пунктов. Этот вопрос снимается лишь там, где сеть станций редкая и обычно берут все имеющиеся пункты. Применяется либо простой способ арифметического осреднения, либо метод полигонов, включающий часто применяемое взвешенное арифметическое осреднение.

При сравнительно густой сети пунктов наблюдений, расположенных на равнинной территории, допускается принятие весовых коэффициентов равными, и оценка средней осуществляется методом среднего арифметического.

При наличии различных ландшафтных угодий применяется метод среднего взвешенного. При этом на однородных участках осреднение производится по методу среднего арифметического, а окончательный результат определяется с учетом долей этих участков в общей площади водосбора.

Практически весовые коэффициенты рассчитываются при оценке средней по площади методом квадратов и медиан. В определенной мере все приемы определения весовых коэффициентов являются субъективными [2]. Весовые коэффициенты по конкретному набору наблюдательных пунктов для какой-либо территории являются постоянными независимо от того, для какого элемента выполняется осреднение и для какого интервала времени. При сравнительно равномерном расположении на территории пунктов наблюдений рекомендуется метод линейной интерполяции. Опытная проработка, сделанная для территории центральных областей [13], показала, что при отборе пунктов при прочих равных условиях следует руководствоваться равномерностью их распределения по территории. При близком размещении пунктов к равномерному можно ограничиться сравнительно небольшим их числом на всей территории (1 пункт на 4 тыс. км²) и средние значения, например слой осадков, получать путем простого арифметического осреднения данных отдельных станций [13, 14].

При неравномерном распределении пунктов на территории применение арифметического осреднения приводит к заметным погрешностям. Эти выводы относятся даже к спокойному рельефу

с небольшим перепадом высот, к значительному удалению от крупных водных поверхностей, т. е. к типу подстилающей поверхности, близкому для центральных областей ЕТС.

Определенные рекомендации по выбору достаточного числа пунктов для расчета многолетних рядов средних по площади значений метеоэлементов, но не норм, помещены в работах [9, 11, 13].

В работе [27] приведены результаты сравнения средних по площади осадков, рассчитанных различными способами, для одного штата США, Великобритании и южной части Африки. Было использовано девять методов (табл. 1) для различного временного диапазона: сутки, месяц и год. Отмечено, что рассчитанные средние суммы жидких осадков могут отличаться от фактических абсолютных сумм по трем причинам: 1) реперные точки могут быть нерепрезентативными для характеристики водораздела, где наблюдаются экстремальные суммы дождей; 2) отдельные точки могут систематически отличаться от реперных пунктов — постоянно выше или ниже; 3) взаимодействие совокупности факторов вызывает различие несистематического характера.

Таблица 1

Номер способа	Способ
1	Средний арифметический
2	Средний весовой
3	Способ Тиссена
4	Средний весовой по высотным участкам
5	Средний весовой по треугольным участкам
6	Способ Майера
7	Способ изогнет
8	Аппроксимация поля осадков многочленами
8.1	Линейная функция
8.2	Квадратичный трехчлен
8.3	Многочлен третьей степени
9	Способ квадратных сеток

Сравнивались средние суммы, средние квадратические отклонения σ , дисперсия σ^2 , коэффициент вариации C_v в различных временных интервалах. Диапазон коэффициента вариации чрезвычайно широк — от 1,40 до 0,10. Оказалось, что все методы дают близкие результаты (табл. 2). Поэтому для решения многих гидрологических задач рекомендуется использовать наиболее простые способы осреднения жидких осадков по площади.

Вычисление многолетних средних по площади, выполненное для сети метеорологических пунктов различной плотности, приводит к заметным различиям самих средних.

На территории СССР плотность, например, осадкомерной сети колеблется от одного прибора на 160 км² в УГМС Грузинской ССР и Армянской ССР до одного прибора на 18 272 км² в Колымском УГМС. В этом диапазоне распределение одного осадкомера на площадь следующее: менее 500 км² — в Прибалтике, на Украине

Таблица 2

Средний по площади слой осадков (\bar{X} мм), среднее квадратическое отклонение (σ) и коэффициент вариации (C_v)

Показатели	Способ осреднения (по табл. 1)										
	1	2	3	4	5	6	7	8.1	8.2	8.3	9

Нью-Мексико (США)

Среднее за 1952—1971 гг. (по 13 станциям)

\bar{x}	283	278	295	307	285	295	297	286	295	294	295
σ	64	65	68	72	66	67	68	66	70	72	70
C_v	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24

За отдельные выборочные годы (1973, 1970, 1964, 1961, 1958)

\bar{x}	356	384	349	352	333	438	350	361	352	360	320
σ	40	54	39	37	38	50	39	41	41	26	36
C_v	0,11	0,14	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,07	0,11

Великобритания

Среднее за 8 лет

Конвективные осадки

\bar{x}	14		14				14	14	15	15
σ	18		20				21	18	22	20
C_v	1,33		1,38				1,44	1,33	1,45	1,34

Фронтальные осадки

\bar{x}	12		12				12	12	12	13
σ	5		5				6	6	6	6
C_v	0,44		0,44				0,46	0,45	0,44	0,44

Юг Африки

Среднее из 5 лет

\bar{x}	658		655				661	652	656	659
σ	105		105				103	104	104	105
C_v	0,16		0,16				0,16	0,16	0,16	0,16

За отдельные месяцы из 1966—1967 гг.

\bar{x}	180		181				175	179	179	174
σ	88		101				102	100	98	102
C_v	0,49		0,56				0,59	0,56	0,56	0,59

и в Молдавии; от 500 до 1000 км² — в Белоруссии, в Северо-Западном, Верхне-Волжском, Приволжском, Северо-Кавказском и Приморском УГМС и УГМС Центрально-Черноземных областей, от 1000 до 2000 км² — в Мурманском, Уральском, Западно-Сибирском и Сахалинском УГМС и УГМС Узбекской ССР; более 5000 км² — в Омском, Иркутском, Якутском, Камчатском и Колымском УГМС. В работе [24] приводится подробная таблица плотности осадкомерных пунктов по УГМС в целом и по областям РСФСР.

В то же время расчет средних значений по площади следует проводить наиболее точно. Это может означать и осреднение норм по всем пунктам данной области и близлежащим пунктам соседних областей, а также, что особенно важно, использование климатологических закономерностей пространственного распределения данного элемента. Например, при построении изолиний в горах учитывается зависимость метеорологических элементов от высоты. Ряд работ посвящен теоретическим схемам определения погрешностей средней, полученной по методу среднего арифметического [4, 5, 11—14]. В основу положено предположение об однородности и изотропности поля исследуемого метеорологического элемента с учетом статистической структуры ряда. Однако зачастую ряд метеозаписей существенно зависит от факторов подстилающей поверхности и вследствие этого их поля практически всегда анизотропны.

Наиболее надежным следует считать способ изогиет. Он довольно трудоемкий и требует больших затрат умственного и ручного труда.

Располагая климатологическими нормами метеорологических элементов, можно получить надежное поле численного параметра, отражающее пространственное распределение метеозаписей, т. е. то, что необходимо для картирования. Осредняемая по территории норма метеорологического параметра относится прежде всего к определенному временному периоду. Обычно опубликованные в Справочниках нормы применяются в течение 20—25 лет, а затем по тем или иным причинам обновляются.

В настоящее время действуют нормы Справочника по климату СССР [20], которые вычислены из однородных рядов, приведенных к одному периоду. Точность норм основных метеорологических элементов на станциях оценена в [21]. В нормах Справочника полностью устранены погрешности, связанные с нарушением единства периода, путем приведения коротких рядов к основному периоду 1881(91)—1960(65) гг. В них также практически устранены случайные ошибки, зависящие от колебаний погоды.

Климатические карты отражают пространственное распределение метеорологических элементов и могут считаться конечной формой его представления.

Основы методики климатологического картирования, включающие зависимость пространственного распределения элементов от основных факторов подстилающей поверхности, циркуляционного

и радиационного режимов, отработаны при составлении физико-географических, климатических и других атласов и изложены в ряде работ [1, 3, 6, 7, 15—17]. В применении к осадкам этот вопрос наиболее подробно изложен в [24].

Построение климатических карт, отвечающих современному уровню знаний, представляет сложную творческую задачу и должно быть поручено опытному климатологу. Карты составляются для всего Советского Союза в одном масштабе, со стандартной шкалой изолиний — это так называемые фоновые карты, на которых проведено некоторое сглаживание. Для равнины это карты в масштабе от 7,5 до 100 млн., отражающие самые общие закономерности изменения отдельных элементов под влиянием основных физико-географических факторов — широты, долготы и высоты местности над уровнем моря и некоторых крупных особенностей подстилающей поверхности, например водоемов. Масштаб региональных карт обычно на порядок крупнее и в них отражена более точная картина фактического распределения климатических характеристик. При составлении даже фоновых климатических карт, когда отсутствует равномерное поле опорных точек, приходится тщательно анализировать репрезентативность пунктов по физико-географическим условиям, особенно для участков, где недостаточно фактических наблюдений, т. е. использовать так называемую географическую интерполяцию. При построении карт желательно знать и достаточное число точек для построения карт в данном масштабе. Исследования показали, что оптимальное расстояние между точками на карте должно быть от 15 до 20 мм: при расстоянии меньше чем 10 мм. время проведения изолиний резко возрастает; при расстояниях больше чем 25 мм изолинии проводятся с большей долей субъективизма.

Считается, что наибольшую точность при расчете средних по площади обеспечивает именно метод изолиний [2, 14]. Вычисление средних сводится к проведению изолиний осредняемой величины по данным наблюдений и планиметрированию площадей, ограничиваемых каждой парой соседних изолиний. Среднее по площади значение получается по формуле

$$f_s = \frac{1}{S} \sum_{k=1}^m S_k \frac{f_k + f_{k+1}}{2},$$

где S_k — площадь, ограничиваемая на карте парой изолиний, соответствующим значениям f_k и f_{k+1} осредняемой величины, m — число таких площадей, S — площадь всей территории осреднения. При расчете предполагается, что градиент f между изолиниями постоянен. Однако известно, что, например, шкала изолиний атмосферных осадков, принятая в СССР и рекомендованная ВМО [24], не является равномерной, т. е. отсутствует постоянство градиента. На региональных картах также зачастую не соблюдают равномерность шкалы изолиний. Поэтому при расчетах средних значений по площади необходимо учитывать изменчивость градиента и кривизну изолиний. Главный недостаток метода

планиметрирования заключается в его трудоемкости. При оперативных расчетах есть еще дополнительная трудность — при осреднении не сохраняется стабильность сети станций.

Известно, что составленные в центральном учреждении климатические карты достаточно крупного масштаба при поступлении к потребителю претерпевают большую трансформацию, направленную на уменьшение масштаба. Использование же авторского оригинала весьма ограничено. Однако именно авторский оригинал необходим при расчете средних значений по площади методом планиметрирования. Это является дополнительным затруднением, хотя и формального порядка.

Предлагается способ использования климатических карт как источника исходной информации для расчета средних многолетних значений по площади любой конфигурации. С его помощью устраняются недостатки плохой освещенности водоразделов и учитываются отклонения систематического характера, связанного с местоположением пунктов. На карте пространственное распределение элемента уже не зависит от числа пунктов и, кроме того, имеется дополнительная информация именно климатологического характера — количественно отражены пространственные закономерности влияния подстилающей поверхности на распределение метеоэлемента. Впервые подобные соображения об использовании климатических карт были высказаны В. Мейнардузом в 1900 г. в работе [25], посвященной именно расчету средних климатологических значений по площади.

Используя карты для обеспечения равновеликости площадей на поверхности земного сфероида, можно идти разными путями. Известно, что длина дуг параллелей 1° по долготе различна. Она изменяется от 111,3 км на экваторе до нулевой на полюсах. В то же время длина дуг меридиана 1° по широте практически остается постоянной, 110,5—111,6 км. На территории СССР широта изменяется от 35 до 82° с. ш., что соответствует изменению длины дуг параллелей 1° по долготе от 91,3 до 15,5 км или изменению площадей одноградусных сферических трапеций от 10 188 до 1843 км². Можно представить себе один из вариантов таким образом, что для обеспечения равновеликости площадей точки следует выбрать так, чтобы расстояние по широтам и долготам все время менялось соответственно изменению длины их дуг. Такой подход рекомендуется в работах японских авторов [18]. Можно предложить и другой путь [24]. Карта по координатной сетке разбивается на ячейки с одинаковой дискретностью узлов в один градус по широте и долготе. Такая дискретность для карт наиболее изменчивого элемента — атмосферных осадков — позволяет сохранить все детали пространственного распределения, отраженные на месячных и годовых картах масштаба 1:7,5 млн. Для отдельных месяцев ячейки можно укрупнить до 2° , но для удобства расчетов желательно иметь постоянную дискретность исходной информации. Всего на территории СССР, за исключением горных районов, выделено 3605 ячеек. Укажем сразу, что для горных районов

эта дискретность слишком груба. Для масштаба 1:3,5 млн. (карты-врезки горных районов) следует увеличить дискретность до 15 или 30 мин. Для получения по этим данным разновеликих площадей с точностью, достаточной при вычислении средних по площади, в расчетной формуле возможно ограничиться $\cos f$ как постоянным множителем на каждой широте [24],

$$\bar{x} = \frac{\sum_1^n (x_i \cos f_i)}{\sum_1^n (n_i \cos f_i)},$$

где x_i — значение метеоэлемента на карте в каждой одноградусной ячейке, n — число узлов координатной сетки, входящее в расчет слоя осадков конкретного района, φ — широта места.

Кроме средних значений, можно вычислить статистические характеристики любого порядка. Было проведено сравнение средних слоев осадков, вычисленных из данных единичных станций и по суммам осадков в узлах градусной сетки. Оно показало полное согласие на спокойном равнинном рельефе и существенное различие в районах со сложными факторами подстилающей поверхности, особенно с изрезанным среднегорным рельефом. Так, на Камчатке и Сахалине при осреднении по станциям слой осадков получается на 15—20% меньше, чем по снятым с карты данным, так как станции расположены в основном в понижениях рельефа, а на карте учтено увеличение осадков с высотой.

Сумма осадков в узлах градусной сетки, относящихся к квадратам площади, представляет в табличном виде климатическую карту. Эти таблицы раскрывают широкие возможности, в том числе и для расчетов средних по площади, а также пригодны для согласований различных карт, например, одного элемента, но построенных в разных масштабах и в разных проекциях, и различных наборов метеорологических элементов.

Выводы

1. Наиболее простой способ вычисления среднего многолетнего значения метеорологического элемента по административному району сводится к арифметическому осреднению данных пунктов, взятых из Справочника по климату СССР [20].

2. Рекомендуются выбирать пункты, равномерно размещенные по территории, что дает более надежные результаты [13, 14]. Так, для летних месяцев на территории УГМС ЦО (40 тыс. км²) при одинаковом числе пунктов эмпирические ошибки вычисления средних по площади снижаются в полтора раза при равномерном размещении пунктов по сравнению с их неравномерным размещением.

3. Метод полигонов, детально разработанный в гидрологической практике, дает более надежные средние многолетние значения, чем среднее арифметическое осреднение, но он несколько более сложный.

4. В районах с заметным влиянием элементов подстилающей поверхности на пространственное распределение метеорологического элемента рекомендуется использовать способ климатологического картирования с последующим составлением таблиц значений в узлах координатной сетки, а не планиметрированием. При наличии указанных таблиц средние по площади вычисляются для районов любой конфигурации.

5. ГГО располагает таблицами средних многолетних значений измеренных атмосферных осадков по месяцам и за год для всей территории СССР, за исключением горных районов. Дискретность узлов координатной сетки принята в 1° по широте и долготе. Таблицы составлены по картам масштаба 1 : 7,5 млн., построенным по данным Справочника по климату СССР.

6. В работе [24] опубликованы средние многолетние месячные суммы атмосферных осадков по 17 экономическим районам, а в работе [9] средние многолетние суммы осадков по административным районам основной сельскохозяйственной зоны СССР, а также ежегодные порайонные данные месячных сумм осадков за период 1891—1972 гг. В ГГО имеются многолетние месячные суммы атмосферных осадков по всем экономическим подрайонам, принятым в справочно-информационном пособии.

7. Для расчета средних многолетних значений температуры воздуха по площади рекомендуется составить таблицы значений в узлах координатной сетки по картам, построенным для территории всего Советского Союза, или региональным картам, но с изолиниями, обязательно согласованными с соседними административными областями.

8. Таблицы, составленные по климатологическим картам для узлов координатной сетки определенной дискретности, можно считать постоянным климатическим банком данных и использовать, например, для обслуживания народно-хозяйственных и научно-исследовательских организаций информацией о средних многолетних значениях метеорологических элементов по площади административных областей, а также для расчета однородных полей нормированных отклонений данных текущих наблюдений, осредненных по площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, Ч. 1, 2. Л., Гидрометеониздат, 1952. 480 с.
2. Бабкин В. И., Гусев О. А., Новикова В. А. Методика осреднения и интерполяции гидрометеорологических характеристик.— «Труды ГГИ», 1974, вып. 217, с. 175—186.
3. Гусева И. Н. Карты климата.— В кн.: Методы создания комплексных региональных атласов СССР. М., 1972, с. 61—70.
4. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1963. 286 с.
5. Гандин Л. С., Соловейчик Р. Э. Об оптимальных формулах численных квадратур для стационарных случайных функций.— «Записки ЛГИ», 1964, т. 43, вып. 3, с. 48—59.

6. Дроздов О. А. Картографический метод в климатологии.— «Метеорология и гидрология», 1957, № 2, с. 44—48.
7. Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Итоги изучения климата СССР.— В кн.: Труды Всесоюз. науч. метеорол. совещания. Т. 1. Л., Гидрометеоздат, 1962, с. 149—163.
8. Ефремова Н. И. О методике вычисления ежегодных значений месячных сумм атмосферных осадков, средних для больших площадей.— «Труды ГГО», 1974, вып. 316, с. 160—179.
9. Ефремова Н. И. Месячные количества атмосферных осадков, средние для районов Европейской территории СССР и Северного Казахстана. Л., Гидрометеоздат, 1976, 111 с.
10. Исаев А. А., Сапожникова С. А. Деление экономических районов на климатические подрайоны для справочно-информационного метеорологического обслуживания в масштабе СССР.— «Труды ВНИИГМИ—МЦД», 1976, вып. 27, с. 34—40.
11. Каган Р. Л. О точности определения средней по площади по данным точечных измерений.— «Труды ГГО», 1965, вып. 175, с. 117—132.
12. Каган Р. Л. Некоторые вопросы интерпретации осадкомерных данных.— «Труды ГГО», 1967, вып. 208, с. 64—75.
13. Каган Р. Л., Полищук А. И. О точности определения средней величины по дискретным данным.— «Труды ГГО», 1972, вып. 286, с. 95—119.
14. Каган Р. Л. О реализации методов пространственного осреднения на ЭВМ.— В кн.: Материалы междунар. симпоз. специалистов гидрометслужб социал. стран. М., Гидрометеоздат, 1975, т. 2, с. 43—57.
15. Покровская Т. В. К вопросу о методике построения климатических карт.— «Труды ГГО», 1956, вып. 64 (126), с. 13—16.
16. Рубинштейн Е. С. Задачи и методы климатического картографирования.— В кн.: Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова за 50 лет Советской власти. Л., Гидрометеоздат, 1967, с. 117—132.
17. Синицина Н. И., Гольцберг И. А., Струнников Э. А. Агро-климатология. Л., Гидрометеоздат, 1973. 344 с.
18. Сикэгути Такэси. Рекомендуемые интервалы между числами и шаблоны для нанесения чисел при вычерчивании изолиний. *Chirigaku huogon*, *Geogr. Rev. Japan*, 1964, В. 37, N 11, S. 73—86.
19. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., «Наука», 1965. 511 с.
20. Справочник по климату СССР, вып. 1—34, ч. 2, 4. Л., Гидрометеоздат, 1965—1970.
21. Справочник по климату СССР. Устойчивость и точность климатических характеристик. т. 1—3. Л., Гидрометеоздат, 1976.
22. СССР. Административно-территориальное деление союзных республик. М., 1974. 703 с.
23. Струзер Л. Р., Шарова В. Я., Швер Ц. А. Новые мировые карты атмосферных осадков.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., Гидрометеоздат, 1976, т. 2, с. 26—34.
24. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1976. 300 с.
25. Meinardus W. Eine einfache Methode zur Berechnung klimatologischer Mittelwerthe von Flächen. *Meteorol. Zeitschrift*. Juni. 1900. Wien. S. 241—257.
26. Myers V. I. A method of determining Whitmore average watershed precipitation. *Trans. ASAE*. 1959, 2 (II), p. 82—83.
27. Singh Vijay P., Birsoy Vüksel K. Comparison of the methods of estimating mean areal rainfall. *Nord. Hydrol.* 1975, vol. 6, N 4, p. 222—241.
28. Ihiessen A. H. Precipitation for large areas. *Month. Weather Rev.* 1911, В. 39, S. 1082—1084.

РАСЧЕТ ЧИСЛА ДНЕЙ С ОСАДКАМИ РАЗНЫХ ГРАДАЦИЙ

Число дней с осадками — климатическая характеристика, применяющаяся в разнообразных расчетах при исследовании режима увлажнения и водного баланса различных территорий. Сведения о числе дней с осадками публикуются совместно с другими характеристиками осадков в большом числе справочных и кадастровых изданий. Однако использование их обычно сильно затруднено тем обстоятельством, что разные страны используют разные количественные градации для определения дня с осадками. Так, в справочных изданиях Советского Союза днем с осадками считается день, когда количество выпавших осадков составило 0,1 мм и более. Кроме того, публикуются также сведения и о числе дней, когда осадки выпадали, но измеренная сумма их была меньше 0,05 мм (меньше половины деления осадкомерного стакана). Это — так называемое число дней со следами осадков.

В публикациях США и Англии приводятся сведения о числе дней, когда сумма осадков составляла 0,01 дюйма и более, т. е. $\geq 0,25$ мм. Существуют также страны, публикующие сведения лишь о числе дней с суммой осадков $\geq 0,04$ дюйма ($\geq 1,0$ мм) или даже $\geq 0,1$ дюйма ($\geq 2,5$ мм).

Таким образом, если требуется произвести какие-либо расчеты с использованием сведений о числе дней с осадками по всему миру, нужно сделать все эти данные сравнимыми, т. е. привести их к какой-то единой характеристике.

В данной работе предлагается способ расчета среднего многолетнего месячного числа дней с осадками $\geq 0,1$ мм ($D_{\geq 0,1}$) по данным о среднем многолетнем месячном числе дней с осадками $\geq 0,01$ дюйма ($D_{\geq 0,25}$) и $\geq 0,04$ дюйма ($D_{\geq 1,0}$).

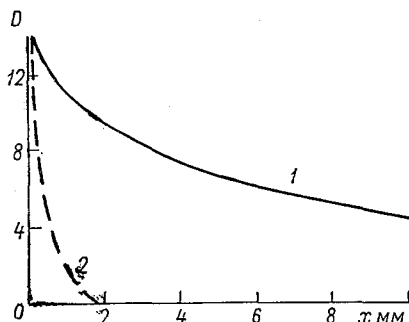
В «Справочнике по климату СССР», ч. 4, для станций и постов приведены сведения о среднем многолетнем месячном числе дней с осадками по следующим градациям: $\geq 0,1$, $\geq 0,5$, $\geq 1,0$, $\geq 5,0$, $\geq 10,0$, $\geq 20,0$ и $\geq 30,0$ мм. Соотношение между этими величинами для станций с разными климатическими условиями различно. Для примера на рис. 1 показаны кривые повторяемости

среднего многолетнего числа дней с осадками D по градациям x для Якутска (январь) и Батуми (июль). При одинаковом числе дней с осадками $\geq 0,1$ мм остальные значения D различаются очень сильно, что обусловлено различиями в режиме выпадения осадков в данных климатических условиях. Естественно, этот режим определяется всем комплексом погодных условий каждого конкретного района и, очевидно, должен быть в той или иной степени связан с отдельными его характеристиками. Можно попытаться найти наиболее тесные из этих связей, чтобы с их помощью определить искомые соотношения между величинами $D_{\geq 0,1}$, $D_{\geq 0,25}$ и $D_{\geq 1,0}$, располагая значениями исходных характеристик.

В качестве таких характеристик были выбраны месячная сумма осадков X и температура воздуха t — основные метеорологические элементы, сведения о которых есть в подавляющем

Рис. 1. Интегральные кривые повторяемости числа дней с осадками различных градаций.

1 — Батуми (июль), 2 — Якутск (январь).



большинстве справочных изданий. Отыскивались связи между величинами $Q = D_{\geq 0,1}/D_{\geq 0,25}$ и $Q' = D_{\geq 0,1}/D_{\geq 1,0}$, с одной стороны, и средними многолетними значениями X и t — с другой. При этом в месячных суммах осадков X учитывались погрешности осадкомерного прибора. Расчеты произведены по данным 36 станций, расположенных в максимально различных климатических условиях Советского Союза. При выборе станций преследовалась цель наиболее полного охвата всего диапазона изменения режима осадков.

По всем выбранным станциям для каждого месяца года из Справочников по климату СССР [4] выписывались значения $D_{\geq 0,1}$, $D_{\geq 1,0}$ и X . Значений $D_{\geq 0,25}$ в советских изданиях нет, поэтому их пришлось рассчитать следующим образом. Было сочтено, что участок кривой повторяемости числа дней с осадками разных градаций, от $x \geq 0,01$ до $x \geq 0,5$ мм, практически есть прямая, и тогда значение $D_{\geq 0,25}$ легко определяется линейной интерполяцией между значениями $D_{\geq 0,1}$ и $D_{\geq 0,5}$. Таким образом были рассчитаны значения $D_{\geq 0,25}$ для всех выбранных станций.

Весь материал был рассортирован по пятиградусным интервалам температуры воздуха, и в каждом интервале определялась зависимость отношений Q и Q' от месячной суммы осадков X .

Эта зависимость в координатах Q и Q' (ордината) и $\lg X$ (абсцисса) оказалась линейной. Она описывается формулами:

$$Q = A - m \lg X; \quad (1)$$

$$Q' = a - k \lg X, \quad (2)$$

где коэффициенты A , a , m , k в свою очередь являются функциями средней месячной температуры воздуха t .

В табл. 1 приводятся коэффициенты корреляции, характеризующие тесноту связи между Q и Q' , с одной стороны, и значениями $\lg X$, с другой, для каждого интервала температур. Там же приведены значения коэффициентов A , a , m и k для этих интервалов. На рис. 2 представлены построенные по данным табл. 1 кривые зависимости коэффициентов A , a , m и k от температуры в диапазоне от -40 до $+25^\circ\text{C}$.

Таблица 1

Значения коэффициентов корреляции, характеризующие связь между Q , Q' и $\lg X$ ($r_{Q, \lg X}$, $r_{Q', \lg X}$), и коэффициентов A , a , m и k для различных температур

Температура воздуха, $^\circ\text{C}$		$r_{Q, \lg X}$	$r_{Q', \lg X}$	A	a	m	k
от	до						
-40,0	-30,1	$0,86 \pm 0,03$	$0,70 \pm 0,07$	1,60	16,48	-0,313	-9,856
-30,0	-20,0	$0,85 \pm 0,04$	$0,67 \pm 0,08$	1,52	12,00	-0,247	-6,370
-19,9	-15,0	$0,88 \pm 0,05$	$0,80 \pm 0,08$	1,45	7,08	-0,192	-2,951
-14,9	-10,0	$0,77 \pm 0,07$	$0,79 \pm 0,06$	1,44	6,47	-0,176	-2,490
-9,9	-5,0	$0,75 \pm 0,07$	$0,81 \pm 0,06$	1,44	5,14	-0,180	-1,828
-4,9	0,0	$0,80 \pm 0,05$	$0,82 \pm 0,05$	1,39	4,41	-0,167	-1,545
0,1	5,0	$0,49 \pm 0,10$	$0,53 \pm 0,10$	1,46	3,53	-0,213	-1,100
5,1	10,0	$0,55 \pm 0,09$	$0,73 \pm 0,06$	1,33	2,85	-0,143	-0,767
10,1	15,0	$0,49 \pm 0,09$	$0,68 \pm 0,07$	1,32	2,54	-0,137	-0,606
15,1	20,0	$0,38 \pm 0,11$	$0,53 \pm 0,10$	1,32	2,33	-0,136	-0,150
20,1	25,0	$0,54 \pm 0,18$	$0,60 \pm 0,16$	1,14	1,84	-0,053	-0,300

Таким образом, учитывая выражения для Q и Q' и формулы (1) и (2), расчет числа дней с осадками $\geq 0,1$ мм можно производить по следующим формулам:

$$D_{\geq 0,1} = D_{\geq 0,25} (A - m \lg X); \quad (3)$$

$$D_{\geq 0,1} = D_{\geq 1,0} (a - k \lg X), \quad (4)$$

где коэффициенты A , a , m и k определяются в зависимости от температуры по графикам на рис. 2.

Проверка полученных зависимостей и оценка точности рассчитываемых по ним значений $D_{\geq 0,1}$ проводилась по данным 37 станций, расположенных на территории СССР, но не использованных при получении формул (3) и (4), а также по данным 28 зарубежных станций Европы, Азии, Африки и Южной Америки, т. е. станций, для которых удалось найти необходимые сведения [1—3, 5]. При этом в измеренные суммы осадков при отрицательных температурах вводились поправки, учитывающие погрешности осадкомерных приборов. В суммы жидких осадков для зарубежных территорий поправки не вводились, так как они малы и не отражаются на результате расчетов.

По данным зарубежных станций проверялась лишь формула (4), а для проверки формулы (3) использовались только станции СССР, так как нигде больше не публикуются сведения о числе дней с осадками $\geq 0,1$ мм и одновременно $\geq 0,25$ мм или хотя бы $\geq 0,5$ мм.

Результаты сопоставления фактических (взятых из Справочника по климату СССР) и рассчитанных по формулам (3) и (4) значений $D_{\geq 0,1}$ представлены на рис. 3. Рисунок 3а характеризует достоверность значений $D_{\geq 0,1}$, рассчитанных по формуле (3) при любых температурах воздуха, а рис. 3б и в — по формуле (4) — отдельно для температур ≥ -10 и $< 10^\circ\text{C}$.

Рис. 3а демонстрирует весьма близкое совпадение фактических и рассчитанных значений $D_{\geq 0,1}$. Значение среднего квадратического отклонения точек от биссектрисы составляет всего $\pm 0,4$ дня. Таким образом, точность

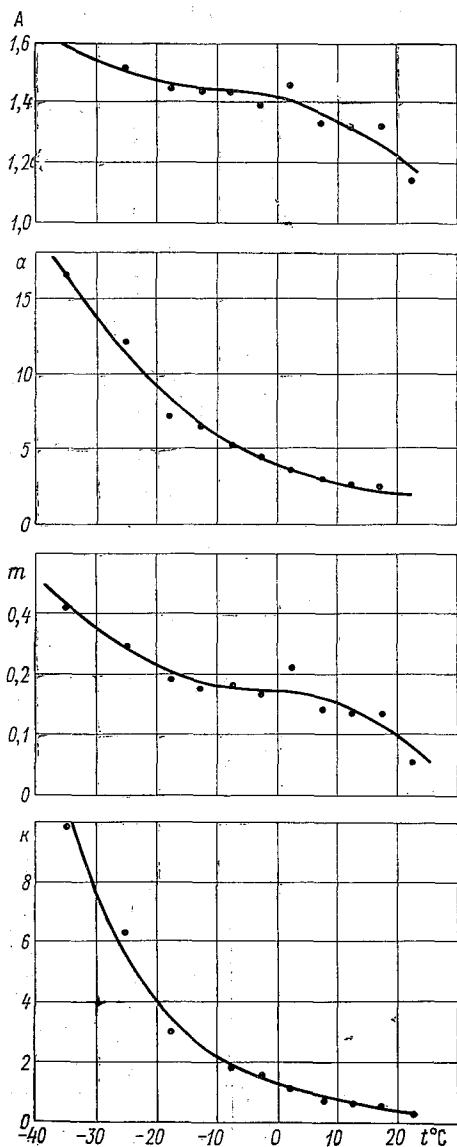


Рис. 2. Зависимость коэффициентов A , a , m и k от температуры воздуха.

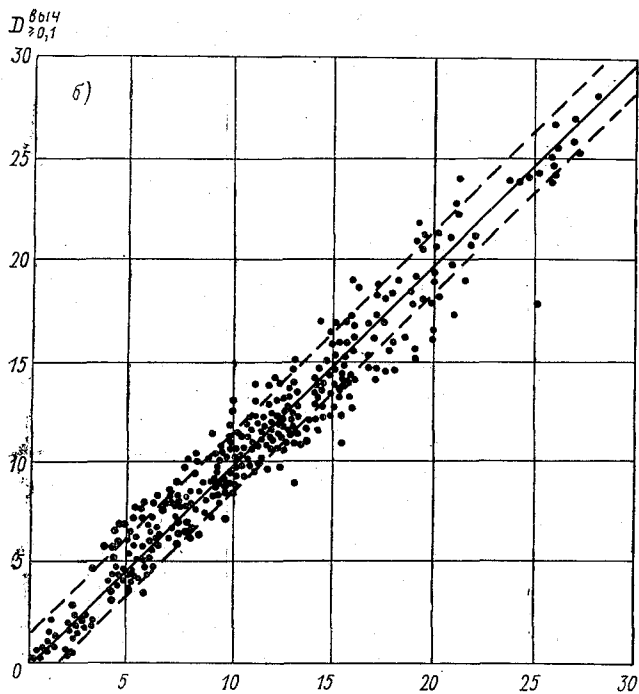
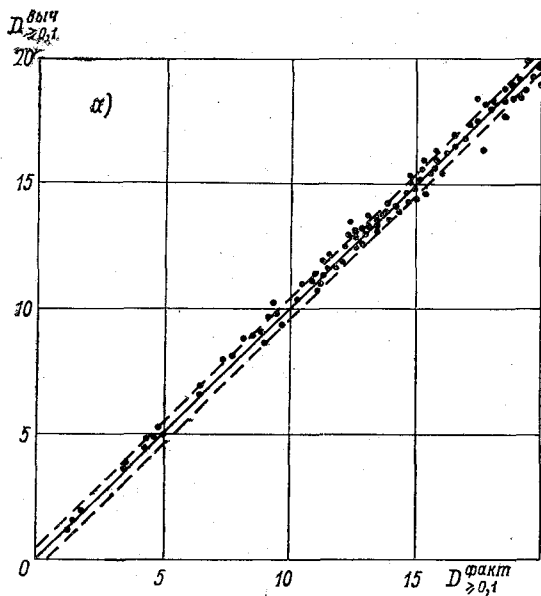
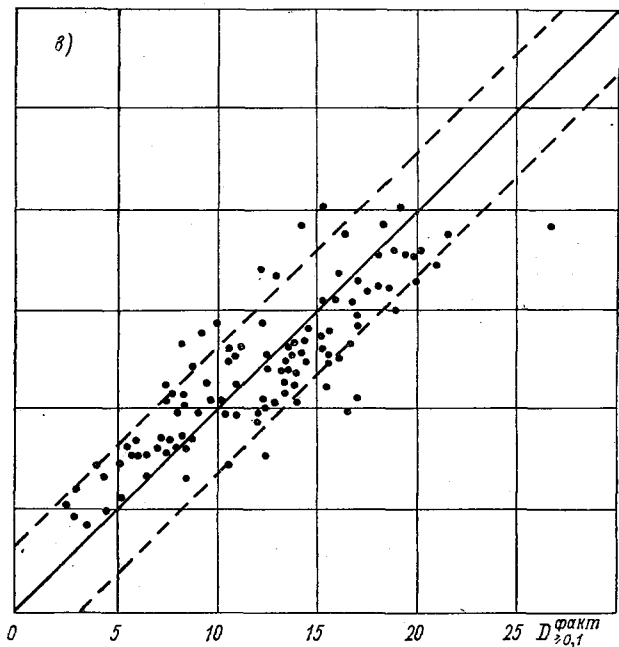


Рис. 3. Сопоставление фактических ($D_{\geq 0,1}^{факт}$) и вычислен с осадками
 а — по формуле (3) при любой температуре воздуха, б — по

определения величины $D_{\geq 0,1}$ по формуле (3) весьма высока, и если исходные параметры ($D_{\geq 0,25} X$ и t) определены достаточно корректно, то искомая величина $D_{\geq 0,1}$ определяется с точностью, удовлетворяющей любые практические потребности.

Рисунки 3б и в свидетельствуют о том, что точность определения $D_{\geq 0,1}$ по формуле (4) заметно различна при разных температурах. Это различие отражает изменения в режиме выпадения осадков и в точности их измерения, происходящие при сильном понижении температуры. При низких отрицательных температурах в подавляющем большинстве случаев наблюдаются снегопады малой интенсивности, дающие незначительное количество осадков. Их трудно измерить с достаточной точностью, особенно при сильных ветрах, искажающих показания осадкомера. Поэтому сами фактические значения $D_{\geq 0,1}$ определяются в этих условиях с худшей достоверностью, что соответственно отражается на значениях средних квадратических отклонений точек от биссектрисы на рис. 3б и в, где они составляют соответственно 1,5 и 3,3 дня. Следовательно, использование формулы (4) для расчета $D_{\geq 0,1}$ сопряжено с большими погрешностями, чем формулы (3) особенно при низких температурах. Однако в практическом отношении это не



ных ($D_{\geq 0,1}^{\text{выч}}$) по формулам (3) и (4) значений числа дней $\geq 0,1$ мм.

формуле (4) при $t \geq -10^\circ\text{C}$, в — по формуле (4) при $t < -10^\circ\text{C}$.

ведет к серьезным осложнениям, так как в тех странах, где осадки выпадают при таких низких температурах, их измеряют с точностью либо до 0,1 мм (СССР, Скандинавские страны, Япония), либо до 0,25 мм (Канада, США (Аляска)), и, следовательно, существуют фактические значения $D_{\geq 0,1}$ и $D_{\geq 0,25}$. Так что отпадает необходимость в применении формулы (4), а для территорий США и Канады можно использовать формулу (3).

Таким образом, формулы (3) и (4) позволяют с достаточной точностью рассчитывать среднее многолетнее месячное число дней с осадками $\geq 0,1$ мм повсюду, где есть данные о числе дней с осадками $\geq 0,25$ мм (0,01 дюйма) или $\geq 1,0$ мм, о средней многолетней месячной сумме осадков и температуре воздуха. Такой расчет позволяет получить сопоставимые данные о числе дней с осадками $\geq 0,1$ мм по всей территории суши и построить мировую карту данной характеристики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатический справочник зарубежной Азии. Л., Гидрометеиздат, 1974, 540 с.
2. Климатический справочник Африки. Л., Гидрометеиздат, 1968, 486 с.
3. Климатический справочник Южной Америки. Л., Гидрометеиздат, 1975, 369 с.
4. Справочник по климату СССР. Ч. 2 и 4, вып. 1—34. Л., Гидрометеиздат, 1965—1969.
5. Deutsches meteorologisches Jahrbuch. Teil 3, Berlin, 1958—62.

З. М. Гришман, Г. Н. Коровин, Л. П. Клягина

К ВОПРОСУ О СТАТИСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ПОЛЯ ЛЕТНИХ ОСАДКОВ

Сведения о статистической структуре метеорологических полей, в частности о корреляционных функциях, широко используются для решения многих практических задач. Например, при осреднении осадкомерных данных для оценки пожарной опасности в лесу применительно к различным физико-географическим и синоптическим условиям, а также при автоматическом контроле метеоэлементов. Использование ЭВМ позволяет автоматизировать эти трудоемкие расчеты.

В настоящее время многими авторами получены данные о пространственных корреляционных функциях сумм осадков [1—5]. Однако они по большей части относятся к интервалам осреднения больше суток. Для меньших интервалов сведения о корреляционных функциях осадков отрывочны и зачастую несравнимы.

В настоящей работе было проведено исследование корреляционных функций суточных сумм осадков для трех районов: Северо-Запада ЕТС (Ленинградская область), Урала (Свердловская область) и Дальнего Востока (Хабаровский край).

В качестве исходного материала для вычислений взяты суточные суммы осадков из метеорологических ежемесячников.

Для Ленинградской области взято 17 станций за период 5 лет (1956—1960 гг.), для Свердловской области — 40 станций за 3 года (1969—1971 гг.) и для Хабаровского края — 50 станций за 2 года (1969—1970 гг.).

Во избежание статистической зависимости между отдельными исходными данными последние выбирались через 3 дня. Всего, таким образом, использовалось по Ленинградской области 150 дней, по Свердловской области 100 дней, по Хабаровскому краю 100 дней с осадками. Для указанных районов выбраны данные о суточных суммах осадков за теплый период (с апреля по сентябрь включительно). Рельеф местности во всех районах сравнительно однороден. Перепады высот в Ленинградской и Свердловской областях не более 200 м, в Хабаровском крае отдельные

станции имели превышение более 400 м над ур. м (район Сихотэ-Алиня).

В табл. 1 приведены данные о средних \bar{F} , дисперсиях σ и коэффициентах вариации C_v осадков, рассчитанных для тех дней, в которые осадки наблюдались на любой из станций территории. Приведенные значения дают представление о характере распределения сумм суточных осадков по площади рассматриваемых районов. Более детальный анализ показал, что в каждом из рассмотренных районов можно выделить относительно однородные по распределению осадков зоны.

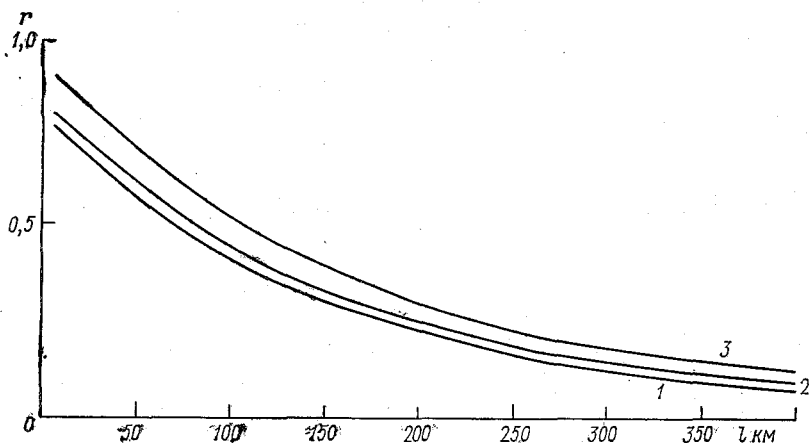


Рис. 1. Корреляционные функции сумм летних осадков за сутки.

1 — Ленинградская область, 2 — Свердловская область, 3 — Хабаровский край.

По-видимому, это можно объяснить тем, что большие зоны осадков имеют, как правило, фронтальное происхождение и стационарны по положению.

Расчет корреляционных функций производился осреднением индивидуальных коэффициентов корреляции, попавших в одну градацию расстояния. Индивидуальные коэффициенты корреляции рассчитывались для варианта, когда осадки одновременно выпадают на двух станциях [1].

Все расчеты произведены на ЭВМ ЕС-1020 по программе, написанной на алгоритмическом языке PL/I.

На рис. 1 приведены графики корреляционных функций для Ленинградской и Свердловской областей и Хабаровского края. Кривые корреляционных функций аппроксимированы по экспоненциальной формуле вида

$$r(\rho) = r(0) e^{-\frac{\rho}{l_0}},$$

где ρ — расстояние между станциями, $r(0)$ — значение корреляционной функции, экстраполированной на ноль, характеризующей

Средние арифметические, дисперсии и коэффициенты вариации сумм суточных осадков для разных районов

Станция	\bar{F} мм	σ мм	C_v %	Станция	\bar{F} мм	σ мм	C_v %	Станция	\bar{F} мм	σ мм	C_v %
Ленинградская область											
Будогощь	6,4	6,3	98	Алапаевск	4,2	6,1	146	Анхой	7,4	9,9	134
Волхов	6,7	7,3	109	Артемовский	3,7	5,4	145	Бихин	6,1	8,8	143
Волосово	6,3	5,9	93	Бисертъ	4,1	5,9	145	Богородское	6,6	7,7	117
Выборг	6,8	7,3	107	Бутка	4,6	6,1	132	Верхний Нерген	6,3	9,8	152
Ефимовское	5,9	6,8	114	Верхняя Салда	3,8	6,0	158	Воскресенское	6,1	7,8	128
Кингисеп	7,0	7,2	102	Верхотурье	4,3	6,9	162	Вяземская	6,7	11,4	170
Лесогорск	6,2	6,3	102	Гари	3,5	4,2	119	Георгиевка	6,3	8,8	140
Ленинград	6,2	5,7	93	Дерябино	4,3	5,8	134	Де-Кастри	6,2	7,9	127
Ломоносов	5,6	6,0	107	Камышлов	4,0	6,1	152	Литовко	6,4	8,3	130
Николаевское	5,3	5,7	108	Краснополянское	3,6	5,7	159	Матай	8,0	14,2	177
Осьмино	5,6	5,7	102	Карпинск	4,6	7,0	152	Охотск	4,5	7,4	164
Приозерск	6,5	6,6	101	Манчаж	4,1	5,4	130	Сегежа	6,1	8,5	139
Сосново	5,9	5,9	100	Пальмино	3,9	6,3	161	Советская Гавань	4,4	7,7	175
Тихвин	5,7	7,6	134	Серов	4,3	5,8	134	Удинское	6,1	7,5	123
Шугозеро	6,4	6,3	99	Свердловск	4,0	5,7	142	Удское	6,1	7,6	125
Свердловская область											
Хабаровский край											

наличие ошибок наблюдений и микроклиматическую изменчивость на рассматриваемой территории, l_0 — радиус корреляции, равный расстоянию, на котором корреляция убывает в e раз.

Анализ кривых показывает, что в различных физико-географических условиях корреляционные функции различны, о чем свидетельствуют и основные параметры $r(0)$ и l_0 , приведенные в табл. 2.

Таблица 2

	$r(0)$	l_0	η^2
Ленинградская обл.	0,75	170	0,28
Свердловская обл.	0,82	177	0,22
Хабаровский край	0,91	180	0,10

Часто при оценке точности пространственного осреднения метеорологических полей [6] используется мера ошибки наблюдения η^2 , позволяющая оценить влияние погрешности измерений и микроклиматической неоднородности территории.

Расчеты η^2 производились по формуле

$$\eta^2 = \frac{1 - r(0)}{r(0)}$$

и результаты представлены в табл. 2.

В случае отсутствия сведений по статистической структуре метеоэлементов менее трудоемким является вычисление вероятности одновременного выпадения осадков в различных пунктах.

В качестве примера для Ленинградской области кроме корреляционной функции рассчитаны вероятности P одновременного выпадения осадков в двух пунктах на расстоянии L :

L км . . .	0	20	40	60	80	100	120	140	160	180
P	1,00	0,84	0,80	0,74	0,71	0,70	0,68	0,68	0,67	0,67

Эти данные хорошо согласуются с аналогичными результатами для полусуточных сумм осадков, приведенных в работе [1]. Выявляется четкая зависимость вероятности одновременного выпадения осадков от расстояния между станциями. Полученные зависимости могут быть использованы при оценке редукции осадков по площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гущина М. В., Каган Р. Л. О статистической структуре поля осадков.— «Труды ГГО», 1966, вып. 191, с. 35—46.
2. Полищук А. И. О статистической структуре летних осадков.— «Труды ГГО», 1972, вып. 286, с. 95—119.

3. Полищук А. И. Статистическая структура полей осадков.— В кн.: Материалы Международного симпозиума специалистов гидрометслужб социалистических стран. Т. 1. М., Гидрометеиздат, 1975, с. 54—62.
4. Дмитриев А. А., Исаев А. Н. Оценка возможности распространения результатов наблюдений на реперной станции над суточными суммами осадков на окружающую территорию.— «Метеорология и гидрология» 1970, № 9, с. 58—65.
5. Захариев В. И. О статистической мезоструктуре осадков.— В кн.: Материалы Международного симпозиума специалистов гидрометслужб социалистических стран. Т. 1. М., Гидрометеиздат, 1975, с. 49—53.
6. Каган Р. Л., Полищук А. И. Об оценке точности пространственного осреднения метеорологических полей.— В кн.: Материалы Международного симпозиума специалистов гидрометслужб социалистических стран. Т. 2, 1975. М., Гидрометеиздат, с. 28—42.

Ж. Д. Алибегова, Э. Ш. Элизбарашвили

СТРУКТУРА БЕЗДОЖДНЫХ ПЕРИОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

В литературе отсутствуют общепризнанное определение и метод расчета бездождного периода. Наиболее обоснованный как с методической, так и с практической точки зрения метод расчета бездождного периода был разработан А. Н. Лебедевым [1]. При выделении бездождных периодов им было учтено суточное количество осадков, дифференцированное по градациям. Бездождными Лебедев считает такие периоды, в течение которых осадки либо не выпадали, либо выпадали, но их суточные суммы не превышали 0,1; 0,5; 1,0; 2,0; 5,0 и 10,0 мм. Причем он рассмотрел два способа их расчета: первый, когда подсчитывается общая продолжительность бездождного периода за все время длительности, и второй, когда учет продолжительности бездождного периода строго ограничивается лишь рамками данного месяца.

Нами был использован первый способ расчета бездождного периода, так как он позволяет получить более правильное представление о количестве осадков и продолжительности периода, в то время как второй способ вносит существенные искажения в изучаемое явление, поскольку оно будет ограничено только рамками данного месяца.

Для выделения бездождных периодов в Грузии нами были рассмотрены суточные количества осадков, дифференцированные по четырем градациям: не более 0,1; 0,5; 5,0 и 10,0 мм. Первые две градации интересны как с физико-географической, так и с климатологической точки зрения. Третья градация интересна для сельского хозяйства, так как осадки, сумма которых составляет $\geq 5,0$ мм, имеют существенное значение для роста и развития растений. Последняя градация особенно необходима для строительных целей, гидротехнических расчетов, а также для более точного учета стока.

В качестве исходного материала были использованы данные наблюдений восьми метеорологических станций, расположенных на территории Грузии в различных физико-географических усло-

виях, за март—октябрь 1971—1975 гг., когда выпадали жидкие осадки.

В табл. 1 представлены статистические характеристики продолжительности бездождных периодов в районе г. Тбилиси при различных грациях суточных сумм осадков.

Таблица 1

Статистические характеристики продолжительности бездождных периодов в районе Тбилиси

Месяц	$\Sigma \leq 0,1$ мм			$\Sigma \leq 0,5$ мм			$\Sigma \leq 5,0$ мм			$\Sigma \leq 10,0$ мм		
	\bar{x}	σ	C_v	\bar{x}	σ	C_v	\bar{x}	σ	C_v	\bar{x}	σ	C_v
III	4	4	1,0	4	4	1,0	13	13	1,0	25	20	0,8
IV	6	5	0,8	6	5	0,8	10	7	0,7	23	13	0,6
V	5	5	1,0	5	5	1,0	19	15	0,8	22	18	0,8
VI	6	5	0,8	6	5	0,8	18	13	0,8	24	20	0,8
VII	5	5	1,0	6	5	0,8	14	13	0,9	22	20	0,9
VIII	7	6	0,9	7	6	0,9	10	8	0,8	25	22	0,9
XI	4	4	1,0	5	5	1,0	10	7	0,7	20	18	0,9
X	5	5	1,0	5	5	1,0	11	10	0,9	22	18	0,8

Здесь \bar{x} — средняя продолжительность бездождного периода, σ — ее средняя квадратическая ошибка, а C_v — коэффициент вариации.

Из табл. 1 следует, что продолжительность бездождных периодов не имеет выраженного годового хода; кроме того, она характеризуется значительной вариацией во времени, достигающей часто 100%. Поэтому наиболее целесообразно рассмотреть продолжительность этих периодов, осредненных за весь теплый период года (табл. 2).

Таблица 2

Характеристики бездождных периодов при различных суточных суммах осадков

Пункт	$\Sigma \leq 0,1$ мм			$\Sigma \leq 5,0$ мм			$\Sigma \leq 10,0$ мм		
	\bar{x}	x_{\max}	год	\bar{x}	x_{\max}	год	\bar{x}	x_{\max}	год
Тбилиси	5	45	1974	13	46	1974	23	63	1974
Сухуми	4	20	1974	7	28	1973	10	36	1974
Батуми	3	21	1974	5	25	1971	7	42	1974
Кутаиси	4	22	1971	7	42	1971	13	57	1973
Ахалкалаки	4	46	1974	10	64	1973	30	94	1973
Телави	5	46	1974	11	46	1974	18	46	1974
Казбеги	4	43	1975	6	43	1975	20	57	1975
Цители-Цкаро	6	22	1974	13	43	1974	22	63	1974

Если учесть значительную временную вариацию рассматриваемого явления, то можно заключить, что продолжительность

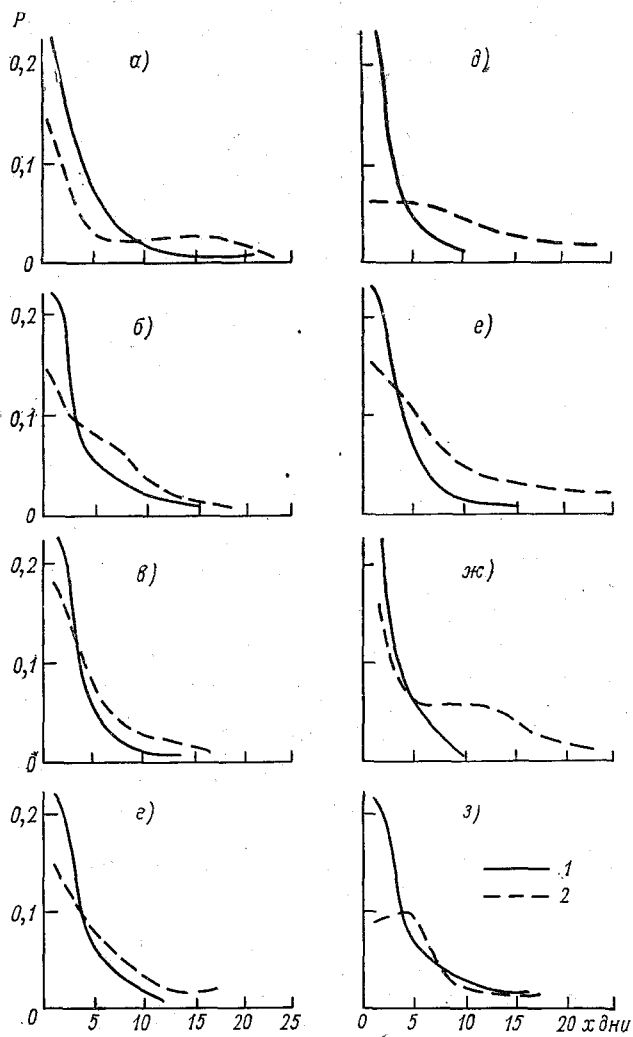


Рис. 1. Эмпирические функции распределения вероятности бездождных периодов.

a — Тбилиси, *б* — Сухуми, *в* — Батуми, *г* — Кутаиси, *д* — Ахалкалаки, *е* — Телави, *жс* — Казбеги, *з* — Цители-Цкаро; 1 — при суточной сумме осадков $\leq 0,1$ мм и 2 — при суточной сумме осадков $\leq 5,0$ мм.

бездождных периодов на рассматриваемой территории изменяется незначительно (особенно по первой градации), однако в среднем все же выявляется следующая закономерность ее территориального распределения: наименьшая продолжительность бездождных периодов по любой градации суточных сумм осадков отмечается на Черноморском побережье и в Западной Грузии (Батуми, Сухуми, Кутаиси) — эти районы характеризуются и наибольшим количеством выпавших осадков. По мере продвижения в глубь исследуемой территории продолжительность бездождных периодов увеличивается и достигает максимума в сухих районах восточной Грузии. На рис. 1 представлены эмпирические функции распреде-

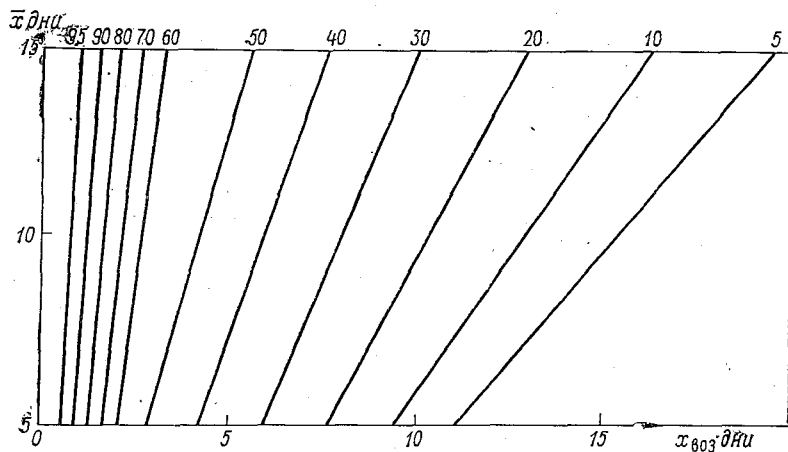


Рис. 2. График для расчета продолжительности бездождных периодов при суточных суммах осадков $\leq 5,0$ мм в теплый период года.

ления вероятности бездождных периодов для станций, расположенных в различных физико-географических условиях. Как следует из рис. 1, вид функций распределения не зависит от физико-географических условий расположения пункта. Рассматриваемая функция может быть аппроксимирована экспоненциальной зависимостью. Наиболее вероятны бездождные периоды длительностью 1—3 дня. Вероятность таких периодов для суточных сумм осадков $\leq 0,1$ мм составляет 50—80%, а для сумм осадков $\leq 5,0$ мм — 30—60%. Кроме того, с увеличением продолжительности бездождного периода уменьшается соответствующая вероятность. Так, например, для Тбилиси бездождные периоды продолжительностью 1 день при суточной сумме осадков $\leq 0,1$ мм наблюдаются в среднем в 22% случаев, бездождные периоды длительностью 2 дня составляют 18%, длительностью 3 дня — 13% и т. д. Аналогичные сведения для других пунктов могут быть получены из рис. 1.

На рис. 2 представлен график для расчета продолжительности бездождных периодов различной обеспеченности при суточных суммах осадков $\leq 5,0$ мм на территории Грузии. Основой для

построения графика послужили данные, снятые с интегральных кривых распределения, для вычисления обеспеченности которого пользовались формулой

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

где m — порядковый номер члена в убывающем ряду, n — число наблюдений.

Из графика следует, что при суточных суммах осадков $\leq 5,0$ мм на рассматриваемой территории в 95% случаев возможная продолжительность бездождных периодов при средней, равной 5 дням, колеблется от 1 до 11 дней, а при средней, равной 10 дням, — от 2 до 15 дней.

С помощью графика можно получить необходимые данные о структуре бездождных периодов для любого пункта, расположенного на территории Грузии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1964, 509 с.

В. Д. Шаповалова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЯСНОГО И ПАСМУРНОГО НЕБА НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

В данной статье представлены результаты обработки материала наблюдений за облачностью, получаемой со спутников «Метеор».

Обобщение спутниковой информации в глобальном масштабе представляет интерес в первую очередь с точки зрения исследования климатических закономерностей распределения облачности, так как выполненные к настоящему времени осреднения характеристик облачности данного масштаба относятся к небольшим периодам.

Наибольший период, за который получены климатические данные по облачности над северным полушарием, составляет 4 года [2]. Однако авторы работы [2] использовали результаты измерения облачности телевизионной аппаратурой, вследствие чего их данные не охватывают высоких широт.

Помимо выявления климатических закономерностей обобщение информации об облачности с отечественных спутников полезно с точки зрения возможности получения рекомендаций и выработки требований со стороны климатологии к системе спутниковых измерений для ее дальнейшего совершенствования.

В предыдущей работе автора были представлены карты облачности, полученные по данным спутника «Метеор» за 2 года. Уже эти карты позволили выявить некоторые различия между спутниковыми и наземными данными. Однако малый период обработки не позволял считать эти различия достаточно статистически обеспеченными.

В данной статье приводятся уточненные карты (рис. 1), полученные в результате обобщения данных наблюдений за 5 лет для января 1972—1976 гг. Ниже представлено число наблюдений по широтам:

Широта, ° с.	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85
Число наблюдений	2228	6565	6927	7366	7342	7409	6360	5542	2656	1978	974	189

Методика обработки исходных климатических рядов облачности по наблюдениям со спутников изложена в работе [1].

Как следует из рис. 1, распределение облачности на картах, построенных по спутниковым данным, значительно более сглаженное, чем на наземных картах. Это связано с ограничением раз-

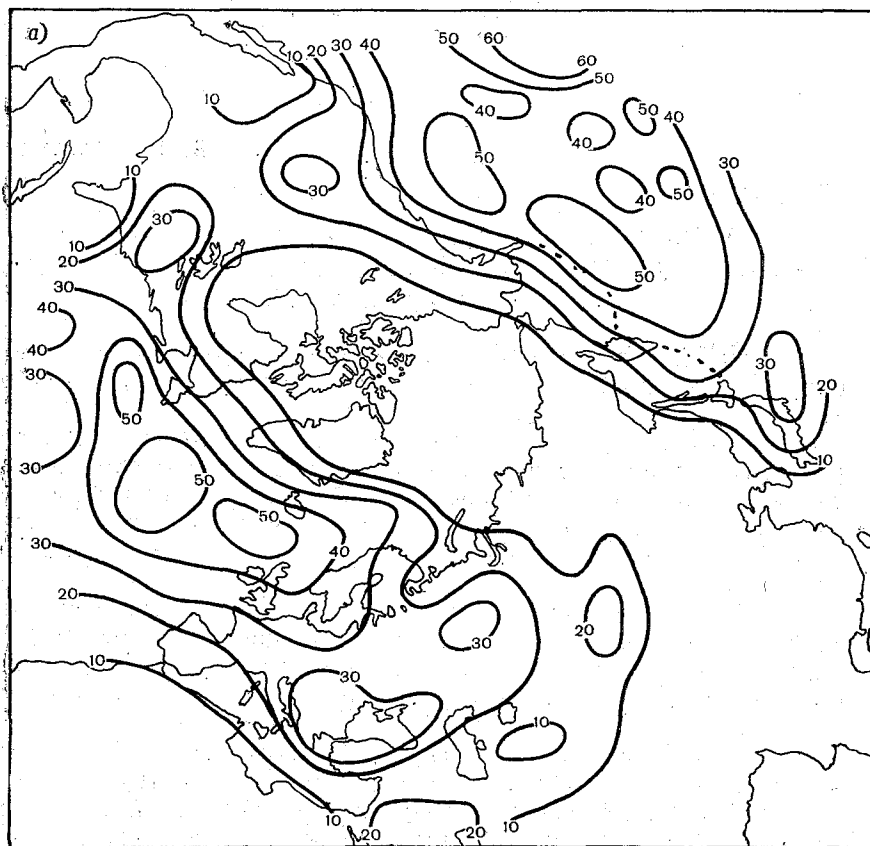
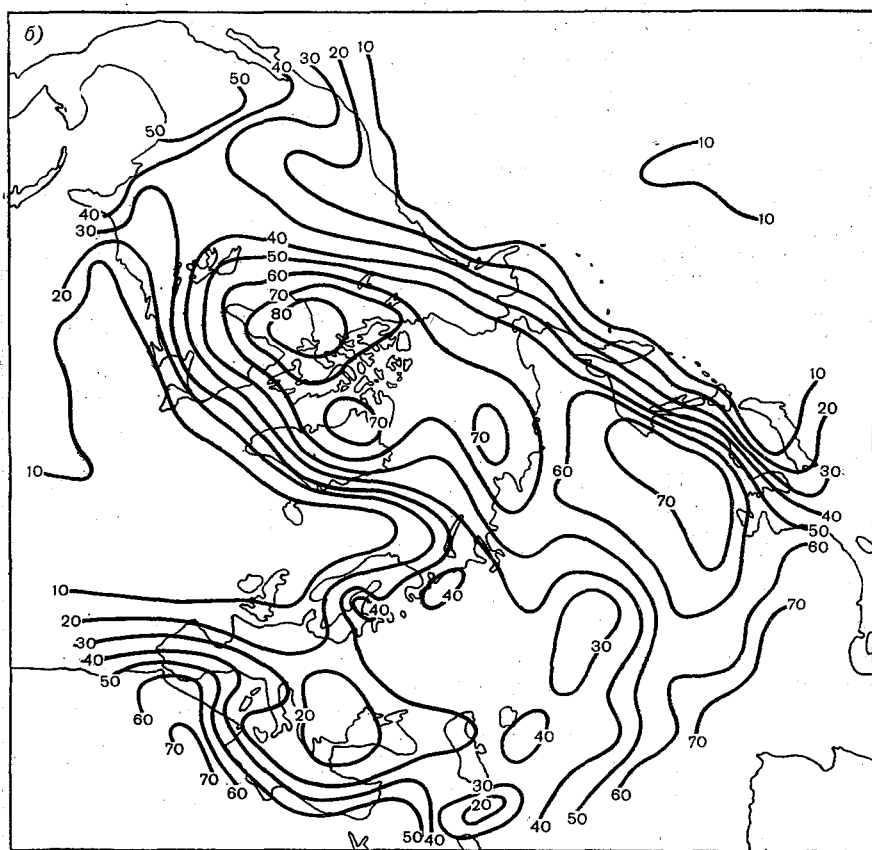


Рис. 1. Повторяемость (%) пасмур

решающей способности спутниковой аппаратуры, а также с разреженностью сети наземных станций, в результате которой при построении наземных карт проявляется известный субъективизм. Но главная причина различий наземных и спутниковых карт облачности состоит в том, что одно и то же количество облаков оценивается снизу и сверху неодинаково.

Наиболее важная закономерность глобального распределения облачности состоит в том, что более пасмурная погода характерна для водных акваторий умеренных широт. Материки в целом характеризуются меньшей облачностью. При этом области макси-

мальной повторяемости пасмурного неба располагаются вблизи побережий материков. Эта закономерность является общей для распределения спутниковых и наземных данных. Однако на наземных картах эти области смещены на сами побережья и по сути дела находятся на материках. Кроме того, повторяемость пасмурной



ного (а) и ясного (б) неба. Январь.

погоды над океанами по спутниковым данным выше, чем по наземным данным. Различия местами достигают 20%.

Существенные различия повторяемости сплошной облачности по спутниковым и наземным данным наблюдаются над Европой и Америкой. В то время как по спутниковым данным повторяемость пасмурной погоды в этих районах составляет около 30%, на наземных картах она достигает 50—60%, а местами даже 70%. Объяснение этого, по-видимому, заключается в том, что при наблюдении снизу облачность кучевых форм часто фиксируется как значительная или сплошная, в то время как по спутниковым

наблюдениям те же облака кодируются как малооблачная погода. Анализ случаев с облачностью от 3 до 7 баллов над рассматриваемыми районами показал, что такое объяснение вполне реально, так как в большей части случаев это были крупные облачные образования кучевых форм, которые вполне могли быть определены с земли в отдельных пунктах как сплошные слоисто-кучевые облака. Кроме того, при съемке облаков сверху ИК аппаратурой, как правило, не фиксируются тонкие перистые облака, отмечаемые наблюдателями у земли.

В низких широтах над океанами на спутниковых картах наблюдается много мелких областей, ограниченных замкнутыми изолиниями. Следует отметить, что на эти районы приходится, как видно из приведенных выше данных, меньше наблюдений, чем на другие, в связи с «лоскутностью» фотомонтажей снимков облачности. Поэтому нам представляется, что некоторая пестрота повторяемости облаков здесь не отражает истинного распределения облачности, а связана с погрешностями методики наблюдений.

Характерной особенностью спутниковых карт является наличие обширного «языка» малооблачной погоды, направленного из Азии на арктические районы с центрами повышенной повторяемости ясного неба (70—80%) над Гудзоновым заливом, Гренландией и Якутией. На наземных картах этот язык не выражен столь четко. Однако и на наземных картах в этих районах повторяемость ясной погоды имеет абсолютное преобладание и составляет около 50—60%. Исключением является Гудзонов залив, где на наземных картах вероятность ясной погоды мала. Как нам представляется, это расхождение вызвано отсутствием достаточно надежных наблюдений в районе Гудзонова залива, породивших некоторый произвол в проведении изолиний над этим районом.

Распределение повторяемости пасмурного и ясного неба хорошо согласуется с распределением постоянных и сезонных центров действия атмосферы, что свидетельствует о достоверности основных закономерностей, просматриваемых на спутниковых картах.

Таким образом, на основании проведенного анализа уточненных карт облачности можно сделать следующие выводы:

1. Как бы не совершенствовалась методика определения количества облаков со спутников, карты облачности, построенные по наземным и спутниковым данным, не будут полностью идентичными, так как картины облачного неба при взгляде с земли и сверху не являются объективно одинаковыми. Право на существование имеют и наземные и спутниковые карты, несмотря на их различие. При практическом использовании этих карт отдавать предпочтение тем или другим следует в зависимости от решаемых задач.

2. На отечественных спутниках целесообразно использовать микроволновые радиометры, позволяющие фиксировать даже тонкую перистую облачность.

3. Необходимо «сшить» фотомонтажи, исключив их лоскутность, чего можно достигнуть, расширяя полосу обзора территории со спутников, не уменьшая при этом разрешающей способности аппаратуры.

Обработка данных проводилась З. Е. Чмутовой и Л. А. Литвяковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. О преобразовании аналоговых изображений облачности, получаемых с ИСЗ.— «Труды ВНИИГМИ—МЦД», 1976, вып. 2, с. 3—28. Авт.: В. И. Титов, Ю. В. Спиридонова, В. Н. Головлева, Т. Ш. Мусаелян.
2. Global Atlas of Realation Cloud Cover 1967—1970 based on data from meteorological satellites. U. S. Department of commerce and United States Air Force. Washington, D. C. September, 1971.

З. И. Фатеева, Н. В. Кобышева

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ

Интерес к искусственным перистым облакам вызван тем, что их создание, с одной стороны, является одним из возможных способов активного воздействия на погоду и климат, с другой — последствием непреднамеренного воздействия, усиливающегося в последнее время благодаря развитию авиации и космических исследований.

Имеется обширная литература, посвященная условиям образования и климатическим характеристикам перистой облачности [1—3, 6—8, 10 и др.].

Гораздо меньше работ по условиям образования первоначальной формы искусственных перистых облаков, конденсационных слоев [4, 5, 8, 9], и те относятся лишь к физической стороне явления, а не к его климатической характеристике.

Климатическая характеристика условий образования конденсационных следов не совпадает полностью с таковой для естественной облачности, так как следы за самолетом часто возникают в ясном небе, и в то же время зафиксированы случаи наличия перистой облачности на теплых фронтах, когда в слое облаков не выполняются условия, необходимые для образования следов. В связи с этим климатические исследования условий образования конденсационных следов должны выполняться вне зависимости от исследований перистой облачности, что и сделано авторами настоящей статьи для Европейской территории СССР.

Физическая сторона процесса образования конденсационных следов достаточно подробно изложена в работах А. В. Садовникова, А. Х. Хргиана, Л. Т. Матвеева [4, 5, 9, 11, 12]. Как следует из этих работ, облачный след за самолетом образуется вследствие выброса и последующей сублимации водяного пара, выделяемого при сгорании топлива в двигателе самолета, так как одновременно с выбросом водяного пара происходит и выброс выхлопных газов, несущих тепло, в зоне смешения продуктов выброса и окружающего струю самолета воздуха повышается температура

и упругость насыщения. Условием образования следа, согласно приближенной теории образования облачных следов, является превышение приращения удельной влажности воздуха.

При относительной влажности, равной 100%, след образуется, если

$$\frac{\Delta S}{\Delta T} \geq \frac{\partial S_m}{\partial T_m}, \quad (1)$$

где $\Delta S = S_1 - S_2$; $\Delta T = T_1 - T_2$; S_1 , T_1 и S_2 , T_2 — удельная влажность и температура струи и окружающего воздуха соответственно до смешения.

Левая часть (1) определяется соотношением теплотворной (Q_T) и влаготворной (Q_H) способностей топлива, т. е.

$$\frac{\Delta S}{\Delta T} = c_p \frac{Q_H}{Q_T}.$$

Для керосина, используемого в качестве топлива на реактивных самолетах, $\Delta S/\Delta T = 0,0336$ г/(кг · °С).

Из условия (1) легко определить критическую температуру образования следа $T_{кр}$. Если температура воздуха на некотором уровне (при фиксированном давлении) меньше $T_{кр}$, то след образуется; если эта температура больше $T_{кр}$, образование следа при данном выбросе невозможно.

Для определения $T_{кр}$ правую часть (1) преобразуют, используя уравнение Клаузиуса—Клапейрона и соотношение между характеристиками влажности, и приводят к виду

$$\frac{622}{p} E(T) \frac{L}{AR_H T^2}.$$

Приравнявая обе части уравнения (1), находят $T_{кр}$ из уравнения

$$\frac{622}{p} E(T_{кр}) \frac{L}{AR_H T_{кр}^2} = \frac{\Delta S}{\Delta T} = 0,0336 \text{ г/(кг · °С)}. \quad (2)$$

При влажности окружающего воздуха меньше 100% для определения критической температуры $T_{кр}$ получено соотношение

$$\left[\frac{AR_H}{L} \cdot T_{кр}^2 - (T_{кр} - T'_{кр}) \right] \frac{\Delta S}{\Delta T \cdot R} = S_m(T'_{кр}, p), \quad (3)$$

где $S_m(T'_{кр}, p)$ — максимальная удельная влажность, определяемая по формуле Магнуса или психрометрическим таблицам надолдом. Данное соотношение позволяет найти $T'_{кр}$.

Критическая температура при сухом воздухе ($R=0$), $T''_{кр}$, также может быть найдена из выражения (3).

Следовательно, при температурах ниже $T''_{кр}$ следы образуются при любой влажности воздуха, а при температурах выше $T_{кр}$ не

образуются даже при 100 %-ной влажности. Две последние критические температуры могут быть использованы для определения положения слоев атмосферы с благоприятными и неблагоприятными условиями для создания искусственных перистых облаков.

Значения критических температур легко рассчитываются с помощью выражения (1) на ЭВМ методом итераций. Нами были получены критические температуры $T_{кр}$ для января по данным ежедневного радиозондирования на ст. Воейково за 1971—1976 гг., которые затем сравнивались с фактическими наблюдавшимися значениями температуры. Температура воздуха, наблюдавшаяся на уровне 300 мбар, находилась в течение рассмотренного периода в пределах -50 до -62°C , на уровне 250 мбар -55 до -67°C . Относительная влажность на этих уровнях составляла от 20 до 90%. Сравнение наблюдавшейся температуры с $T'_{кр}$ показало, что на уровне 300 мбар в январе почти всегда (98,8% случаев) при полетах реактивных самолетов будут образовываться следы (табл. 1). Очень часто следы будут возникать на уровнях 250 мбар (96,9% случаев) и на уровне 200 мбар (86,1% случаев). Ниже этих уровней следы образуются редко. На уровне 300 мбар температура воздуха почти во всех случаях оказалась не только ниже $T'_{кр}$, но и ниже $T''_{кр}$.

Таблица 1

Повторяемость (%) благоприятных и неблагоприятных условий образования конденсационных слоев, общее число случаев наблюдений

Изобарическая поверхность, мбар	Благоприятные	Неблагоприятные	Общее число случаев
600	—	100	551
500	1,2	98,8	587
400	22,8	77,2	585
300	98,8	1,2	585
250	96,9	3,1	575
200	86,1	13,9	548

Чтобы составить представление о пространственном распределении условий, благоприятных для образования следов, авторы использовали климатические характеристики температуры и влажности воздуха на различных уровнях пунктов аэрологического зондирования, расположенных на ЕТС.

Критические температуры определялись для средней влажности на каждом из уровней по формуле (3). Затем сопоставлялась средняя температура воздуха на этих уровнях с критической.

Зимой (декабрь—февраль) над ЕТС, по средним данным, выделяется слой, в котором фактические температуры ниже критических. Можно утверждать, что ввиду нормальности распределения температуры воздуха в свободной атмосфере вероятность образования следов в этом слое составляет не менее 50%.

В северных районах СССР этот слой расположен между 8 и 11 км, к югу он приподнимается до 10—16 км.

Летом (июнь—август), а также поздней весной (май) и ранней осенью (сентябрь) не удастся выделить слой, в котором средние температуры были бы ниже критических. Лишь на отдельных станциях, расположенных на северо-западе ЕТС, это соотношение выполняется в слое от 10 до 13 км.

В переходные сезоны, за исключением указанных выше месяцев, такой слой существует, хотя он значительно тоньше и располагается между 9—10 км на севере и между 10—12 км на остальной части ЕТС.

Следует отдавать себе отчет в том, что полученные климатические выводы относятся лишь к осредненным данным. В действительности зимой вероятность образования следов в слое с благоприятными условиями значительно выше 50% и приближается к 100%. Это видно по данным ст. Ленинград. Разность между средней месячной температурой и $T_{кр}$ здесь составляет от 3 до 6°C. Если считать, что среднее квадратическое отклонение температуры воздуха в данном слое составляет около 3°C, то вероятность образования следов даже при абсолютно сухом воздухе составляет здесь от 68 до 95%. Как видно из данных ежедневного зондирования, вероятность образования следов в слое 9—10 км выше 95%.

Летом, несмотря на повсеместное превышение средней месячной температуры $T'_{кр}$, все же возможно образование следов, но с вероятностью, меньшей 50%.

Так, если сравнивать минимальные температуры воздуха, полученные прибавлением к средним месячным температурам 9°C (3σ), то $T''_{кр}$ превысят данные значения. Такое соотношение $T_{мин}$ и $T''_{кр}$ наблюдается на ЕТС в слое от 10 до 13 км в северной половине ЕТС и в слое 14—16 км в южной ее половине.

Более точно вероятность благоприятных и неблагоприятных условий для образования следов можно получить по данным ежедневного зондирования атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Л. Н. Фронтальные облака и условия полетов в них. Л., Гидрометеониздат, 1964. 238 с.
2. Климатология облачности. Под ред. Л. С. Дубровиной, В. Титова.— «Труды ВНИИГМИ—МЦД», 1974, вып. 7, с. 3—11.
3. Зак Е. Г., Чернега Л. Г. Пространственное распределение фронтальных облаков верхнего яруса.— «Труды ЦАО», 1962, вып. 39, с. 24—38.
4. Матвеев Л. Т. К теории образования облаков и самолетных облачных следов под влиянием перемешивания.— «Метеорология и гидрология», 1959, № 3, с. 3—9.
5. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1958. 674 с.
6. Попова Т. П. Диагноз и прогноз облачности в средней и верхней тропосфере. Методические указания ЦИП, 1961, вып. 38, с. 55.

7. Пчелка И. Г. Методические условия полетов на больших высотах. Л., Гидрометеоздат, 1957. 56 с.
8. Решетов Г. Д. Облачность на больших высотах.— «Метеорология и гидрология», 1962, № 4, с. 39—43.
9. Садовников А. В. Как избежать образования конденсационных следов за самолетами.— «Вестник воздушного флота», 1957, № 1, с. 57—60.
10. Унуков В. И. Некоторые сведения об облаках верхнего яруса.— В кн.: Тезисы докладов VI Межведомственной конференции по вопросам исследования облачности, осадков и грозового электричества. М., Гидрометеоздат, 1959, с. 30—39.
11. Хргиан А. Х., Мазин И. П. Экспериментальные исследования конденсационных следов в атмосфере.— «Труды ЦАО», 1956, выш. 19.
12. Хргиан А. Х., Мазин И. П., Гусев В. А. Методические указания по прогнозированию конденсационных следов за самолетами. М., Гидрометеоздат, 1954. 15 с.

О. Д. Кодрау

КОМПЛЕКСНЫЙ УЧЕТ ШИРОТНОГО И ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ ИРАНСКОГО НАГОРЬЯ¹

Построение климатических карт по температуре воздуха на уровне подстилающей поверхности для пустынь и горных территорий в случае редкой сети метеорологических наблюдений является сложной и еще недостаточно хорошо изученной проблемой из-за трудности определения в этих районах вертикального и горизонтального градиентов температуры воздуха [2].

Иранское нагорье является одним из самых обширных нагорий мира. На его территории располагается Иран, площадь которого составляет 1622 тыс. км², Афганистан, занимающий территорию 665 тыс. км² и горная часть Пакистана. Около трех четвертей территории Иранского нагорья занимают приподнятые на значительную высоту над уровнем моря Армянское и Центрально-Иранское нагорья и пересекающие их в различных направлениях горные хребты. На северной окраине Ирана к горной системе Эльбруса примыкает Южно-Каспийская низменность, прибрежная часть которой лежит ниже уровня моря. Наиболее высокие горные массивы Иранского нагорья располагаются на территории Афганистана. Вершины горных хребтов системы Гиндукуша и Паропамиза достигают здесь 7690 м. В центральной части Иранского нагорья располагаются пустыни Деште-Лут и Деште-Кевир.

Климат Иранского нагорья сухой, субтропический. Максимум осадков отмечается в зимне-весенний период во время прохождения средиземноморских циклонов.

Исследование климата этих районов затрудняется не только из-за того, что имеется ограниченный разрозненный материал метеорологических наблюдений за периоды различной длительности, но и из-за отсутствия описания местоположения станций. При наличии наблюдений на двух или трех станциях, расположенных в пустынях на расстоянии более 1300 км или на различных

¹ Статья печатается в дискуссионном порядке.

высотах в горах, трудность определения вертикального и горизонтального градиентов температуры воздуха усугубляется еще сложностью орографии нагорий и горных систем, занимающих большую часть территории зарубежной Азии. До настоящего времени изучению горизонтальных градиентов температуры воздуха не уделялось должного внимания. Это явилось одной из главных причин того, что на территории зарубежной Азии наименее изучены оказались пустыни и горные районы, расположенные в субтропических широтах.

Для построения карт средней месячной и годовой температуры воздуха для климатического атласа Азии нами были использованы данные, поступившие в СССР из Ирана (табл. 1), а также материалы, опубликованные в отечественных и зарубежных изданиях [3—8]. В последних работах для большей части станций, расположенных на территории Иранского нагорья, средняя месячная и годовая температура воздуха рассчитана из рядов наблюдений от 10 до 30 лет в пределах периода 1930—1960 гг. В табл. 1 даны средние значения температуры за период 1940—1971 гг. При этом для 18 станций средние рассчитаны по наблюдениям за 21 год и более, а для 20 — за 10—16 лет. Из данных, опубликованных в Климатическом справочнике Азии [3], известно, что на территории Ирана среднее квадратическое отклонение средней месячной температуры воздуха достигает максимального значения в январе и составляет на севере Ирана $2,3^{\circ}\text{C}$, а на юге около 1°C . Ошибка средней месячной температуры воздуха за 10-летний период наблюдений на севере Ирана составляет $0,7^{\circ}\text{C}$, на юге $0,3^{\circ}\text{C}$. Ошибка в определении средней за 30-летний период наблюдений уменьшается в два раза.

В некоторых случаях для горных районов приходится использовать наблюдения продолжительностью менее 10 лет [1]. Например, при наблюдениях за 4 года ошибка средней с доверительной вероятностью 0,68 на территории Ирана изменяется от $1,1^{\circ}\text{C}$ на севере до $0,5^{\circ}\text{C}$ на юге. Средняя в этом случае может быть уточнена путем учета значений отклонений средней за этот период от многолетней средней по наблюдениям станции, имеющей многолетний период наблюдений или по данным, снятым с карт аномалий.

На территории Иранского нагорья основная часть станций расположена в долинах и на склонах гор. Степень расчлененности рельефа и формы рельефа и различная ориентация склонов оказывают существенное влияние на формирование ночного и зимнего выхолаживания. Для их учета в субтропических широтах необходимы организация специальных экспедиционных наблюдений, наличие описания местоположения станций и разработка способов оценки влияния макроклиматических условий на термический режим приземного слоя атмосферы [4]. Так, для определения вертикального градиента были построены графики связи средней месячной температуры воздуха с высотой. В качестве примера один из таких графиков представлен на рис. 1. Из этого графика

Средняя месячная и годовая температура воздуха. Иран

Станция	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Хой	1157	-1,4	1,0	7,1	11,5	17,4	21,5	24,8	24,6	19,7	13,5	7,5	2,2	12,5
Тебриз	1349	-1,9	-0,2	5,1	10,7	16,6	21,3	25,1	25,1	20,7	13,7	6,8	1,3	12,0
Резаие	1313	-1,1	0,4	5,9	11,4	16,7	20,4	24,6	24,5	20,4	14,2	7,8	2,0	12,3
Пехлеви	16	7,2	7,0	8,6	12,9	19,1	21,2	25,5	25,4	22,2	18,2	13,0	9,5	15,8
Решт	7	6,9	7,1	9,5	13,5	19,1	22,2	24,3	24,5	21,4	17,1	12,5	8,8	15,6
Рамсер	20	7,9	7,7	9,1	12,6	18,2	22,0	24,7	25,0	22,2	17,9	13,5	10,0	15,9
Горган	105	8,4	9,1	11,1	15,1	21,8	25,2	27,5	27,8	24,5	19,1	13,8	10,0	17,8
Бабольсер	21	7,7	7,9	10,0	13,8	19,7	24,7	25,9	26,0	23,2	18,5	13,2	9,8	16,7
Зенджан	1663	-1,2	0,4	5,7	9,9	15,7	20,0	23,3	23,2	18,9	13,0	6,9	1,3	11,4
Шахруд	1366	1,7	4,1	8,9	14,9	19,8	23,2	25,8	24,9	20,9	15,0	8,5	3,7	14,3
Мешхед	985	1,5	3,8	8,0	13,4	19,0	23,2	25,8	24,1	19,6	13,9	7,7	3,3	13,6
Саккыз	1476	-1,8	-0,7	7,3	9,5	15,7	20,0	24,5	23,8	18,7	13,2	7,2	0,7	11,5
Казвин	1304	1,9	3,6	8,6	13,0	19,1	23,7	26,3	26,2	22,1	16,1	9,2	4,2	14,5
Себзевар	944	2,9	6,2	11,1	16,4	22,3	26,9	29,4	27,4	23,2	17,2	10,0	4,5	16,5
Тегеран	1191	3,4	5,5	10,2	15,4	21,8	26,5	29,5	28,7	24,5	18,3	10,8	5,3	16,7

Станция	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Семнан	1138	3,8	6,5	11,6	16,5	23,5	28,4	30,8	29,9	24,9	18,6	11,6	6,0	17,7
Торбат	1333	1,4	4,6	9,3	14,0	20,2	24,5	26,2	24,8	20,7	15,0	8,5	3,9	14,4
Сененедж	1373	0,1	2,1	7,4	11,1	17,0	22,7	27,2	26,2	21,6	15,2	8,4	3,1	13,5
Хамадан	1644	-1,3	0,4	5,6	10,3	15,2	20,0	24,1	23,6	19,0	13,2	6,4	1,1	11,5
Керманшах	1322	2,1	3,3	7,6	11,9	17,1	22,4	27,0	26,1	21,4	15,9	9,3	4,2	14,0
Эрак	1754	0,0	2,7	8,6	12,8	18,8	23,9	26,9	25,8	21,6	15,5	8,1	2,8	14,0
Табас	691	7,5	10,4	16,3	20,1	26,3	31,6	33,5	33,7	27,8	21,9	14,4	8,4	21,0
Хорремабад	1160	6,3	7,8	11,4	15,3	21,2	26,2	30,2	29,6	25,3	19,8	13,1	8,1	17,9
Бирдженд	1456	5,1	7,5	12,9	17,1	22,4	26,6	28,1	26,3	22,6	17,4	10,8	6,1	16,9
Исфахан	1590	3,5	6,2	10,6	15,0	20,5	25,8	28,2	26,8	22,8	16,2	9,7	4,4	15,8
Дизфуль	143	11,9	14,1	17,9	22,2	29,7	34,1	36,8	35,7	31,6	26,1	19,0	13,1	24,4
Шахр-Корд	2066	-2,1	1,7	6,9	10,8	18,1	20,9	24,1	23,3	18,4	13,5	7,3	1,9	11,9
Иезд	1230	6,1	9,0	13,7	18,8	24,5	29,4	31,7	29,8	25,3	19,1	11,6	6,7	18,4
Ахваз	18	12,3	14,4	19,1	24,0	30,3	34,2	36,2	35,5	31,8	26,6	19,4	13,4	24,8
Абадан	11	13,0	14,9	19,3	24,5	30,4	34,6	36,0	35,8	32,4	27,1	19,7	14,0	25,1
Керман, аэропорт	1749	4,6	7,6	11,8	16,1	21,2	25,4	27,0	25,0	21,2	15,8	9,5	5,6	15,9
Шираз	1505	6,1	7,9	11,8	15,6	21,3	25,8	28,4	27,4	23,8	18,2	11,8	7,3	17,1
Захедан	1370	7,1	10,7	15,6	19,5	24,3	27,0	28,1	26,1	22,3	17,7	12,4	8,6	18,3
Бам	1067	10,6	13,6	18,8	22,5	27,7	31,6	32,2	31,0	27,9	23,6	16,4	11,9	22,3
Бушир	4	14,2	15,5	19,1	23,7	28,3	30,7	32,7	32,7	30,2	26,1	20,9	16,1	24,7
Бендер-Абас	10	18,5	20,0	23,5	26,6	30,9	33,4	34,6	34,3	32,8	30,0	24,5	19,7	27,4
Ираншехр	566	15,2	17,7	22,2	26,4	32,4	36,2	37,1	35,8	31,9	27,2	20,9	15,9	26,6
Джаск	4	19,9	20,3	23,7	26,5	29,9	32,1	31,8	31,6	30,6	28,4	24,3	21,4	26,7

следует, что зависимость температуры воздуха от высоты выражена не достаточно четко. Это объясняется тем, что на распределение температуры воздуха на уровне подстилающей поверхности влияют многие факторы, главные из которых необходимо учитывать при построении климатических карт.

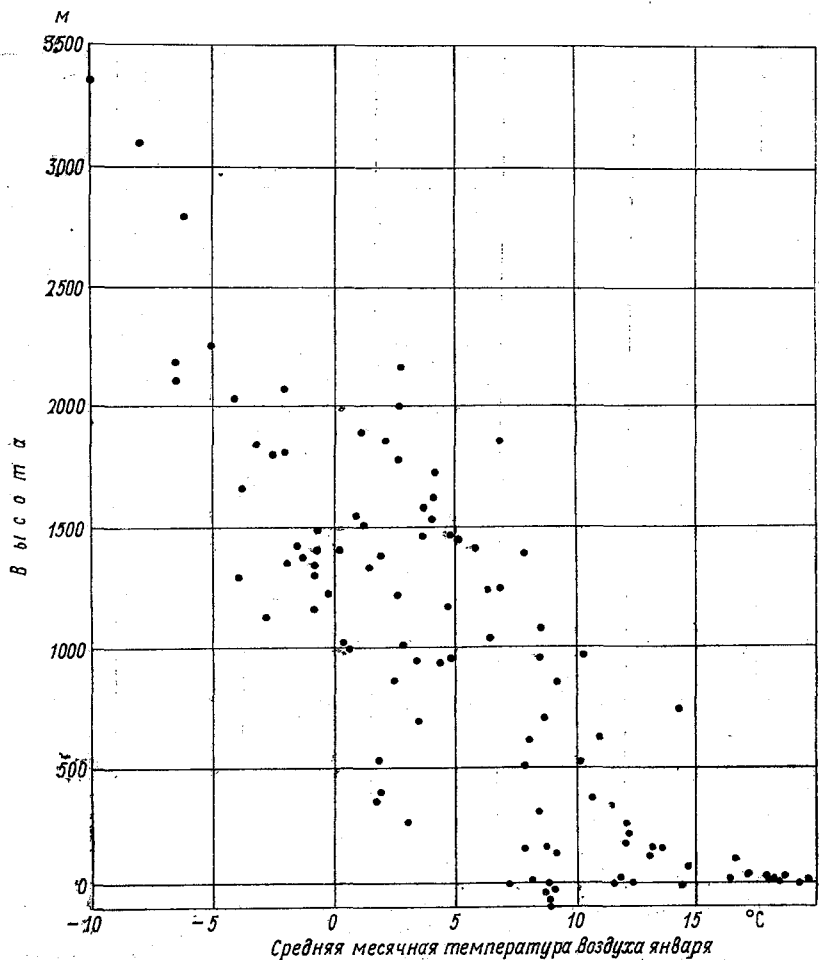


Рис. 1. Связь температуры воздуха с высотой станции.

В связи с этим нами предлагается график (рис. 2), из которого следует, что при фиксированном значении средней месячной температуры воздуха в июле аномально высокая температура воздуха в январе отмечается на побережье Каспийского моря и Персидского залива. Это объясняется не только различием в физических свойствах основных типов подстилающей поверхности (воды и суши), но и различиями в абсолютных высотах прибрежных

станций и станций, расположенных на разных высотах. Две группы точек, расположенные в верхней части графика на значительном расстоянии друг от друга, относятся к станциям, находящимся в одних микроклиматических условиях. Следовательно, различия в значениях средней месячной температуры обусловлены геогра-

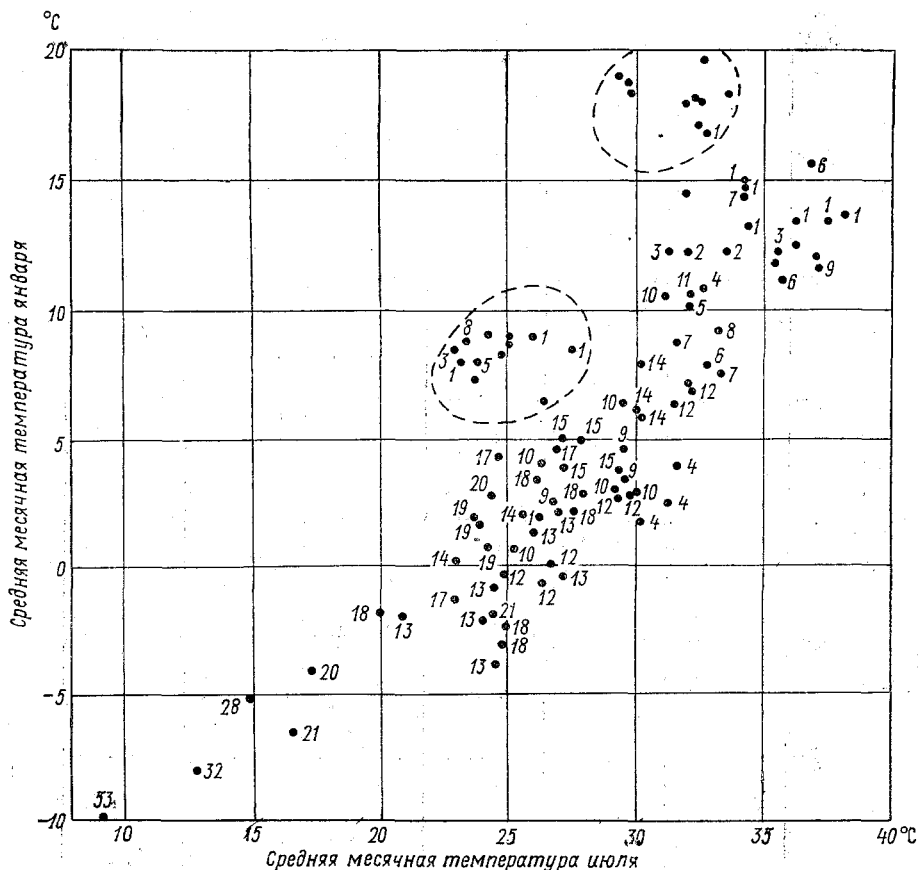


Рис. 2. Связь соотношения средней месячной температуры воздуха января и июля с высотой станции.

Цифры у точек обозначают высоту станции в сотнях метров. Станции, расположенные ниже уровня моря, даны без высот.

фической широтой. Это выявляется в расположении этих групп точек на графике относительно друг друга. Вместе с тем заслуживает внимания и тот факт, что станции, имеющие близкие высоты, располагаются на графике (рис. 2) определенными группами.

Для выявления более четкой зависимости между географической широтой, температурой воздуха и определения значения горизонтального градиента температуры воздуха нами предлагается другой график, характеризующий одновременно изменение тем-

пературы воздуха с изменением географической широты и абсолютной высоты над уровнем моря (рис. 3). По данным станций, расположенных приблизительно на одной высоте над уровнем моря, на рис. 3 проведена линия, которая характеризует распределение средней месячной температуры воздуха в зависимости от географической широты для указанной на графике высоты места над уровнем моря. Аналогично проведены и другие линии на этом графике. Учитывая разность значений температуры воздуха между этими линиями и разность в высотах между ними, можно опреде-

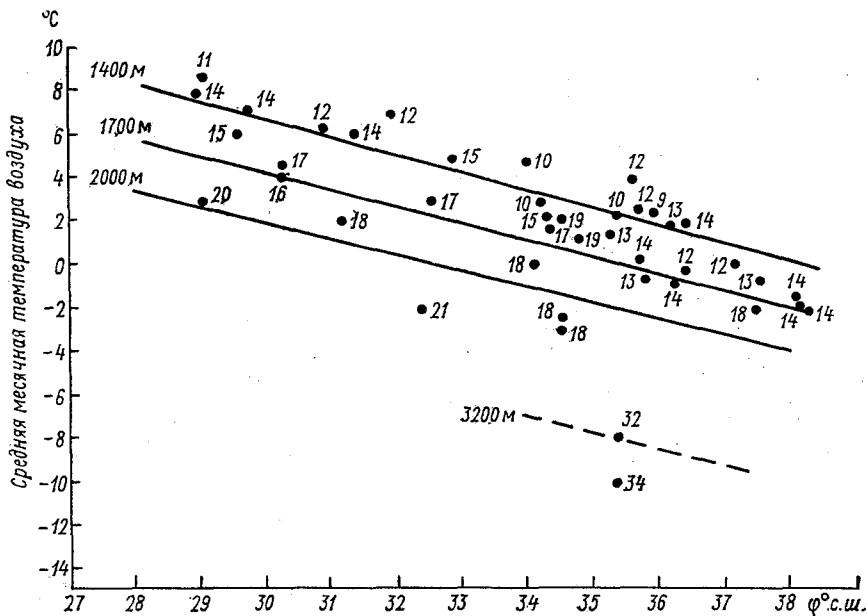


Рис. 3. Изменение температуры воздуха в зависимости от географической широты и высоты над уровнем моря.

Цифры у точек обозначают высоту станции в сотнях метров. Январь.

лить среднюю величину вертикального градиента средней месячной температуры воздуха. Наряду с этим по разности значений температуры воздуха на рассматриваемых географических широтах и по разности между этими географическими широтами представляется возможным рассчитать средний горизонтальный градиент средней месячной температуры для января, который существенно влияет на температуру воздуха. Из рис. 3 следует, что в дождливый сезон на территории Ирана горизонтальный градиент средней месячной температуры воздуха составляет (0,92—0,98°С) на 1° географической широты, а вертикальный градиент составляет (0,51—0,58°С) на 100 м. На основании этого представляется возможным определять температуру воздуха на уровне земной поверхности для любых высот. Так, на рис. 3 показана

пунктиром линия, характеризующая температуру воздуха на высоте 3200 м над ур. м. Около линии нанесены две точки (ст. Саланг южный и Саланг северный, которые расположены на территории Афганистана, с высотой 3200 и 3400 м), температура воздуха января в которых получена осреднением данных пятилетних наблюдений. Полученные позднее данные по Ирану также нанесены на эти графики. Хорошее согласование расчетных и эмпирических данных позволяет судить о достаточной точности предложенных комплексных графиков для Ирана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кодрау О. Д. Климат Эфиопии. Л., Гидрометеиздат, 1964.
2. Кодрау О. Д. Климатические закономерности и характеристика климата Центральной Америки и Вест-Индии.— «Труды ГГО», 1967, вып. 212, с. 35—48.
3. Климатический справочник зарубежной Азии. Ч. 1. Под ред. А. Н. Лебедева и О. Д. Кодрау. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 10—17.
4. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1967, 286 с.
5. Петров М. П. Пустыни Центральной Азии. Т. 1. М.-Л., «Наука», 1966, с. 8—17.
6. Шарова В. Я. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 58—60.
7. Djavadi Ch. Climats de L'Iran. Paris, 1966, p. 68, 72, 80 (Monographies de la Meteorologie Nationale, N 54).
8. Climatological normals (Climo) for climat and Climat Ship stations for the period 1931—1960. WMO/OMM N 117. TP. 52. 1971, p. 40706, 40920.

О. Б. Пашина

ГОДОВОЙ И СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ ВОЗДУХА В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ СССР

Теплосодержание воздуха является комплексной характеристикой, зависящей от температуры и относительной влажности воздуха и используется при расчете систем отопления, вентиляции и кондиционирования воздуха. В инженерной практике [3] расчет теплосодержания влажного воздуха ведется по формуле

$$J = 0,24t + (597,4 + 0,43t) \cdot d \cdot 10^{-3} \text{ ккал/кг}, \quad (1)$$

где t — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), J — теплосодержание, отнесенное к 1 кг сухого воздуха (ккал/кг), d — влагосодержание воздуха (г/кг).

Влагосодержание воздуха определяется по формуле

$$d = 622 \frac{\varphi E}{p - 0,377\varphi E}, \quad (2)$$

где p — давление воздуха, φ — относительная влажность, E — упругость насыщенного водяного пара.

Расчеты повторяемости теплосодержания проводились по двумерному распределению повторяемостей температуры и относительной влажности воздуха. Каждому из сочетаний температуры и относительной влажности воздуха соответствует определенное значение теплосодержания воздуха, следовательно, от двумерного распределения повторяемостей температуры и относительной влажности воздуха легко перейти к одномерному распределению теплосодержания воздуха. Методика расчета теплосодержания воздуха приведена в [1].

Для целей кондиционирования воздуха обычно задаются определенные значения суммарной вероятности теплосодержания воздуха, по которым можно построить интегральные кривые распределения теплосодержания воздуха для любого месяца года и для любого срока наблюдений.

В настоящей статье рассматриваются некоторые особенности годового и суточного хода теплосодержания воздуха в различных

районах СССР. Повторяемость теплосодержания воздуха рассчитывается по всему положительному диапазону изменений теплосодержания воздуха.

Такие расчеты были сделаны для ст. Ростов-на-Дону. Полученные кривые годового хода дают возможность судить о распределении теплосодержания воздуха различной вероятности в целом за год и его суммарной вероятности за любой из месяцев года (рис. 1 а). Кроме того, кривые годового хода указывают на пределы изменения теплосодержания воздуха определенной вероятности в течение года, а также на диапазон изменения абсолютных значений рассматриваемого элемента в различные месяцы года.

По расположению изоплет на рисунке видно, что диапазон изменений теплосодержания летом почти в два раза больше, чем зимой. Это соотношение сохраняется для всех рассмотренных станций, хотя количественная сторона его меняется. На севере (Мурманск, Салехард) диапазон изменений теплосодержания воздуха летом составляет 13—16 ккал/кг, в то время как зимой 1,5—5,5 ккал/кг (табл. 1).

Таблица 1

Значения изменения теплосодержания воздуха (ккал/кг)

Станция	Лето	Апрель	Октябрь	Зима
Мурманск	13,5	5,5	6,5	5,5
Салехард	16,0	4,5	7,5	1,5
Вологда	14,5	8,5	8,5	4,0
Серафимович	13,0	10,0	12,0	5,5
Кочетав	11,0	8,0	7,0	3,0
Гурьев	14,5	12,0	13,0	7,0
Ростов-на-Дону	13,5	10,5	12,0	7,5
Тбилиси	11,0	10,5	12,0	7,5
Кушка	12,0	12,0	12,0	11,5

С продвижением к югу в летнее время диапазон изменений теплосодержания воздуха несколько уменьшается и резко сокращается различие с интервалами изменения теплосодержания зимой. На ст. Кушка уже в течение всего года диапазон изменений теплосодержания воздуха остается практически неизменным и составляет около 12 ккал/кг.

В ходе работы особое внимание обращалось на распределение кривых с определенной повторяемостью теплосодержания воздуха, а именно: 50 и 1%. Кривая 50%-ной вероятности теплосодержания воздуха согласуется с кривой распределения средних месячных значений теплосодержания.

В табл. 2 приведены значения теплосодержания, рассчитанного по средним месячным значениям температуры и относительной влажности воздуха (J_{cp}), и теплосодержания, равного 50%-ной повторяемости, рассчитанного непосредственно по двумерному комплексу (ст. Ростов-на-Дону). Из сопоставления этих двух значений

ккал/кг

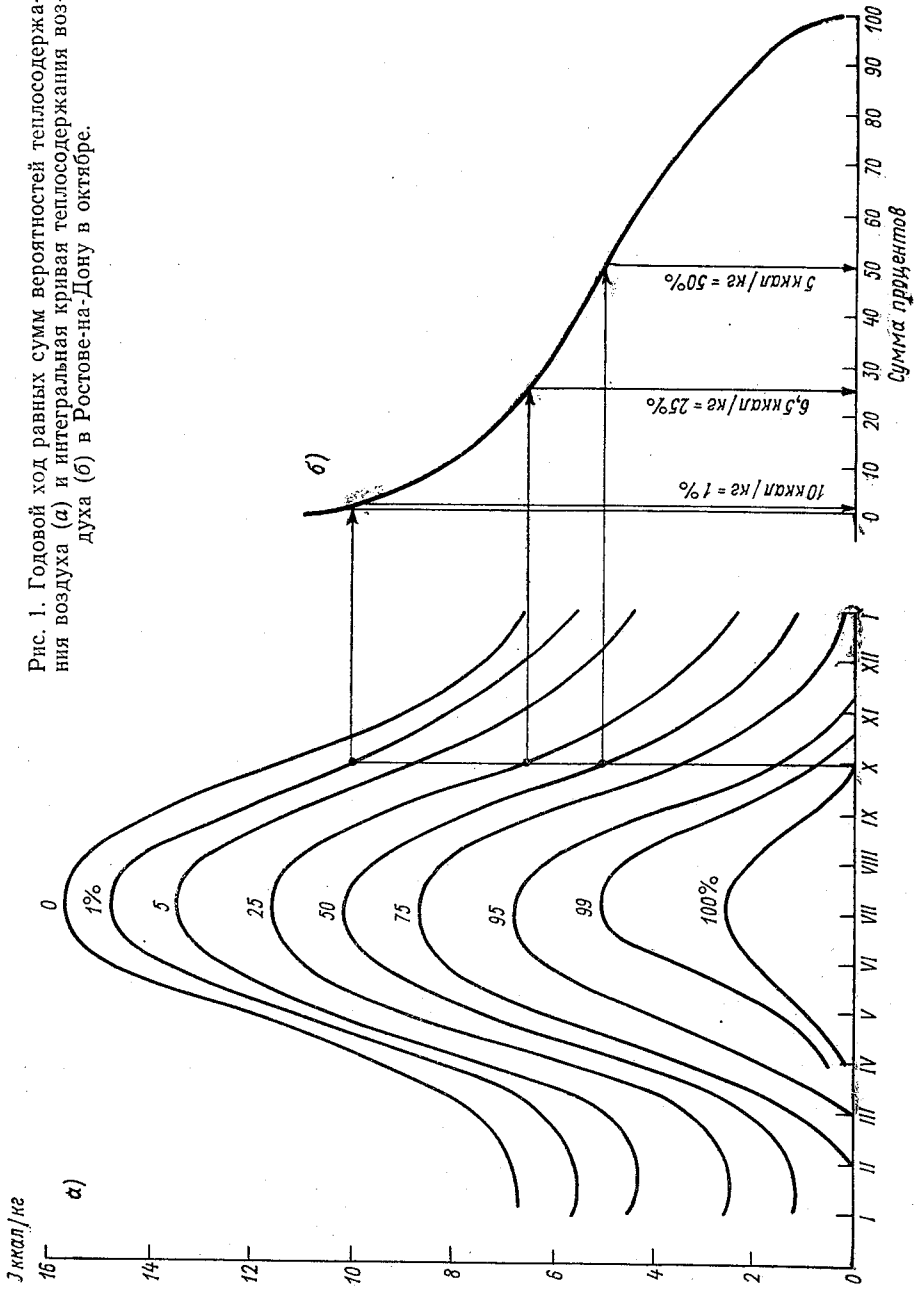


Рис. 1. Годовой ход равных сумм вероятностей теплосодержания воздуха (а) и интегральная кривая теплосодержания воздуха (б) в Ростове-на-Дону в октябре.

видно, что данные хорошо согласуются между собой. Этот факт дает возможность в дальнейшем при районировании теплосодержания воздуха на территории СССР опираться не только на данные, полученные непосредственно по двумерному комплексу температура — относительная влажность воздуха, число которых ограничено, но и на данные «Справочника по климату СССР».

Т а б л и ц а 2

Расчитанные значения теплосодержания (ккал/кг)
ст. Ростов-на-Дону

Месяц	1 ч		13 ч	
	$J_{\text{ср}}$	$J_{50\%}$	$J_{\text{ср}}$	$J_{50\%}$
III	1,6	1,8	2,7	2,7
IV	4,5	4,6	6,0	6,2
V	7,1	7,4	9,0	9,2
VI—VIII	10,5	10,3	12,3	12,2
IX	7,1	7,5	9,0	9,5
X	4,7	4,9	6,6	6,5
XI	2,5	3,1	3,7	3,7

Кривая 1%-ной вероятности теплосодержания воздуха характеризует крайне положительные значения теплосодержания воздуха, что необходимо для расчетов кондиционирования воздуха.

На рис. 2 представлен годовой ход теплосодержания с вероятностью 1 и 50% для пяти станций, расположенных в различных климатических условиях. Данные относятся к 13-часовому сроку наблюдений.

Летом максимальные значения теплосодержания воздуха 1%-ной повторяемости в различных районах территории СССР колеблются в незначительных пределах. Так, в таких различных по климату пунктах, как Вологда, Томмот, Ростов-на-Дону, Кушка, теплосодержание воздуха 1%-ной повторяемости имеет одно и то же значение, 16 ккал/кг. И только на крайнем севере кривая 1%-ной повторяемости теплосодержания воздуха проходит через более низкие значения теплосодержания (низкая температура воздуха, высокая относительная влажность). Это касается только летних месяцев. В остальное время года ясно выражены широтные различия в распределении теплосодержания на рассматриваемой территории. Это объясняется общей тенденцией понижения температуры воздуха и повышения относительной влажности.

В районах с резко выраженным континентальным климатом осенью, зимой и весной уровень 1%-ной повторяемости наступает при более низких значениях теплосодержания воздуха. Кроме того, необходимо отметить, что линия 1%-ной вероятности теплосодержания практически на всей рассматриваемой территории приходится на область положительных значений теплосодержания

Э ккал/кг

а)

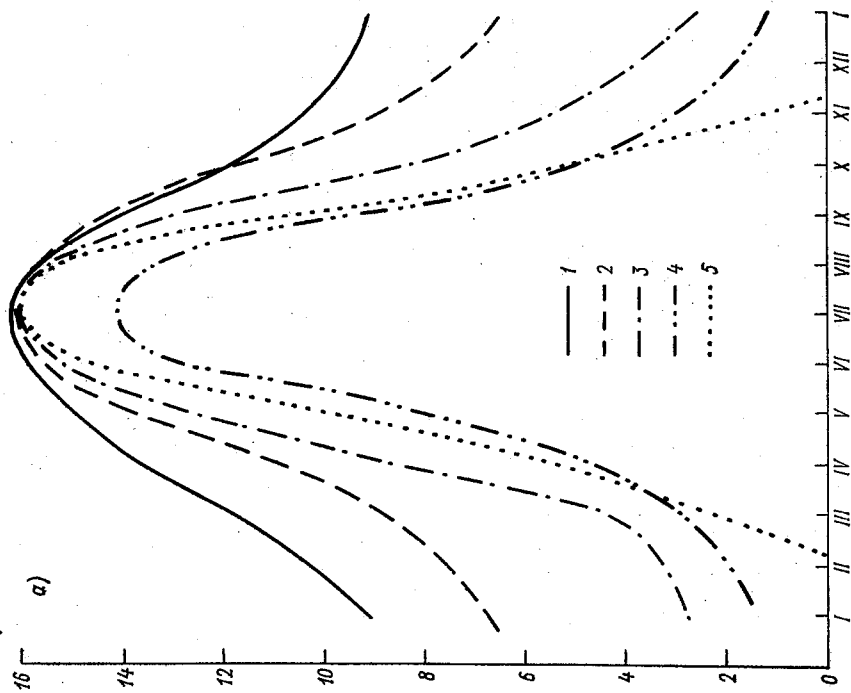
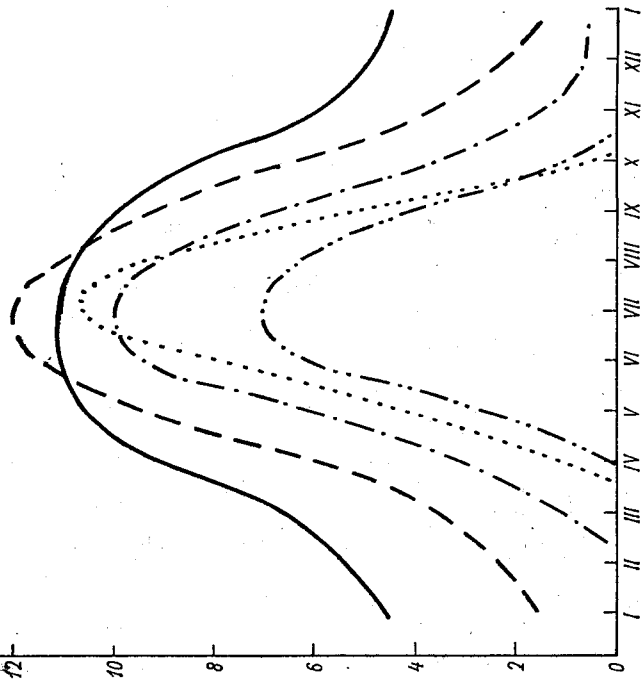


Рис. 2. Годовой ход теплосодержания воздуха влажностью 1% (а) и 50% (б).

1 — Кушка, 2 — Ростов-на-Дону, 3 — Вологда, 4 — Салехард, 5 — Томмот.

Э ккал/кг

б)



воздуха. Только на территории Якутской АССР, при большей продолжительности воздействия низкой температуры и сравнительно низкой влажности теплосодержание воздуха с повторяемостью 1% переходит нулевое значение. Диапазон изменения его на рассматриваемой территории увеличивается. Ярче выражено и влияние относительной влажности воздуха на абсолютные значения теплосодержания.

Так, например, максимальное значение теплосодержания воздуха 50%-ной повторяемости наблюдается не на крайнем юге территории СССР (Кушка), а в Ростове-на-Дону за счет более высокого уровня относительной влажности, обуславливающего и более высокие значения теплосодержания. Увеличивается диапазон изменения теплосодержания 50%-ной повторяемости по территории в летнее время, хотя в годовом ходе пределы изменения теплосодержания 50%-ной повторяемости остаются меньшими, чем в остальное время года.

Исследование суточного хода теплосодержания воздуха ранее проводилось только для его крайних положительных значений. В статье рассматривается суточный ход теплосодержания воздуха во всем диапазоне положительных значений.

Общей закономерностью суточного хода теплосодержания воздуха для всей территории СССР является близость абсолютных значений теплосодержания в ночные и утренние сроки (1 и 7 ч), когда оно достигает минимальных значений, и совпадение дневных и вечерних максимальных значений (13 и 19 ч). Это дает возможность характеризовать суточный ход теплосодержания воздуха, анализируя его распределение по двум срокам — 1 и 13 ч. Исключение составляют только районы крайнего юга (Средняя Азия), где это соотношение нарушается и теплосодержание воздуха различно во все рассматриваемые сроки. Обуславливается это низким уровнем относительной влажности, в результате чего теплосодержание воздуха следует за ходом температуры воздуха как основным компонентом, определяющим абсолютное его значение.

Второй особенностью суточного хода является уменьшение значений теплосодержания воздуха в утренние часы (7) по сравнению с ночным сроком наблюдений весной и осенью. Данную особенность можно объяснить тем, что в южных районах к 7 ч температура воздуха остается еще на 1—2°C ниже ночных ее значений, а относительная влажность равна или несколько ниже ночной.

В летний период эти процессы более интенсивны, рост температуры воздуха от 1 до 7 ч и уменьшение относительной влажности ведут к тому, что минимальным теплосодержание воздуха остается в ночное время.

В районах с влажным климатом (как в южных, так и в северных) суточный ход теплосодержания воздуха незначителен. В летнее время суточная амплитуда теплосодержания воздуха составляет 1—2 ккал/кг, в остальные месяцы 0,5—1 ккал/кг. Основной

вклад в изменение теплосодержания воздуха происходит за счет изменения температуры воздуха при незначительном суточном ходе относительной влажности. В северных влажных районах амплитуда хода относительной влажности и температуры имеет невысокие значения, невелик и интервал изменений теплосодержания воздуха рассматриваемой повторяемости.

В Ростове-на-Дону амплитуда суточного хода теплосодержания по абсолютным значениям уже больше, явно выражен суточный ход и в зимнее время. Однако колебания теплосодержания воздуха в течение суток несколько увеличиваются только в период положительных температур.

С увеличением континентальности, с увеличением амплитуд суточного хода температуры и относительной влажности воздуха меняется и характер распределения теплосодержания воздуха. Так, на ст. Томмот амплитуда колебаний теплосодержания воздуха 50%-ной повторяемости меняется от минимума в зимний период (0,5 ккал/кг) до 3 ккал/кг летом. Теплосодержание 50%-ной повторяемости воздуха летом в 13 и 19 ч остается практически одинаковым, а в 1 и 7 ч различается более чем на 0,5 ккал/кг.

Рассматривая распределение теплосодержания воздуха 50%-ной повторяемости по территории, необходимо отметить, что максимальных значений оно достигает не в самых южных районах, а в районах с высокими значениями температуры и относительной влажности воздуха. В Тбилиси, Гурьеве, Ростове-на-Дону летом значения теплосодержания воздуха 50%-ной вероятности на 1,5 ккал/кг больше, чем на ст. Кушка. В остальное время года с повышением общего фона относительной влажности теплосодержание воздуха 50%-ной повторяемости распределяется в прямой зависимости от широты места.

Широтный ход теплосодержания связан с температурой воздуха, однако режим относительной влажности воздуха вносит свои изменения в распределение теплосодержания. Так, станции Вологда и Томмот, расположенные на одной широте, существенно различаются по значениям теплосодержания 50%-ной повторяемости в течение всего года. Влажный прохладный климат севера ЕТС обуславливает зимой, весной и осенью более высокие значения теплосодержания воздуха, чем резко выраженный континентальный климат юга Якутии. Зато летом днем значения теплосодержания воздуха 50%-ной вероятности в Вологде на 1 ккал/кг меньше, чем в Томмоте, имеющем более высокие температуры воздуха в этот период. В ночное время теплосодержание воздуха 50%-ной повторяемости в Вологде больше, чем в Томмоте, за счет больших амплитуд суточного хода температуры воздуха в последнем.

Анализ данных по годовому ходу теплосодержания воздуха в различных климатических районах показал, что максимальных значений оно достигает не на крайнем юге, а в областях с высокими значениями относительной влажности и температуры воздуха. Этот вывод относится и к абсолютным максимумам

теплосодержания воздуха и к теплосодержанию определенной вероятности.

Суточный ход теплосодержания воздуха на территории СССР весьма разнообразен. Разнообразие его необходимо учитывать при определении расчетных характеристик работы кондиционеров.

При районировании территории СССР по теплосодержанию воздуха заданной повторяемости следует опираться на массовый материал Справочника по климату СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анапольская Л. Е., Пашина О. Б., Успенская Л. Б. Климатические параметры для главы СНиП 11. Отопление, вентиляция, кондиционирование воздуха. Информ. письмо ГУГМС № 19, М., Гидрометеонздат, 1972, с. 50—57.
2. Анапольская Л. Е., Пашина О. Б. Особенности суточного хода теплосодержания воздуха на территории СССР.— «Труды ГГО», 1973, вып. 305, с. 53—60.
3. Нестеренко А. В. Основы термодинамических расчетов вентиляции и кондиционирования воздуха. Изд. 2. М., «Высшая школа», 1965, 486 с.

Н. И. Новожилов

НЕКОТОРЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИИ¹

Термин «мезометеорология» впервые был применен Свинглом и Розенбергом в 1953 г. в работах по радарной метеорологии [13], и, по-видимому, он вполне отражает методику использования метеорологического локатора как адекватного средства для изучения мезомасштабных систем облаков и мезо процессов.

Мезомасштабный анализ атмосферных процессов с использованием метеорологического радиолокатора впервые был применен в США несколько раньше, в 1946 г., в связи с исследованиями по проекту «Гроза». Прошедшие после этого три десятилетия явились для мезометеорологии периодом формирования ее как нового раздела метеорологии. Однако для своего окончательного становления эта новая наука нуждается в разрешении ряда вопросов. Так, прежде всего необходимо разработать классификацию мезообъектов, выявленных за это время, что позволит систематизировать проведенные исследования. Классификация в свою очередь позволит более отчетливо увидеть сходство и различие мезообъектов и уточнить методику их изучения. Необходимо также обобщить имеющиеся сведения о физических процессах образования мезообъектов. Некоторые предложения по решению этих вопросов излагаются в данной статье.

1. Схема классификации атмосферных мезомасштабных объектов

Мезообъекты в отличие от соответствующих (по названию) макрообъектов имеют прежде всего свои пространственные и временные масштабы. Размеры мезообъектов имеют порядок $10-10^2$ км, а продолжительность их существования не превышает 12 ч. Но кроме масштабных отличий мезообъекты имеют также и другие, нередко принципиальные, отличия от своих макроаналогов, на чем мы остановимся в дальнейшем.

¹ Содержание доклада, прочитанного в Ереване 22 октября 1976 г. на совещании по проблеме «Исследование взаимодействия мезо- и макромасштабных процессов в атмосфере».

Разделение мезообъектов на классы (табл. 1) сделано по признаку основных метеорологических параметров, определяющих погодное значение объектов данного класса. Предложенные четыре класса охватывают главнейшие параметры, а с ними и основные погодные мезомасштабные явления.

Виды мезообъектов внутри каждого класса намечены по физическим признакам самих объектов (их форма, структура и пр.). Разделение видов на подвиды сделано с учетом процесса образования мезообъектов.

Связь мезообъектов с определенными макросиноптическими условиями, что представлялось некоторым исследователям, например Тепперу [22], вполне закономерным, в действительности оказалась малонадежной. Достаточно характерным для мезообъектов явилось наличие размытого барического поля, т. е. отсутствие сколько-нибудь определенной макросиноптической ситуации. Однако и в одних и тех же макросиноптических условиях одновременно находятся мезообъекты разных классов, видов и подвидов.

Заметим, что упомянутые в классификации процессы, как-то: вертикальные токи, конвергенция, вихревые и волновые движения, конвекция — все они подразумеваются как мезомасштабные, находящиеся в каком-то сочетании с локальными процессами. Однако модели их пока не разработаны, существуют лишь попытки выявить их, как, например, поиски возможной модели мезомасштабных вертикальных токов [10].

Приведенная классификация охватывает 26 мезообъектов, но она еще не может считаться полной. В литературе упоминаются, например, мезогребни и мезоложины, о которых, однако, никаких сведений, кроме масштабных особенностей, не приводится.

По-видимому, включать в классификацию такие объекты пока преждевременно. В работе [19] упоминается о воздушной мезомассе, а в некоторых работах и о мезофронте. Однако пока неясно, все ли макрообъекты должны иметь свои аналоги среди мезообъектов.

На рис. 1 приводится схема расположения мезообъектов в пределах воздушной массы, но на единственной схеме невозможно было показать такие региональные мезообъекты, как горные, океанические и пр. Не показаны также очаги тепла и холода, связанные с барическими парами, и линии шквала вблизи холодного фронта.

Цифровые обозначения мезосистем даны в соответствии с их обозначениями в классификации. Так, *мН* в барической паре имеет обозначение I 1,2, *мВ* — I 2,2, волновая мезоструя — II 1,1, инверсия под этой струей — III 1,1; конвергентная мезоструя II 1,2 показана под грозовым очагом IV 3,1, справа от грозового очага — высотная циркуляция II 2,1, между валом облаков IV 3,4 и грозовым очагом показан задерживающий слой III 1,2 и так далее.

Большое разнообразие мезообъектов в пределах так называемой однородной воздушной массы указывает на разнообразие

Виды, подвиды	Процессы образования, типичные макросиноптические условия
I класс. Барические объекты	
1. Мезоциклоны — <i>мН</i> 1) арктические	Вертикальные движения, обусловленные температурными контрастами подстилающей поверхности; размытое барическое поле
2) в тылу шкваловых линий в барических парах	Активный подъем воздуха термического и динамического характера; вблизи фронтов
2. Мезоантициклоны — <i>мВ</i> 1) орографические	Скопление воздуха с наветренной стороны гор; устойчивый активный перенос
2) в тылу шкваловых линий в барических парах	Оседание воздуха, охлажденного в результате испарения дождя; вблизи фронтов
II класс. Динамические объекты	
1. Мезоструи 1) волновые	Сгущение линий тока по вертикали при волновых движениях; периферия антициклона, а также условия образования фёна, в том числе в свободной атмосфере
2) конвергентные	Конвергенция горизонтального потока под мезосистемами облаков, обусловленная восходящими токами; устойчивый перенос в условиях активной конвекции
3) орографические	Всестороннее сгущение линий тока под влиянием орографии; условия образования боры, стокового, урсатьевского и других ветров в горных долинах
2. Мезоциркуляции 1) высотная	Вертикальные движения, вызывающие циркуляцию воздуха между мезосистемами облаков и окружающим безоблачным пространством; размытое барическое поле
2) бризовая	Вертикальные движения, обусловленные контрастом температур суша— море; размытое барическое поле
3) горно-долинная	Вертикальные движения, обусловленные орографией и контрастом температур гора—долина; размытое барическое поле

Виды, подвиды	Процессы образования, типичные макросиноптические условия
<p>3. Мезовихри</p> <p>1) при отсутствии вихревой облачности</p> <p>2) с вихревой облачностью</p>	<p>Вихревые движения в слоях небольшой толщины с участием вертикальных токов; размытое барическое поле</p>
<p>III класс. Термические объекты</p>	
<p>1. Инверсии и задерживающие слои</p> <p>1) инверсии, связанные с волновыми мезоструями</p> <p>2) задерживающие слои, связанные с опусканием воздуха между мезосистемами облаков</p> <p>2. Очаги тепла и холода в пограничном слое</p> <p>1) очаг тепла, связанный с <i>МН</i></p> <p>2) очаг холода, связанный с <i>МВ</i></p>	<p>Засасывающее действие струйного потока; условия образования волновых мезоструй</p> <p>Засасывающее действие струйного потока; условия образования конвективных мезосистем облаков</p> <p>Активное выделение скрытой теплоты конденсации; условия образования <i>МН</i></p> <p>Испарение капель дождя, условия образования <i>МВ</i></p>
<p>IV класс. Термодинамические или облачные объекты</p>	
<p>1. Мезосистемы в пределах фронтальных облачных систем в виде зон увеличения и снижения облаков</p> <p>1) на теплом фронте</p> <p>2) на холодном фронте</p> <p>2. Мезосистемы в виде шкваловых линий (линий неустойчивости)</p> <p>1) перед теплым фронтом</p> <p>2) перед холодным фронтом</p> <p>3) за холодным фронтом</p> <p>3. Мезосистемы в виде валов и очагов, не связанные с линиями шквалов</p> <p>1) грозовые очаги</p> <p>2) конвективные облака (открытые и закрытые ячейки) «хорошей погоды»</p> <p>3) бризовый пояс облаков</p> <p>4) валы и полосы облаков (в том числе в час восхода Солнца), зоны внутримассовых осадков</p> <p>5) «облачные улицы» пассатной зоны</p>	<p>Волновые движения, конвекция</p> <p>Волновые движения, конвекция</p> <p>Конвекция; область слабых барических градиентов</p> <p>Ячейковая конвекция; область слабых барических градиентов</p> <p>Конвекция над морем на границе бриза; область слабых барических градиентов</p> <p>Волновые движения на поверхностях раздела; область слабых барических градиентов</p> <p>Конвекция при наличии циркуляции между грядками облаков; условия пассатов</p>

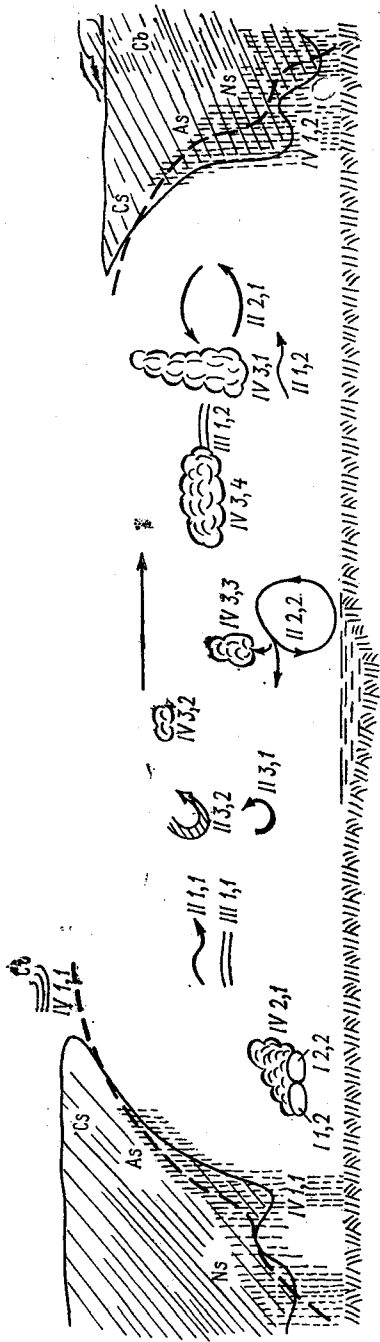


Рис. 1. Схема расположения мезомасштабных объектов в пределах воздушной массы.

Цифровые обозначения даны в соответствии с классификацией. Слева представлена схема облачности теплого фронта с мезосистемой облаков, обозначенной IV 1,1, справа — схема облачности холодного фронта с мезосистемой, обозначенной IV 1,2. Пунктирные линии на схемах — профили фронтальных поверхностей. Дополнительные пояснения — в тексте.

мезомасштабных условий и процессов даже в сравнительно небольших слоях и на сравнительно небольших расстояниях по горизонтали.

2. Основные характеристики мезообъектов

Рассмотрим кратко физические особенности мезообъектов и укажем литературу, содержащую более подробные сведения о них.

Барические объекты. Наибольший интерес представляют барические пары в виде *мН* и *мВ*. По данным [15 и др.], *мН* наблюдаются иногда в условиях восходящих токов, но при ясном небе, а для *мВ* нередки нисходящие движения, но дождливая погода. С барическими парами связаны огромные барические градиенты, которые в некоторых случаях оказываются на два порядка больше обычных [14]. Для них характерна так же, как и для других мезообъектов, большая изменчивость. Это показывает, что данные мезообъекты, как, впрочем, и все другие, не являются в полном смысле аналогами своих макрообъектов. Как в отношении механизма образования, так и в погодном отношении они являются объектами особого рода.

Наблюдаются они чаще всего в тропической зоне и сопровождаются такими опасными явлениями, как торнадо, ураганы, грозы, град. Однако повторяемость барических пар и в пунктах наблюдения тропической зоны обычно не превышает 10 раз в год.

Арктические *мН* упоминаются по данным [21]. Они возникают в неустойчивом арктическом воздухе над теплой водой на границе с ледяными полями. Диаметр их — от 75 до 150 км.

Орографические *мВ* отмечены на наветренной стороне Карпат как результат скопления воздуха при устойчивом активном переносе его [11].

В целом ярко выраженные барические мезообъекты нельзя считать достаточно частым явлением для умеренной зоны.

Динамические объекты. Мезоструи в отличие от макромасштабных струйных течений характерны значительным разнообразием. Как внутримассовые образования они подвержены большому влиянию суточного хода и нередко наблюдаются в течение всего лишь нескольких часов. Как и другие мезообъекты, не связанные с мощными конвективными облаками, они занимают слои толщиной обычно не более 1—2 км.

Подробное описание мезоструй, приведенное в работе [9], относится в основном к волновым мезоструям. Название «конвергентные» мезоструи приводится на основе [10] и других работ.

Среди других динамических объектов мезоструи являются наиболее распространенными. Они наблюдаются практически в любых макросиноптических условиях, хотя наиболее характерны для западной периферии антициклона.

Высотная мезоциркуляция приводится в соответствии с работой [17]. Сущность явления состоит в следующем.

Тонкие локальные кучевые облака вследствие истечения из них облачной массы обогащают окружающее пространство теплом

и влагой и тем самым поддерживают подток увлажненного воздуха из окружающего пространства к мезосистеме облаков. Вблизи вершин мезосистемы облаков наблюдается истечение тепла и влаги в окружающее пространство. Возникает, таким образом, внутриагосферная высотная циркуляция, при которой развитие мезосистем оказывается в какой-то мере независимым от подтока тепла и влаги снизу.

Мезовихри при отсутствии облаков относятся к наименее известным явлениям. Существуют, например, мезовихри с антициклональным вращением, они обнаружены по траекториям уравновешенных шаров-пилотов [3]. Поперечные размеры их — около 25 км. При наблюдениях на останкинской высотной башне удалось подробно исследовать вихри, выявляемые по изменению направления ветра в пункте наблюдения [2]. Горизонтальные размеры их — десятки и сотни километров, над местом наблюдения они проходят в течение периода до 7 ч. Форма их напоминает усеченный конус с малым нижним основанием и с наклоненной назад осью на угол до 5° . Для них характерна облачность нижнего яруса, исчезающая с прохождением вихря.

Вихревая структура облачности при наблюдении с земли не обнаруживается вследствие большого размера вихрей и относительно малой высоты облаков. Сведения об облачных мезовихрях были получены с помощью спутниковых наблюдений [4]. Автору довелось однажды наблюдать вихревое (циклоническое) движение облаков среднего яруса с поперечным размером круга около 20 км, но сформированного облачного вихря не было.

Термические объекты. Инверсии, включенные в классификацию, связаны с волновыми мезоструктурами [6], хотя можно предполагать, что мезоинверсии существуют и в связи с другими объектами. Задерживающие слои, наблюдаемые иногда в дни с кучевыми облаками, характерны, по-видимому, лишь для участков, расположенных между системами.

Очаги тепла и холода, связанные с барическими парами, простираются обычно не выше пограничного слоя. Они описаны в многочисленной литературе, указанной в [8].

Облачные объекты. Наиболее важными с практической точки зрения являются мезосистемы в пределах фронтальных облачных систем, поскольку расчет на классическую схему, предполагающую постепенное изменение высоты облаков, часто приводит к ошибкам в прогнозе. Вместе с тем повторяемость фронтов с мезосистемами облаков составляет, как можно считать, не более 30% общего числа случаев, и поэтому классическую схему следует рассматривать как наиболее характерную для преобладающего числа случаев.

Шкваловые линии, расположенные вблизи фронтов, являются достаточно изученными. Наиболее подробно они описаны в работах [13, 15, 17, 22]. Наименее изученными остаются облачные валы и зоны внутримассовых осадков, наблюдающиеся как вблизи

фронтов, так и вдали от них. Отличаясь небольшими размерами, они редко оказываются в поле зрения синоптика.

Конвективные мезосистемы не имеют крупномасштабных аналогов. Например, конвективная облачность холодных фронтов в действительности не является единой системой, она разделена на структурные элементы в виде мезосистем. Особый интерес представляют ячейковые системы, а также «облачные улицы» над океаном, над практически однородной поверхностью его. Эти мезосистемы показывают, что не все мезопроцессы имеют явную связь с подстилающей поверхностью. По-видимому, в атмосфере существуют мезонеоднородности, не связанные непосредственно ни с орографией земной поверхности, ни с тепловым разнообразием ее. Исследование этих мезонеоднородностей является важнейшей задачей науки.

Характерно, что при наличии мощных конвективных облаков нижележащий слой атмосферы приобретает особую мезоструктуру. Согласно [1], при грозах нижний слой всего лишь за несколько минут разделяется на 2—3 подслоя, в каждом из которых возникают новые профили температуры и скорости ветра.

Движение мезосистем облаков не всегда совпадает с общим движением. Согласно [16], мезосистемы кучевых облаков перемещаются в некотором отношении независимо от общего переноса. Результатом особого смещения мезообъектов является, например, объединение mH и mB в единую систему, а также слияние и разделение зон осадков [14].

Бризовый пояс облаков описан в ряде работ автора [5 и др.], а «облачные улицы» пассатной зоны подробно рассмотрены в [20]. О других облачных объектах сообщается в работах [7, 8, 10].

Облачные мезосистемы являются наиболее распространенными среди других мезообъектов.

3. Процессы образования мезообъектов

Приведенные данные показывают, что мезообъекты формируются под влиянием следующих процессов:

Процесс	Число объектов
1. Вертикальные токи	15
2. Волновые движения	2
3. Вертикальные токи и волновые движения	5
4. Орография	2
5. Понижения температуры при испарении дождя	2

Преобладающая роль принадлежит вертикальным токам. Если учесть, что волновые движения также сопровождаются вертикальным перемещением воздуха, то можно считать, что существование почти 85% всех подвидов мезообъектов обусловлено вертикальными токами. В наибольшей мере это относится к облачным

мезосистемам, на что указывали Теппер [22] и Бержерон [12]. Решающая роль в образовании мезообъектов внутримассовых мезомасштабных вертикальных токов подтверждает с полной очевидностью и внутримассовую природу самих мезообъектов. Это относится и к линиям шквала [18], которые в синоптическом анализе нередко ошибочно отождествляются с фронтами. Однако привычное представление о том, что вертикальные токи всегда обусловлены влиянием подстилающей поверхности, не может считаться теперь справедливым, о чем уже упоминалось выше. Тем более, как это показано в [10], в отношении мезомасштабных вертикальных токов.

Адвективные процессы непосредственно не участвуют в образовании облачных мезосистем, хотя под влиянием вертикальных токов эти системы образуются и на пространстве облачных полей, возникающих в результате адвекции. Отсутствие роли адвекции в формировании мезообъектов убеждает, что предполагать существование воздушных мезомасс и мезофронтов не приходится.

Выводы

1. Мезообъекты, насколько они изучены к настоящему времени, отчетливо разделяются на классы, виды и подвиды, соответственно по основным метеорологическим параметрам, физическим признакам и процессам образования.

Надежной связи мезообъектов с макросиноптической обстановкой не имеется. Это позволяет считать, что мезообъекты не относятся ни к начальной, ни к конечной стадиям существования соответствующих макрообъектов и представляют собой относительно независимый род атмосферных явлений.

2. В соответствии со своим масштабом мезообъекты (исключая представленные мощными облаками) занимают относительно небольшие слои, но могут располагаться одновременно на нескольких уровнях, заполняя собой всю воздушную массу. В мезомасштабном аспекте свойства воздушных масс являются весьма неоднородными.

3. Наряду со своими масштабными свойствами и большим разнообразием мезообъекты имеют также следующие особенности:

- 1) внутримассовое происхождение, а в связи с этим и большую зависимость от суточного хода;
- 2) образование их обусловлено главным образом наличием мезомасштабных вертикальных токов;
- 3) движение их происходит в какой-то мере независимо от общего переноса;
- 4) большая скорость процесса, обусловленная, в частности, огромными градиентами характеристик, особенно барических.

4. Важнейшей задачей мезометеорологии является изучение мезонеоднородностей, способствующих развитию мезомасштабных вертикальных токов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клинов Ф. Я. Температурно-ветровое поле в нижнем слое атмосферы при грозах.— «Труды ЦВГМО». 1975, вып. 3, с. 59—68.
2. Клинов Ф. Я., Гусев М. А. Мезомасштабные вихревые образования в нижнем слое атмосферы.— «Труды ЦВГМО», 1975, вып. 3, с. 86—93.
3. Курмачев А. А., Ляпина О. А. Оценка параметров мезомасштабных барических образований по траекторным измерениям.— «Труды САРНИГМИ», 1974, вып. 10 (91), с. 82—86.
4. Минина Л. С. Практика нефанализа. Л., Гидрометеоздат, 1970, 336 с.
5. Новожилов Н. И. Бризовый пояс облаков над Черным морем.— «Природа», 1961, № 7, с. 104—106.
6. Новожилов Н. И. Турбулентная инверсия — результат деятельности мезоструи.— «Метеорология и гидрология», 1963, № 10, с. 33—36.
7. Новожилов Н. И. Ветер и облака в час восхода Солнца.— «Природа», 1969, № 3, с. 69—70.
8. Новожилов Н. И. Облачные мезосистемы.— «Метеорология и гидрология», 1972, № 9, с. 38—46.
9. Новожилов Н. И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы.— «Метеорология и гидрология», 1973, № 5, с. 105—110.
10. Новожилов Н. И. Мезомасштабная структура облачного покрова и механизм формирования мезосистем конвективных облаков.— «Метеорология и гидрология», 1977, № 1, с. 112—117.
11. Прох Л. З. Характерные синоптические ситуации сильных ветров в Украинских Карпатах.— «Труды УкрНИГМИ», 1972, вып. 117, с. 29—48.
12. Bergeron T. Problems and methods of rainfall investigation.— Proceedings of the Cloud Physics Conference Woods Hole, Massachusetts, June 3—5, 1959. Ed. by Helmut Weickmann. American Geophysical Union, Washington, 1960. p. 5—25.
13. Fujita T. Results of detailed synoptic studies of squall lines.— *Tellus*, vol. 7, N 4, 1955, p. 405—436.
14. Fujita T. and Brown H. A. A study of mesosystems and their radar echoes.— *BAMS*, vol. 39, N 10, 1958, p. 538—554.
15. Fujita T., Newstein H., Tepper M. Mesoanalysis: and important scale in the analysis of weather data.— Res. Paper, N 39, US. Weather Bureau, 1956.
16. Hubert L. F., Timchalk A. Convective clouds as tracers of air motion.— U. S. Dep. Commer. Nat. Ocean. and Atmos. Admin. Nat. Environ. Satell. Serv. Techn. Memo., N 40, 1972.
17. Lewis J. M. Test of the Ogura-Cho model on a prefrontal squall line case.— *Mon. Wea. Rev.*, vol. 103, N 9, 1975, p. 764—778.
18. Lewis J. M., Ogura Y., Gidel L. Large-scale influences upon the generation of a mesoscale disturbance.— *Mon. Wea. Rev.*, vol. 102, N 8, 1974, p. 545—560.
19. Magono C., Harimaya T., Adachi S. An observation of the modification of a mesoscale cold airmass over a warm sea surface, utilizing the height and temperature of steam fog top.— Kucë çöcu. *J. Meteorol. Soc. Jap.*, ser. 2, vol. 52, N 2, 1974, p. 491—498.
20. Malkus J. S. Trade cumulus cloud groups: some observations suggesting a mechanism of their origin.— *Tellus*, vol. 9, N 1, 1957, p. 33—44.
21. Rable A. Arctic instability lows.— *Meteorol. Ann.*, vol. 6, N 11, 1975, p. 303—329.
22. Tepper M. Mesometeorology — the link between macroscale atmospheric motion and local weather.— *BAMS*, vol. 40, N 2, 1959, p. 56—72.

СОДЕРЖАНИЕ

И. Д. Копанев. Сравнение данных снегомерных съемок по треугольным и линейным маршрутам	3
Е. М. Карапетьянц. Климатические особенности положения границы распространения снежного покрова на территории СССР	16
Л. П. Наумова, Н. В. Кобышева. Использование марковской модели для оценки устойчивости норм и дисперсии	30
Д. Г. Мандель. Об анализе многолетних рядов влажности воздуха	35
Н. В. Кобышева, В. Д. Антонец. О методах анализа однородности климатологических рядов	45
Э. М. Скворцова. Проверка рядов средней месячной температуры воздуха на случайность по статистическим критериям	51
Ц. А. Швер. Полусуточные суммы осадков на равнинной территории СССР	58
Ц. А. Швер. О вычислении средних многолетних значений сумм осадков и температуры воздуха по административных районам	70
Э. Г. Богданова. Расчет числа дней с осадками разных градаций	80
З. М. Гришман, Г. Н. Коровин, Л. П. Клягина. К вопросу о статистической структуре поля летних осадков	87
Ж. Д. Алибегова, Э. Ш. Элизбарашвили. Структура бездождных периодов на территории Грузии	92
В. Д. Шаповалова. Распределение повторяемости ясного и пасмурного неба над северным полушарием по спутниковым данным	97
З. И. Фатеева, Н. В. Кобышева. Климатическая характеристика условий образования искусственных перистых облаков	102
О. Д. Кодрау. Комплексный учет широтного и вертикального градиентов температуры воздуха на территории Иранского нагорья	107
О. Б. Пашина. Годовой и суточный ход теплосодержания воздуха в различных районах СССР	115
Н. И. Новожилов. Некоторые положения мезометеорологии	123

Труды ГГО, вып. 404

ОБЩАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Редактор Л. В. Царькова. Техн. редактор М. И. Брайнина. Корректор Г. Н. Римант.

ИБ № 911

Сдано в набор 27.02.78. Подписано в печать 07.07.78. М.09557. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9. Уч.-изд. л. 8,9. Тираж 710 экз. Индекс МЛ-186. Заказ № 131. Цена 60 коп. Заказное. Гидрометеондат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.