

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06

778

ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 88

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ И СИНОПТИЧЕСКОЙ
КЛИМАТОЛОГИИ

Под редакцией
д-ра геогр. наук О. А. ДРОЗДОВА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



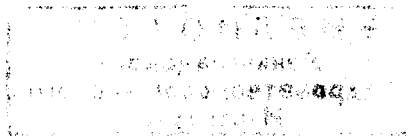
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1960

АННОТАЦИЯ

В статьях сборника приводятся данные о ветровом перераспределении осадков и отложениях гололеда в различных условиях рельефа, характеристика снегоотложений и ветрозащитного действия лесных полос. Рассматриваются микроклиматические особенности большого города. Дается оценка рассеяния и скорости переноса влаги. Исследуется изменчивость нижней границы облачности и возможность анализа аномалий температуры с учетом форм и интенсивности циркуляции. Исследуется связь изменчивости осадков с формами атмосферной циркуляции. Кроме того, дается ряд статей по климату отдельных районов СССР.

Сборник представляет интерес для широкого круга климатологов-синоптиков.



О ВЕТРОВОМ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ ОСАДКОВ В АТМОСФЕРЕ

На основании данных специальных наблюдений исследуется ветровое перераспределение осадков в приземном слое атмосферы и влияние ветра на величину вертикальных градиентов осадков. Предлагается пересмотреть программу работ метеорологических пунктов с тем, чтобы наблюдения над осадками всегда сопровождались наблюдениями над ветром. Даются рекомендации по определению ветровых поправок к вертикальным градиентам количества осадков.

На основании специально проведенных наблюдений авторы пришли к убеждению, что установление вертикальной поясности осадков в горных районах при помощи обычно применяющегося простого сопоставления сумм осадков по осадкомерам, расположенным на различных высотах, не отражает физической сущности явления. При этом не учитывается влияние ветра, который не только обуславливает неточный учет осадков прибором (осадкомером), но и их перераспределение в некотором слое атмосферы.

Отсюда следует, что определения количественных изменений сумм осадков по высоте без учета высотных изменений ветра дают результаты, отображающие не общие, а лишь какие-то частные закономерности, справедливые только для конкретных станций, использованных при исследовании зависимости осадков от высоты или для конкретных профилей местности, где расположены станции.

Сказанное относится к исследованиям П. И. Колоскова [1], определившего для Закавказья, Кавказа и Дальнего Востока возрастание сумм осадков на 20 % на каждые 100 м высоты, Шуберта, производившего аналогичные исследования в Силезии, И. Е. Бучинского [2], который нашел для Украины увеличение сумм осадков в среднем на 26 % на 100 м высоты, авторов [4], предполагавших, что для Северо-Востока СССР имеют место примерно однотипные кривые изменения градиентов осадков по высоте и др.

Выводы Г. П. Калинина и Т. С. Абальян [3], увязывающие распределение осадков с «шероховатостью», стоят уже несколько ближе к правильному решению задачи, поскольку принимаемой ими характеристикой шероховатости в известной мере косвенно учитывается влияние ветра на перераспределение осадков.

Исследованиями А. И. Воейкова еще в 1884—1901 гг. было доказано влияние леса на суммы осадков вследствие разницы ветрового режима в поле и в лесу. В 1933 г. А. П. Бочков [5] по данным 6 дождемеров в бассейне р. Перховки установил количественную связь лесистости территории с суммой осадков, что согласуется с распределением ветра.

Для исследования ветрового перераспределения осадков в приземном слое атмосферы авторами были установлены на метеоплощадке

Кулинской стоковой станции 6 дождемеров на расстоянии 1,5 м друг от друга, на высотах 0,0 (уровень земной поверхности), 0,2, 0,5, 1,0, 2,0 и 3,0 м. Наземный дождемер был надежно защищен от попадания в него капель. Для этого вокруг осадкомера был уложен мох-ягель, обладающий прекрасными свойствами впитывания влаги и амортизационными качествами, обеспечивающими гашение ударов дождевых капель. Рядом с каждым дождемером на высоте приемного отверстия были установлены анемометры Фусса. Такая установка действовала почти весь летний сезон 1956 г. Во избежание потерь осадков на испарение измерение их производилось сразу же после дождя.

Результаты наблюдений показаны на графике (рис. 1), который свидетельствует о наличии достаточно четкой связи между скоростью ветра и суммами осадков в приземном слое воздуха. По мере приближения к поверхности земли скорости ветра закономерно убывают, а суммы осадков соответственно увеличиваются.

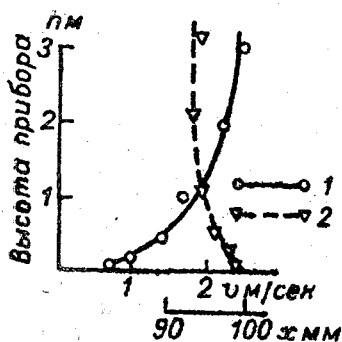


Рис. 1. Изменение осадков и ветра в приземном слое воздуха.

1 — скорость ветра (м/сек.), 2 — осадки (мм).

Разница в суммах осадков, измеренных на поверхности земли и на высоте 2 м, была отмечена еще Кошмидером, Вильдом и другими исследователями. На Кулинской стоковой станции параллельные наблюдения на уровне земной поверхности и на высоте 2 м производились двумя парами приборов в течение 5 лет, причем по подсчетам инженера В. М. Савченко в нижние приборы постоянно попадает на 6—8% больше осадков, чем в верхние.

Такой эффект является следствием двух главных факторов: во-первых, вихревых потоков, возникающих при встрече ветра с

прибором и приводящих к непопаданию осадков в прибор и к их «выдуванию» из прибора, и, во-вторых, ветрового перераспределения осадков. Под последним авторы подразумевают процесс изменения направления вертикального потока осадков, обусловленного воздействием ветра. При этом на единицу горизонтальной плоскости, принимающей осадки (будь это поверхность прибора или земли), придется тем меньше осадков, чем больше будет отклонение ветром потока осадков от вертикального направления. Что касается первого из указанных двух факторов, т. е. эффекта выдувания осадков из прибора вследствие вызываемых прибором завихрений, то имеются основания считать величину такого выдувания для жидких осадков незначительной. Подтверждением могут служить следующие доводы: благодаря самой структуре снежинок зимние осадки являются более чувствительным индикатором аэродинамических качеств прибора, нежели летние, состоящие из сравнительно тяжелых дождевых капель, обладающих при падении большей инерцией.

Сравнение показаний дождемеров с конусной защитой и осадкомеров Третьякова, сделанное авторами, свидетельствует об отсутствии существенного различия в суммах жидких осадков, учитываемых этими приборами.

Из табл. 1 видно, что даже для наиболее ветрового района Нагаево разница в суммах жидких осадков по двум приборам не превышает 2%. Особый интерес представляют данные, которые приводит В. Г. Волох [7]. Согласно этим данным, при сравнении материалов по 29 метеорологическим станциям за 203 летних месяца разности между

показаниями осадкомера и дождемера находятся в пределах точности измерений (около $\pm 1\%$).

Таблица 1

Сравнение жидких осадков по дождемеру и осадкомеру

Метеостанция	Средняя скорость ветра за VI, VII и VIII (м/сек.)	Сумма осадков с VI по VIII (мм)			Период наблюдений
		дождемер	осадкомер	отклонение (%)	
Нагаево	4,6	195,1	198,4	2	1949—1952
Пестрая Дресва	2,7	198,7	201,5	1	1949—1952
Стрелка	2,1	154,2	153,4	—1	1950—1952
Средникан	1,8	157,1	155,5	—1	1949—1952

Наконец, мы сравнили данные по суммам жидких осадков, измеренных осадкомерами Третьякова, дождемерами с защитой Нифера, плювиографами и наземным дождемером ГГИ-3000. Оказалось, что осадкомер Третьякова, несмотря на аэродинамические преимущества, улавливает примерно столько же жидких осадков, сколько и другие приборы.

Для исследования ветрового перераспределения осадков в горном районе на Кулинской стоковой станции в 1951 г. были установлены рядом с 7 (из 11) осадкомерами приборы, измеряющие скорость и направление ветра (флюгеры и ветромеры). Наблюдения над ветром на всех метеопунктах производились 2 раза в сутки одновременно с измерением осадков. Метеопункты установлены на небольшой площади размером около 3 км² так, чтобы осветить диапазон высот от 840 до 1315 м над уровнем моря. Таким образом, удалось собрать значительный материал по осадкам и ветру на очень малой площади, где горизонтальная зональность осадков не имеет практического значения.

При сопоставлении месячных сумм осадков и средних месячных скоростей ветра отчетливо видна тенденция зеркального отображения кривых изменения с высотой скоростей ветра и сумм жидких и твердых осадков. Абсолютные значения зимних осадков в районе Кулинской станции очень малы по сравнению с летними, поэтому степень кривизны кривых распределения осадков летом получается больше, чем зимой, что является искажением реальной картины, поскольку отклоняющее влияние ветра на снег должно быть большим, чем на дождь. Это подтверждается при рассмотрении относительных величин, выраженных в процентах от количества осадков любой (например, нижней) станции. Не имея возможности по техническим причинам привести здесь графики, ограничимся утверждением, что за весь период (с 1951 по 1956 г.) для всех месяцев наблюдается аналогичная картина, т. е. имеет место изменение месячных, сезонных и годовых сумм осадков не только в зависимости от высоты местности, но и от изменения скорости ветра. Суммы осадков с повышением местности возрастают (до определенной высоты), затем убывают, но рост их и убывание менее согласуются с изменением высоты местности, нежели с изменением скорости ветра.

Очень важно, что даже некоторые отдельные дожди дают распределение осадков, хорошо согласованное с распределением ветра по вертикали, но, конечно, при этом нет такой плавности кривых, какая получается для осадков и ветра, осредненных за более продолжительный период. Это и понятно, поскольку четырехсрочные, а особенно двухсрочные наблюдения над ветром могут не дать характеристики ветрового режима в период выпадения осадков.

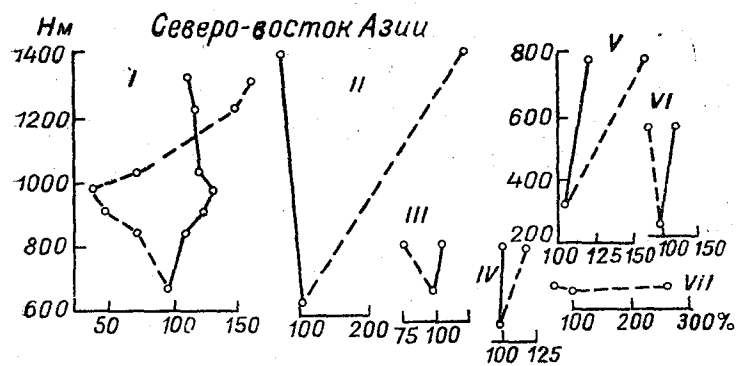
Соотношения между осадками и ветром рассмотрены по Кулинской стоковой станции в первую очередь потому, что здесь имеется сеть очень близко расположенных метеопунктов, данные которых удовлетворяют условиям сопоставления. Но возникает вопрос, можно ли считать рассмотренные по Кулинской стоковой станции соответствия в распределении ветра и осадков по высотам характерными для всей территории Северо-Востока и для других районов. Будут ли эти соответствия общими или же они отражают закономерности, присущие лишь данному локальному району? Для выяснения этого вопроса интересно сопоставить суммы осадков и скорости ветра на различных высотах, а также на равнинах, но с различным ветровым режимом по станциям других районов. Между тем это сделать нелегко, потому что для сравнения данных можно выбрать из всех метеостанций лишь небольшое количество таких, которые удовлетворяли бы следующим условиям: станции должны быть расположены достаточно близко друг от друга, чтобы горизонтальная зональность осадков, измеряемых на этих станциях, практически была неощутимой, но желательно, чтобы они отличались по ветровому режиму, остальные физико-географические условия должны быть примерно аналогичными. Например, не следует сравнивать осадки и ветер по станциям, одна из которых расположена на берегу моря, а другая — в континентальной части или одна станция расположена на склоне, встречном по отношению к преобладающим влагонесущим потокам, другая — на противоположном склоне. На сравниваемых пунктах должен быть полный комплекс наблюдений над осадками и ветром (что в настоящее время встречается очень редко). В горных районах желательно производить сравнение по станциям, расположенным на различных высотах, но так, чтобы разности высот были не очень малыми и не слишком большими.

Были отобраны группы станций (по две станции и более в каждой группе), более или менее отвечающие вышеуказанным условиям (хотя из-за несовершенства размещения и программ наблюдений далеко не полностью) и произведено сравнение скорости ветра и осадков за летний период. Использование данных только за теплый сезон позволяет избежать больших ошибок, связанных с неточностью измерения твердых осадков вследствие эффекта их выдувания (непопадания). Кроме того, именно вследствие гораздо меньшего выдувания из прибора жидких осадков по сравнению с твердыми можно получить более выразительную картину ветрового перераспределения осадков.

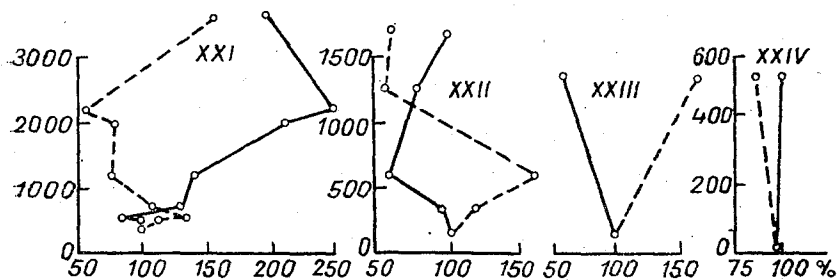
Сравнение произведено по группам метеорологических станций, приведенных в приложении.

Выявление общего характера закономерностей распределения осадков и ветра по высотам производилось простым способом нанесения на совмещенные графики данных по каждой группе станций. Как видно на рис. 2, данные по 80 станциям в различных районах Советского Союза подтверждают закономерность, выявленную на Кулинской стоковой станции. Для удобства изображения и лучшей сравнимости на графики нанесены относительные значения осадков и ветра в процентах от данных нижерасположенной станции по каждой группе. Таким образом, имеется основание считать отмеченные закономерности общими для самых различных районов. Совершенно отчетливо можно видеть, что изменение количества жидких осадков (а твердых, должно быть, тем более) по высоте идет в каждом случае своеобразно и в достаточно тесной зависимости от изменений ветра. Особенно обращают на себя внимание данные по группам станций I, VIII, XII, XXI и XXII (рис. 2).

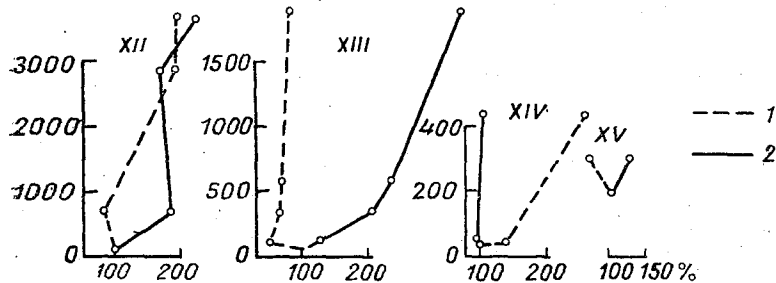
Можно также заметить, что когда изменение ветра по высоте незначительно и кривая ветра располагается почти вертикально (группы XIII,



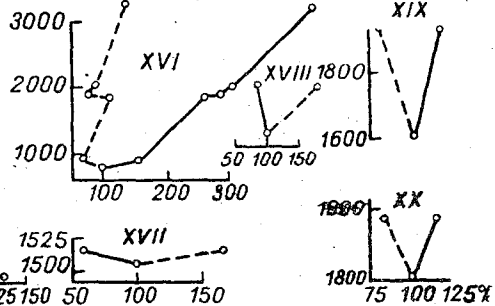
Осадки и ветер в процентах от нижней станции
Грузия



Северный Кавказ



Армения



Крым

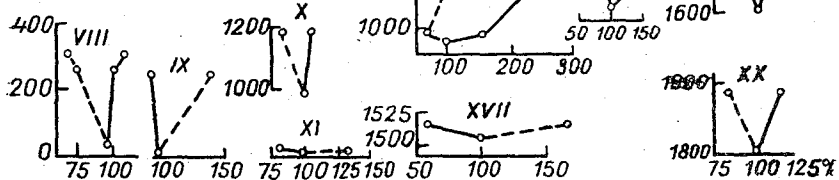


Рис. 2. Изменение летних осадков и ветра с высотой.
1 — скорость ветра (м/сек.), 2 — осадки (мм), I, II, III и т. д. — номера групп.

XVI, рис. 2), в этих случаях имеет место увеличение сумм осадков по высоте, т. е. проявляется «чистый» плювиометрический градиент. Обычно характер изменения сумм осадков по высоте искажается ветром и, следовательно, лишь в самых редких случаях оказывается возможно обнаружить в том или ином районе близкую к действительности характеристику вертикальной, обусловленной лишь гипсометрическими факторами, зональности осадков.

Конечно, выявленные закономерности в таком виде, как они представлены на графиках (рис. 2), дают только лишь качественную характеристику явления. Более того, при этом не исключена частично ложная корреляция между скоростью ветра и осадками, так как с определенной высоты вертикальные градиенты осадков уменьшаются независимо от усиления ветра.

Произведенные исследования нуждаются в уточнении на более обширных материалах, нежели те, которыми располагали авторы. Однако даже использованные материалы дают возможность заметить большое ветровое перераспределение осадков, имеющее место не только в горных, но и в равнинных районах. Его так же, как и влияние рельефа, необходимо учитывать при географической интерполяции осадков, при использовании сумм осадков для гидрологических расчетов методом водного баланса и при их картографировании.

Очевидно, рассматриваемому явлению ветрового перераспределения осадков можно дать следующее объяснение.

Рассмотрим два условия выпадения дождя: при безветрии и при ветре.

При первом условии движение дождевых капель будет происходить только под действием силы тяжести, следовательно, поток осадков от облака до земной поверхности будет отвесным. Если условно предположить, что поток осадков разбит на элементарные потоки («столбы») сечениями, например, равными приемной площади осадкомера, то эти сечения будут постоянными в любой горизонтальной плоскости по всей высоте потока.

Значит, если уподобить склон горы наклонной лестнице с горизонтальными ступенями и предположить, что каждая ступень пересекает условно выделенный элементарный поток осадков, то увидим, что сечение потока на любой высоте будет постоянным, а количество осадков на каждой горизонтальной площадке будет изменяться только лишь в соответствии с вертикальным градиентом, пятнистостью осадков и в зависимости от условий испарения или конденсации осадков по пути от облака до встречи с данной площадкой.

Пренебрегая для простоты значениями вертикальной поясности, неравномерностью распределения, испарением и конденсацией, будем считать, что в рассмотренном случае, т. е. при отвесном падении капель (при штиле), количество осадков в любом сечении каждого элементарного потока будет постоянным.

Тогда

$$x_s = \frac{x}{s} = \text{const},$$

где x_s — «удельная плотность» осадков, или количество осадков в единицу времени на единицу сечения s потока осадков; x — количество осадков в единицу времени, приходящееся на все сечение s .

При втором условии под воздействием ветра поток осадков отклонится от вертикального направления. Наклоны потоков осадков к горизонтальным поверхностям, условно выделенным на горных склонах, а также к поверхностям на равнинах будут пропорциональными ско-

ростям ветра v . Значит, каждый выделенный элементарный поток осадков будет пересекаться горизонтальной плоскостью уже не перпендикулярно, а наклонно, и площадь пересечения будет пропорциональна углу наклона потока осадков.

Приращение площади сечения потока на высоте 2 м может изменяться от $\Delta s = 0$ при $v = 0$ до $\Delta s = \infty$ при $v = \infty$ (значение $v = \infty$ нереально, но может быть принято условно, так как при очень сильном ветре поток осадков близок к горизонтальному).

Следовательно, при приращении площади сечения потока осадков $\Delta s > 0$ «плотность» осадков, или их количество на единицу горизонтального сечения, будет тем меньше, чем больше приращение площади сечения осадков, или $x_s = \frac{x}{s + \Delta s}$.

В этом и заключается фактор ветрового перераспределения осадков, которое мы рассмотрели на условной горизонтальной плоскости, расположенной на высоте 2 м от поверхности земли. Ветровое перераспределение осадков имеет место как в вертикальном разрезе (на склонах гор), так и на горизонтальной поверхности в равнинных районах и зависит в первую очередь от скорости ветра.

Приведенные соображения характеризуют явление ветрового перераспределения осадков в приземном двухметровом слое атмосферы лишь в весьма схематизированной и упрощенной форме. В данном слое происходит ослабление ветра по высоте от 2 м до поверхности земли и соответствующее сглаживание эффекта ветрового перераспределения осадков.

Значительно сложнее обстоит вопрос с ветровым перераспределением осадков на всем пути их от облака до высоты 2 м над поверхностью земли. Здесь большое значение имеет горизонтальный перенос осадков ветром на большие расстояния. Этот вопрос представляет большой научный интерес так же, как и другой еще не решенный вопрос о совокупности соотношений экспозиций склонов и направлений ветров.

Но, по мнению авторов, принципиальная схема ветрового перераспределения осадков в любой горизонтальной плоскости на пути от облака до высоты 2 м над поверхностью земли имеет много общего с рассмотренной схемой перераспределения осадков на высоте 2 м.

Гамильтон [9] производил в горах Калифорнии специальные исследования, инструментально подтвердившие указанное выше ветровое перераспределение осадков. Примененный Гамильтоном вектопливиометр (прибор, имеющий переменную ориентацию по отношению к ветру) позволил оценить значение угла наклона дождя для количества учитываемых осадков. На площади 40 га 19 вертикальных дождемеров дали сумму осадков на 15% меньше, чем попарно установленные 19 наклонных (перпендикулярно к ветровому потоку) дождемеров.

Еще в 1934 г. Т. В. Покровской [8] отмечено ветровое перераспределение осадков. Имеется совершенно справедливое указание, что на участках с повышенной скоростью ветра следует ожидать уменьшения количества осадков, а на участках с пониженной скоростью ветра — увеличения.

Однако из литературы нам пока не известны рекомендации по методике учета фактора ветрового перераспределения осадков. Попытка получить хотя бы приближенные количественные характеристики этого фактора сводится к следующему: берем станции попарно (из групп станций, приведенных в приложении 1) и для каждой пары определяем вертикальный градиент осадков, т. е. разность между суммами летних осадков верхней и нижней станций, отнесенную к 100 м высоты, и разность средних за тот же сезон скоростей ветра на этих станциях. Строим

графики $\Delta x_{100} = f(\Delta v)$ зависимости градиента осадков в миллиметрах на 100 м от разности скоростей ветра в метрах в секунду (рис. 3).

Эти графики интересны прежде всего тем, что показывают зависимость вертикальных градиентов главным образом от соотношения скоростей ветра. Вертикальные градиенты возрастают при условии, если

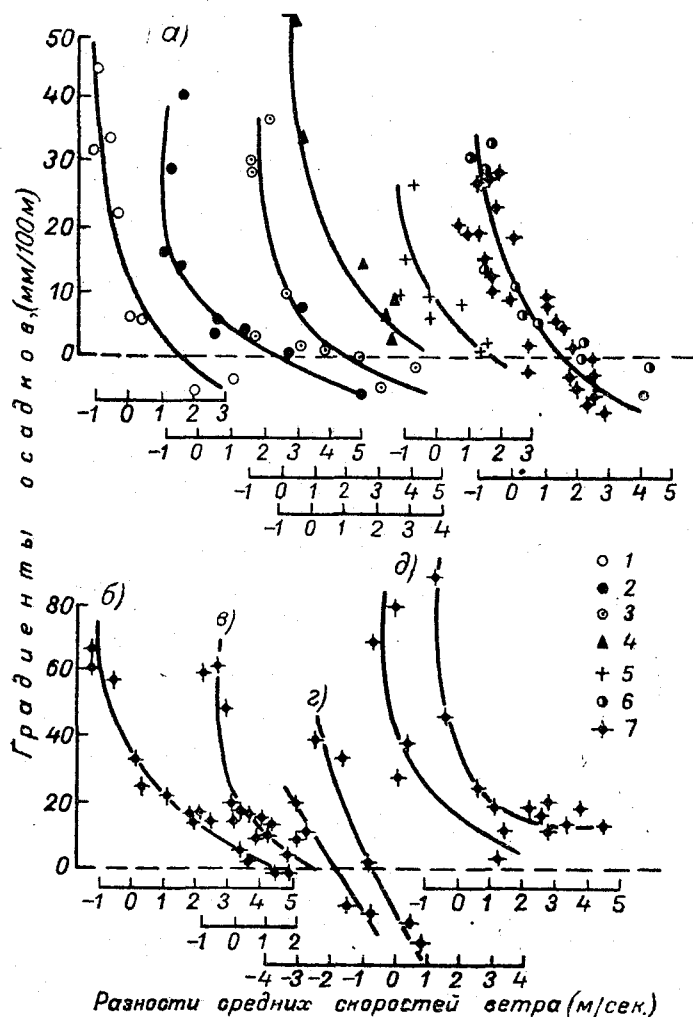


Рис. 3. Кривые ветрового перераспределения вертикальных градиентов осадков.

а — северо-восток Азии, б — Северный Кавказ, в — Армения, г — Грузия, д — Крым.

1 — 1952 г., 2 — 1953 г., 3 — 1954 г., 4 — 1955 г., 5 — 1956 г., 6 — 1952—1956 гг., 7 — многолетнее.

скорость ветра с повышением местности падает, а при значительном усилении ветра с высотой градиенты осадков уменьшаются и даже переходят к отрицательным значениям. Для каждого района различны величины градиентов и условия перехода от их положительных значений к отрицательным. По графикам при $\Delta v = 0$ можно условно выделить величины «чистых» вертикальных градиентов осадков для каждого района, т. е. градиентов, которые имели бы место при отсутствии ветра или при неизменяющемся по высоте ветре. Таких случаев практически не бывает,

но если предположить наличие области штилей (в горах) или неизменяющихся по высоте ветров, то нарастание осадков с высотой так или иначе не могло бы быть беспредельным: осадки вначале бы нарастали, затем на какой-то (различной для разных районов) высоте началось бы их естественное убывание. Нарастание и убывание происходило бы в темпе, соответствующем «чистым», безветренным вертикальным градиентам. Эти графики (рис. 3) позволяют с известным приближением судить об искажениях, вносимых ветром в вышеуказанный ход вертикальных градиентов осадков. Следовательно, изучая распределение ветра, мы могли бы вносить коррективы и в наши выводы о распределении осадков.

Как видно на рис. 3 а, графики $\Delta x_{100} = f(\Delta v)$ за каждый отдельный год очень мало отличаются от многолетних, следовательно, не требуется особенно длительных рядов наблюдений для построения таких графиков по районам (при наличии соответствующих станций).

Весь процесс формирования облаков, выпадения осадков, их перераспределения весьма сложный, он не может быть сведен к простым соотношениям двух факторов, таких, как осадки и орографическая характеристика, выраженная, например, в виде высоты местности. Да и, вообще говоря, высота местности не является определяющим фактором. Она лишь до известной степени отражает температурный режим воздуха, непосредственно оказывающий влияние на процесс конденсации влаги в облаках, на вертикальное перемещение воздушных масс, облаков и т. д.

Следовательно, построение изоэти или географическая интерполяция осадков вообще, а особенно для орографически сложных районов будут физически обоснованы только при учете перераспределения осадков за счет ветра и температуры воздуха, т. е. факторов, обуславливаемых для каждого конкретного района главным образом орографией и характером подстилающей поверхности.

В настоящей статье авторы не ставят перед собой задачу полностью разрешить методические вопросы картографирования осадков. Эти вопросы чрезвычайно сложны и, главное, еще имеется слишком мало эмпирических материалов для их решения. Поэтому, приводя данные, показанные на рис. 1, 2 и 3, авторы считали бы нужным в первую очередь предложить пересмотреть программу работ метеорологических пунктов с тем, чтобы во всех случаях наблюдения за осадками сопровождалось наблюдениями за ветром. Число ветромерных пунктов должно быть повсеместно резко, во много раз увеличено в первую очередь в горных районах, что не трудно осуществить ввиду сравнительной несложности дистанционных измерительных установок с централизованным регистрационным пультом.

Кроме того, нужно, чтобы в различных физико-географических условиях в ближайшее же время были поставлены специальные группы («кусты») метеорологических станций, взаимное расположение которых отвечало бы условиям сопоставления данных для порайонного выявления зависимостей $\Delta x_{100} = f(\Delta v)$. Очень важно осуществить установку ветрозаписывающих приборов, которые дали бы возможность учитывать близкую к действительности скорость ветра в период выпадения осадков. Было бы весьма полезно установить (а также использовать имеющиеся) несколько высоких (около 150—200 м) мачт с расположением на них осадкомеров и самописцев ветра до высоты, примерно через 25—30 м. Полученные таким способом данные позволили бы в течение короткого времени внести серьезные уточнения в методику подсчета осадков.

В качестве предварительных рекомендаций по методике построения карты изогет жидких осадков авторы могли бы предложить построе-

ние региональных графиков $\Delta x_{100} = H(\Delta v)$. По этим графикам определить вертикальный градиент осадков при $\Delta v = 0$ для каждого региона. Затем строить кривые распределения ветра по высотам для различных условий в каждом регионе (для склонов различных экспозиций, для характерных орографических образований и т. д.).

Несколько таких кривых могут дать более или менее достоверную количественную характеристику вертикального распределения ветра для региона.

Имея эти кривые распределения ветров по высотам, можно, пользуясь соотношениями $\Delta x_{100} = f(\Delta v)$ типа рис. 3, вносить ветровые поправки к полученным вертикальным градиентам осадков.

Для твердых осадков нужно вначале внести исправления на выдувание из прибора [6], после чего искать связь

$$\Delta x_{\text{зим}} = f(\Delta v).$$

Имея характеристику изменения осадков по высоте с учетом ветрового перераспределения, можно строить карту осадков по способу, примерно аналогичному предложенному авторами [4], [6]. Разница будет заключаться в предварительном построении карты ветров по районным зависимостям $v = f(H)$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колосков П. И. К методике климатографических работ. Изв. Дальневосточн. геофизич. ин-та, вып. 1 (VIII). Владивосток, 1931.
2. Бучинский И. Е. К вопросу влияния высоты местности на температуру и осадки. Метеорология и гидрология, № 1. 1950.
3. Калинин Г. П. и Абальян Т. С. Влияние рельефа на количество осадков. Метеорология и гидрология, № 6. 1953.
4. Левин А. Г. и Мячиков В. Д. Об изменении атмосферных осадков с высотой. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 8. Магадан, 1954.
5. Бочков А. П. Влияние леса и агролесомелиоративных мероприятий на водность рек лесостепной зоны Европейской части СССР. Гидрометеониздат. Л. 1954.
6. Левин А. Г. и Мячиков В. Д. К методике учета и картографирования осадков. Труды ГГО, вып. 64 (126). 1956.
7. Волох В. Г. Сравнение результатов показаний дождемера и осадкомера Третьякова по материалам сети станций. Труды ГГО, вып. 34 (96). 1952.
8. Покровская Т. В. К вопросу о «пятнистости» осадков. Изв. ГГО, № 2—3. (1933) 1934.
9. Hamilton E. L. Rainfall sampling on rugged terrain. Techn. Rull. U. S. Dept. Agric. № 1096. 1954.

ПРИЛОЖЕНИЕ

СТАНЦИИ, ПРИНЯТЫЕ ДЛЯ СОПОСТАВЛЕНИЯ ВЕТРА И ОСАДКОВ
ПО ВЫСОТЕ (ПО ГРУППАМ)

№ группы	№ станции в группе	Название станции	В процентах от нижней станции в группе		Период наблюдений ¹	Пары станций (№ станций)	Расстояние между парами станций ² (км)	Разность высот между парами станций (м)	Теплый сезон	
			осадки	ветер					вертикальный градиент осадков ³ (мм/100 м)	разность средней скорости ветра (м/сек.)
Северо-восток Азии										
I	1	Кулу, метеостанция Кулинская стоковая станция	100	100	14/14	1,2	11	175	14,3	-0,6
	2	Нижняя	114	75	9/9	2,3	0,8	70	26,2	-0,6
	3	Метеопункт 7	125	50	9/8	2,5	1,8	135	21,6	-0,9
	4	" 2	134	38	8/8	2,6	0,9	185	7,8	-0,4
	5	" 3	131	58	9/8	2,7	3,1	380	3,6	0,1
	6	" 4	123	79	8/8	2,8	3,0	475	0,6	1,8
	7	Верхняя	122	150	9/8	3,4	1,1	60	26,6	2,1
	8	Метеопункт 6	116	163	9/8	3,5	1,0	65	16,8	-0,3
II	9	Вакханка	100	100	17/17	3,6	0,6	115	-3,3	0,2
	10	Бутугычаг	74	353	9/9	3,7	2,5	310	-1,5	0,7
III	11	Берелех	100	100	20/20	3,8	2,5	405	-3,8	2,4
	12	Аркагала	108	79	19/19	3,1	10	245	17,7	0,7
IV	13	Омсукчан	100	100	16/16	4,7	1,4	250	-8,3	-1,2
	14	Омсукчан, сопка	102	125	13/13	4,8	1,5	345	-9,2	2,7
V	15	Эльген	100	100	16/16	4,1	9,5	305	19,4	3,0
	16	Хатыннах	123	181	21/21	5,7	1,8	245	-6,4	2,7
VI	17	Средникан	100	100	23/23	5,8	2,0	340	-7,8	-1,5
	18	Стрелка	92	110	21/21	5,1	9,5	310	17,5	2,5
VII	19	Верина	100	100	7/2	6,7	3,1	195	-0,5	2,0
	20	Каньон	92	264	11/11	6,8	3,1	290	-4,1	0,7
						6,1	11	360	11,0	1,2
						7,1	9	555	7,0	1,5
						8,1	9	650	4,3	0,7
						13,14	3	261	1,2	4,3
						9,10	8	776	-7,0	1,3
						15,16	35	472	7,8	-0,5
						11,12	75	147	9,4	0,2
						17,18	60	303	-4,9	-
						19,20	6	7	-	-
	Крым									
VIII	21	Клепинино	100	100	20/6	25,26	50	737	25	0,7
	22	Симферополь	101	76	36/16	29,26	25	981	19	3,9
	23	Кучук-Тотайкой	110	71	45/25	32,27	38	1172	18	1,1
IX	24	Феодосия, порт	100	100	45/17	31,26	34	983	21	2,9
	25	Феодосия, лесничество	94	140	21/8	24,26	70	981	18	2,4

№ группы	№ станции в группе	Название станции	В процентах от нижней станции в группе		Период наблюдений ¹	Пары станций (№ станций)	Расстояние между парами станций ² (км)	Разность высот между парами станций (м)	Теплый сезон	
			осадки	ветер					вертикальный градиент осадков ³ (мм/100 м)	разность средней скорости ветра (м/сек.)
X	26	Караби Яйла	100	100	25/11	22, 23	5	56	46	—0,2
	27	Ай-Петри	103	82	41/24	30, 22	26	109	89	—0,6
XI	28	Ялта	100	100	14/14	28, 27	21	1176	13	3,4
	29	Алушта	83	133	40/10	29, 27	104	1172	17	2,7
—	30	Гвардейское	—	—	15/4	22, 27	60	922	12	2,9
—	31	Судак	—	—	38/22	28, 26	53	985	14	4,6
—	32	Севастополь	—	—	45/25					

Северный Кавказ

XII	33	Грозный	100	100	34/12	35, 36	55	806	25	0,3
	34	Орджоникидзе	186	83	38/12	34, 36	45	2960	5	3,4
	35	Мамисонский перевал	173	190	6/5	33, 34	87	570	57	—0,5
	36	Казбеги	225	200	10/9	42, 41	30	1845	51	—0,6
XIII	37	Краснодар	100	100	41/8	40, 41	6	1316	32	0,3
	38	Горячий Ключ	125	52	38/14	48, 49	45	311	22	1,2
	39	Гойтх	205	69	10/7	45, 46	103	116	67	—1,2
	40	Красная Поляна	236	72	22/5	42, 44	23	401	0,5	4,9
XIV	41	Ачишхо	345	83	14/6	43, 44	5	399	2	3,6
	42	Крымская	100	100	8/12	47, 39	23	270	61	—1,2
	43	Новороссийск	98	143	45/35					
	44	Мархотский перевал	101	263	43/24					
XV	45	Ольгино	100	100	11/6					
	46	Минеральные воды	128	69	11/9					
—	47	Кодошский маяк	—	—	39/14					
—	48	Невинномысск	—	—	11/11					
—	49	Ставрополь	—	—	42/17					

Армения

XVI	50	Араздаан	100	100	23/6	50, 51	54	105	62	—0,6
	51	Ереван	152	78	44/13	51, 54	28	1060	16	0,4
	52	Мартуни	258	107	26/10	54, 55	15	1262	13	1,0
	53	Нор Баязет	277	78	38/16	64, 55	43	1700	10	0,7
	54	Кошабулаг	290	93	19/10	64, 62	14	266	8	1,8
	55	Алагез, высокогорная	419	130	19/9	50, 55	98	2427	16	0,8
XVII	56	Калинино	100	100	27/9	50, 54	83	1165	20	—0,2
	57	Амамлу	58	167	19/11	57, 55	38	1713	11	1,0
XVIII	58	Дилижан	100	100	28/10	62, 63	15	105	59	—1,0
	59	Севан	89	189	45/16	57, 62	28	279	12	2,1

№ группы	№ станции в группе	Название станции	В процентах от нижней станции в группе		Период наблюдений ¹	Пары станций (№ станций)	Расстояние между парами станций ² (км)	Разность высот между парами станций (м)	Теплый сезон	
			осадки	ветер					вертикальный градиент осадков ³ (мм/100 м)	разность средней скорости ветра (м/сек.)
XIX	60	Сисиан	100	100	31/7	58,59	19	682	-0,4	1,6
	61	Басаргечар	119	72	31/9	58,55	48	1974	4	1,7
XX	62	Джаджур, ж. д.	100	100	33/10	50,52	45	1141	17	0,2
	63	Амасия	117	78	19/10	60,61	76	316	15	-0,9
—	64	Ленинакан	—	—	47/8	51,53	46	1043	15	0,0
						58,56	66	251	48	-0,3

Г р у з и я

XXI	65	Тбилиси, обсерватория	100	100	45/34	69,36	25	2450	12	3,3
	66	Мухрани	99	113	14/5	65,68	16	291	38	0,3
	67	Гори	84	134	37/10	66,68	16	144	79	-0,1
	68	Корсани	129	110	31/7	67,71	62	1607	39	-2,4
	69	Дарьяли	141	78	12/4	70,71	10	210	69	-0,7
	70	Коби	208	81	42/31	70,36	10	1669	3	3,2
	71	Гудаури	245	59	40/8	72,74	45	1114	-12	-1,3
	36	Казбеги	219	181	10/9	74,75	57	440	27	0,1
XXII	72	Сакара	100	100	45/7	80,77	42	463	-14	-0,5
	73	Чиатура	94	119	33/9	76,77	111	1180	-23	0,8
	67	Гори	58	165	37/10	66,71	57	1646	34	-1,7
	74	Абастумани	75	50	39/18	67,75	58	1113	20	-2,9
	75	Бакуриани	96	54	25/9	72,73	28	199	-18	0,5
XXIII	76	Гашперди	100	100	22/7	78,79	113	538	2	-0,7
	77	Теберда	64	162	24/9					
XXIV	78	Поти, порт	100	100	45/14					
	79	Ткибули	101	82	34/11					
	80	Клухори	—	—	8/5					

¹ В числителе показано количество лет наблюдений над осадками, в знаменателе — над ветром.

² Расстояние между парами станций определялось по прямой по картам масштаба 1:2 500 000, 1:1 500 000.

³ Вертикальный градиент осадков (в миллиметрах на 100 м) и разность средней скорости ветра подсчитаны для теплого сезона года (для Северо-Востока с VI по IX, для других районов с IV по X).

К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕРЕНИИ ОСАДКОВ

На основании материалов наблюдений 30 станций Северо-Востока СССР за период 2—4 года даются выводы о надежности измерения осадков при помощи осадкомера Третьякова. Приводится кривая поправок к показаниям осадкомера по данным снегосъемок, а также коэффициент перехода от осадков, измеренных дождемером, к осадкам по осадкомеру с учетом комплексных характеристик (средняя скорость ветра за определенный период, бурный ветер, число дней с метелью).

Достаточно точное измерение атмосферных осадков совершенно необходимо для решения широкого круга научных и прикладных вопросов, но вместе с тем связано с большими трудностями.

Еще А. И. Воейков в своем капитальном труде [1] по результатам исследований Главной физической обсерватории в Петербурге приходит к выводу о значительных погрешностях измерений осадков, особенно твердых, дождемером. П. И. Колосков [2], описывая опыты Виткевича, Бастамова, Бразье, Эванса и других, также отмечает значительный недоучет осадков дождемером, причем эта погрешность возрастает с увеличением скорости ветра.

З. М. Прик на основании анализа материалов арктических станций приходит к выводу, что дождемер с защитой Нифера в некоторых случаях учитывает лишь $\frac{1}{8}$ выпадающих снежных осадков.

Г. И. Орлов [3] дает зависимость недоучета осадков дождемером с защитой Нифера от средней скорости ветра в период выпадения осадков.

Поскольку на Северо-Востоке зависимости, выведенные Орловым, не дали нужного результата, а объективно достоверные сведения о снежных осадках, составляющих до 40 % годовой суммы, особенно необходимы, Н. К. Ключин в 1948 г. разрабатывал и применял методику введения поправочных коэффициентов к показаниям дождемера с защитой Нифера в зависимости от различной повторяемости скоростей ветра по градациям 2—5, 6—10 и более 10 м/сек. При этом основой для выведения величин коэффициентов послужили детально проанализированные надежные снегосъемки, которые, как было установлено, дают на Северо-Востоке (в защищенных условиях) достоверные сведения о величине зимних осадков.

В 1951-52 г. дождемер с защитой Нифера на метеорологической сети был заменен осадкомером Третьякова, причем, к сожалению, на некоторых станциях и постах параллельные наблюдения велись непродолжительное время, а вновь организуемая сеть оснащалась только осадкомерами Третьякова.

Как показали проведенные ГГО предварительные испытания осадко-

мера, последний в значительно большей степени, чем дождемер, учитывает снежные осадки, в результате чего при замене дождемера осадкомером или при сравнении дождемерных и осадкомерных измерений возникает неоднородность данных.

Чтобы устранить ее, Методическим отделом ГГО были рекомендованы переходные коэффициенты от показаний дождемера к показаниям осадкомера, разработанные В. Г. Волох.

Однако в процессе эксплуатации осадкомеров Третьякова выявилась неоднородность этих коэффициентов для различных условий установки и работы приборов, отмечался не только недоучет осадков (вследствие неполного попадания или выдувания), но и преувеличение суммы осадков за счет надувания снега в ведро прибора при метелях, иногда даже при заведомом отсутствии выпадения осадков из облаков. Это отмечалось авторами на Северо-Востоке СССР, такие же случаи были в Армении, Грузии, Средней Азии и т. д. Значительный недоучет твердых осадков осадкомером Третьякова, установленном на открытом участке, выявлен на Валдае Н. А. Зыковым [4]. Выявились и другие недостатки прибора (закупорка сравнительно узкого отверстия ведра при мощных крупнохлопьевых снегопадах, забрызгивание капель в ведро с горизонтальных частей лепестковой защиты и др.).

В связи с необходимостью обработки большого материала по осадкам при составлении Прикладного гидрометеорологического справочника Северо-Востока СССР было проведено исследование известных нам рекомендаций по устранению погрешностей измерения осадков дождемерами и осадкомерами, причем установлено следующее:

1. Зависимость коэффициента выдувания твердых осадков из дождемера от различной повторяемости скорости ветра по направлениям, предложенная в 1948 г. Н. К. Ключиным, имеет хорошую связь, но обработка материала трудоемка.

2. Коэффициенты, предложенные Волох и рекомендованные Методическим отделом ГГО, в условиях Северо-Востока не приемлемы, так как величины, вычисленные по данному методу, резко отличаются от фактических, особенно в районах, характеризующихся большими скоростями ветра.

По той же причине не могут быть использованы зависимости, предложенные А. Г. Левиным и В. Д. Мячиковым [5], [6], а также Г. И. Орловым [3].

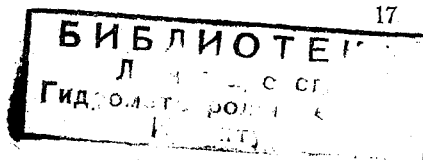
Вследствие этих обстоятельств перед авторами встали следующие задачи:

1. Установить надежность показаний осадкомера Третьякова в условиях Северо-Востока и, если обнаружатся погрешности, найти пути их устранения или сведения к приемлемому минимуму.

2. Выработать метод пересчета осадков, измеренных ранее дождемерами, на показания осадкомеров, дать удобную, нетрудоемкую (приемлемую для массовой обработки) методику пересчета с тем, чтобы устранить неоднородность материалов, возникшую при смене приборов, и получить возможность использования материалов за весь период наблюдений.

Т. В. Мельниковой произведена проверка точности измерения твердых осадков осадкомерами Третьякова путем сопоставления результатов наблюдений по этому прибору с данными снегосьеомок.

Для этой цели использованы материалы 30 метеорологических станций, расположенных в различных физико-географических и климатических условиях на Северо-Востоке СССР, за 2—4 зимы, причем были использованы результаты наблюдений только тех метеорологических стан-



ций, где имеются надежные наблюдения на хорошо защищенных участках снегосъемок.

По запасам воды в снеге вычислены месячные суммы осадков.

По месячным суммам осадков, полученным по результатам снегосъемок, и суммам осадков, измеренным осадкомерами, построены графики связи этих величин отдельно по каждой станции (рис. 1).

В результате построения выявлена хорошая согласованность между месячными суммами осадков, измеренными указанными выше двумя разными способами, причем в районах со слабыми скоростями ветра эти величины, как правило, очень близки.

В районах с большими скоростями ветра количество осадков, измеренное осадкомером, уже несколько меньше, чем полученное по результатам снегосъемок.

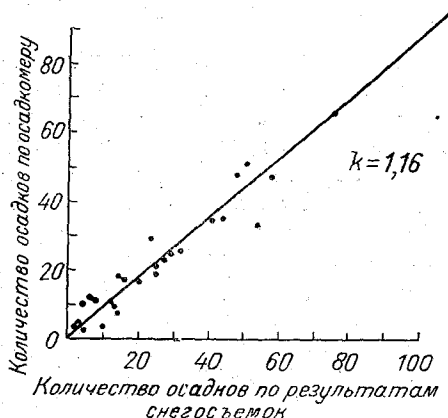


Рис. 1. График связи месячных сумм осадков, полученных по результатам снегосъемок и по осадкомеру. ст. Мелководная.

Поскольку разница между указанными величинами тем больше, чем ветристее район, а ветристость района можно характеризовать средней скоростью ветра за сезон, то в рассуждениях авторов и использована в первую очередь средняя скорость ветра за период с октября по апрель. А так как преуменьшение показаний осадкомера вызвано или непопаданием осадков во время их выпадения, или же выдуванием их во время выпадения и после прекращения выпадения до момента измерения, то, очевидно, величина недоучета осадков осадкомерами зависит также и от числа дней с осадками.

В результате получено, что коэффициент недоучета твердых осадков осадкомерами Третьякова зависит от величины ветрового индекса R , выраженного в виде

$$R = \frac{vn}{10}, \quad (1)$$

где R — ветровой индекс, v — средняя скорость ветра за октябрь — апрель, n — число дней с осадками $\geq 0,1$ мм за октябрь — апрель.

По величинам R и коэффициентам, полученным с графиков связи месячных сумм осадков, измеренных осадкомером Третьякова, и сумм, вычисленных по запасам воды в снеге, построен график зависимости коэффициента недоучета твердых осадков осадкомерами от ветрового индекса R (рис. 2).

Выводя полученную кривую, авторы получили возможность экстраполировать ее до нужных пределов.

Таким образом, исправленными показаниями осадкомера Третьякова можно характеризовать сумму снежных осадков, фактически выпадающих в данном пункте за тот или иной период.

При дождях существенных расхождений в показаниях дождемера и осадкомера не обнаружено, следовательно, для теплого сезона можно пользоваться материалами обоих приборов без каких-либо пересчетов, не опасаясь неоднородности данных.

В решении вопроса о выведении поправочных коэффициентов к показаниям дождемеров с защитой Нифера (при измерении твердых осадков) разрабатывалось два варианта: Т. В. Мельниковой с использова-

нием скорости ветра и Н. К. Клюкиным с использованием комплексных показателей.

При разработке варианта I произведено сравнение показаний осадкомера и дождемера, установленных в однородных условиях на станциях, расположенных на описываемой территории, наблюдения по которым велись параллельно в течение 1949—1952 гг.

По ежедневным данным произведены выборки количества осадков, измеренных одновременно обоими приборами при различных скоростях ветра в период выпадения осадков. Градации скоростей ветра заимствованы у Волох, т. е. взяты 0—2, 3—6, 7—10, 11—15, 16—25, 26—40 м/сек.

При выборках учитывалась скорость ветра только за сроки, близкие ко времени выпадения осадков, и за сроки во время выпадения осадков, причем для сравнения взяты только те случаи, когда скорость ветра за весь период выпадения осадков (до срока измерения) была в пределах какой-либо градации (безусловно, только судя по отметкам в сроки наблюдений). Увеличение или уменьшение скорости ветра между сроками учитывать не представилось возможным.

По полученным выпискам отдельно для каждой станции и для каждой градации скорости ветра построены графики, где на оси абсцисс откладывалось количество осадков по осадкомеру, а на оси ординат — количество осадков по дождемеру (рис. 3).

В результате построений выявлена четкая зависимость между показаниями осадкомера и дождемера до скорости ветра 10 м/сек., причем при увеличении скорости ветра увеличивается и разность показаний указанных приборов.

При выпадении осадков, когда скорость ветра более 10 м/сек., такой четкой связи не обнаруживается, но возможность получения хотя бы ориентировочных «коэффициентов выдувания» при этих скоростях не исключается.

На ряде станций при ветре в пределах одной градации коэффициенты совпадают, а на других станциях они значительно различаются. Очевидно, это объясняется тем, что градации скоростей ветра взяты все же со значительным интервалом и, по-видимому, на станциях, расположенных в районах с большими скоростями ветра, выпадение осадков происходило при скорости ветра, равной или близкой к верхнему пределу градации, а на станциях, расположенных в менее ветряных районах, выпадение осадков происходило при скорости ветра, равной или близкой нижнему пределу градации, но в том и другом случае измеренное количество осадков отнесено к одной и той же градации скорости ветра, хотя в первом случае на выдувание действовала большая скорость ветра и оно было значительнее. Кроме того, очевидно, имеет значение тот факт, что разница скоростей ветра на уровне приемной части дождемерных сосудов и на высоте флюгера не на всех станциях одинакова [7].

Это зависит от различной высоты флюгеров и различной степени защищенности флюгеров и дождемерных приборов на одной и той же станции.

Этими двумя фактами, по-видимому, и объясняется, что для одной

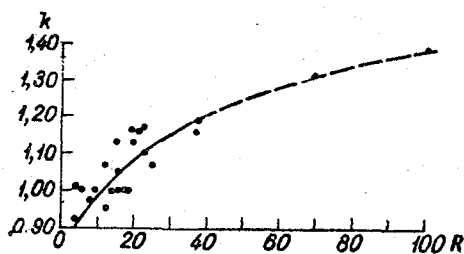


Рис. 2. График зависимости коэффициента недоучета твердых осадков осадкомером Третьякова от ветрового индекса R.

и той же градации ветра на некоторых станциях коэффициенты выдувания значительно различаются.

Поскольку пересчет осадков предполагалось производить по месяцам, т. е. по месячным суммам осадков и средней месячной скорости ветра, то авторами проведено исследование согласованности средней месячной скорости ветра со средней скоростью ветра за период выпадения осадков в тот же месяц.

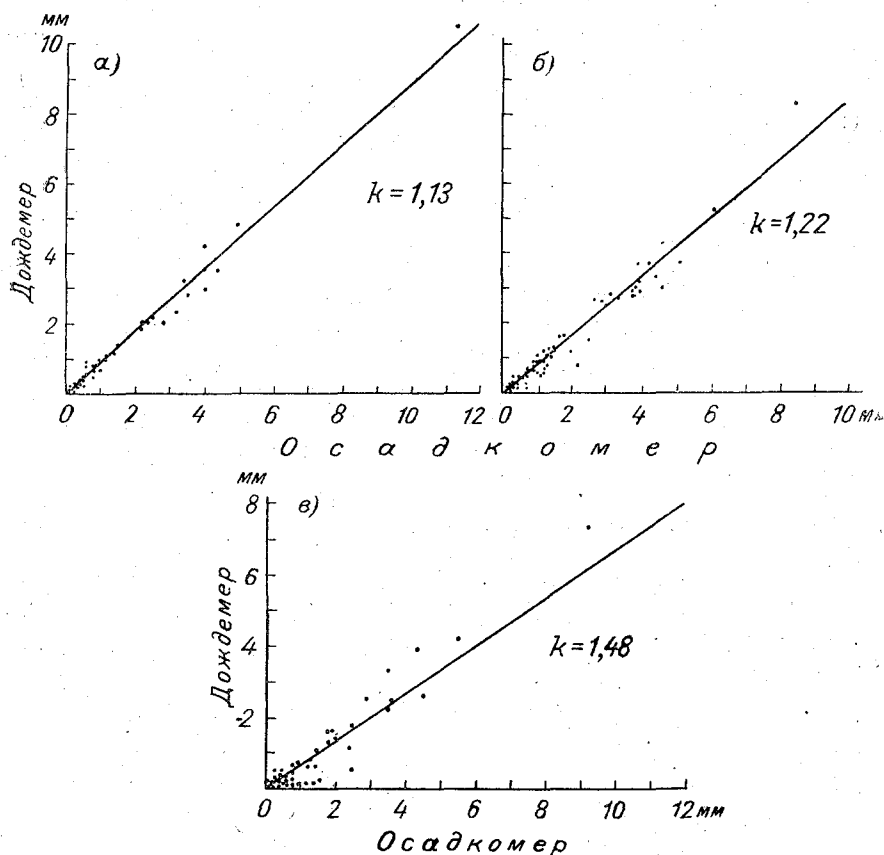


Рис. 3. Графики связи показаний осадкомера и дождемера в сроки измерений. ст. Мелководная.

а — скорость ветра 1–2 м/сек., б — скорость ветра 3–6 м/сек., в — скорость ветра 7–10 м/сек.

Средняя скорость ветра за период выпадения осадков на большинстве станций выше средней месячной скорости ветра, так как в зимнее время выпадение осадков в большинстве случаев связано с циклонической деятельностью. Связь скорости ветра во время выпадения осадков со средней месячной скоростью ветра устойчива.

Почти во всех случаях средние месячные скорости ветра и скорости ветра в период выпадения осадков находятся в пределах одной и той же градации. Поэтому вполне правомерно при пересчете пользоваться вместо скорости ветра в период выпадения осадков средней месячной скоростью.

Далее по полученным с графиков коэффициентам отдельно для каждой станции построены графики зависимости коэффициентов выдувания от скорости ветра (рис. 4). Полученные кривые наложены на один общий график, т. е. совмещены начало координат. В результате указанного

совмещения совершенно очевидно выделились три группы кривых: I группа для станций, расположенных в районах с сильными ветрами, II группа для станций, расположенных в районах с умеренными ветрами и III группа для станций, расположенных в районах с очень слабыми ветрами.

Этот факт, по-видимому, является следствием указанных выше причин различия величин коэффициентов выдувания на некоторых станциях при одних и тех же градациях скоростей ветра.

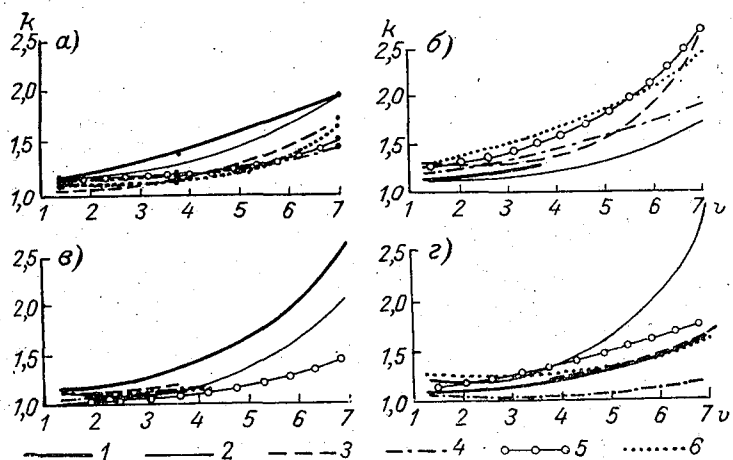


Рис. 4. Графики зависимости коэффициентов выдувания от средней месячной скорости ветра v .

- а) 1 — Армань, 2 — Нагаево, 3 — Ола, 4 — Мелководная, 5 — Уптар, 6 — Палатка;
 б) 1 — Нера, 2 — Ожогово, 3 — Эгвекинот, 4 — Красноармейский, 5 — Амгуема, 6 — Иульгин;
 в) 1 — Хатыннах, 2 — Каньон, 3 — Предпорожная, 4 — Маршальский, 5 — Верелех, 6 — Малый Тарын.
 г) 1 — Мадаун, 2 — Атка, 3 — Бутугычаг, 4 — Вакханка, 5 — Омсукчан, 6 — Омсукчан, сопка.

Далее для каждой группы кривых проведена одна кривая, занимающая среднее положение, и, таким образом, на окончательном графике получились три кривые, которыми и следует пользоваться при пересчете осадков (рис. 5).

Коэффициенты выдувания при скоростях ветра более 10 м/сек. получены не для каждой станции отдельно, а были построены графики связи показаний осадкомера и дождемера для каждой выделившейся ранее группы и на рис. 5 кривые соответственно продлены.

Так как автором в настоящее время еще не обнаружены признаки, по которым можно было бы зафиксировать всю сеть станций на указанные три группы, то этот вариант для пересчета использовать пока не представляется возможным. В настоящей статье он помещается в надежде, что заинтересованные специалисты, возможно, в иных условиях его применят.

При разработке варианта II Н. К. Клюкиным отыскивалась связь комплексов метеорологических элементов с коэффициентом недоучета твердых осадков дождемером по сравнению с осадкомером.

Были исследованы многочисленные комбинации элементов (легко получаемых из таблиц ТМ-1 или метеорологических ежегодников): средние величины скорости ветра, число дней с бурным ветром, число дней

с осадками, число дней с метелями, температура воздуха и т. д. и с различными весами этих элементов в комплексных зависимостях.

Наилучшую связь дало следующее соотношение:

$$R_1 = (v - 0,4B) \cdot 0,2s,$$

где R_1 — комплексный индекс, от которого зависит коэффициент недоучета твердых осадков дождемером с защитой Нифера, v — средняя скорость ветра за период (месяц, холодный сезон), B — число дней с бурным ветром, s — число дней с метелями (за этот же период).

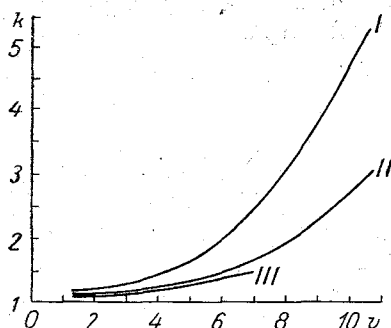


Рис. 5. График зависимости коэффициентов выдувания от средней месячной скорости ветра для Северо-Востока СССР.

На рис. 6 дан график этой связи, построенный по данным сравнения осадкомера за холодный сезон (с октября по апрель), в течение которого осадки на Северо-Востоке выпадают почти исключительно в твердой фазе.

Как видно из графика, при наиболее неблагоприятных условиях (частые ветры, метели) дождемер дает преуменьшенные в 4—5 раз суммы осадков.

При выводе данной зависимости авторы исходили из следующих соображений.

Средняя скорость ветра является далеко не лучшим показателем ветрового режима, в котором работает дождемер, и одна, отдельно взятая, не дает устойчивой и надежной связи с коэффициентом недоучета осадков, но она удобна для обработки материалов, в некоторой степени характеризует ветровой режим пункта и в составе комплекса может быть использована для нашей цели (среднюю скорость только за период выпадения осадков определить очень трудоемко и не всегда возможно).

Число дней с бурным ветром взято с коэффициентом 0,4 (он подобран эмпирически и дает наилучшую связь) и обратным знаком. Последний объясняется тем, что на Северо-Востоке осадки выпадают в решающем большинстве случаев при скорости ветра до 10—12 м/сек. и очень редко при скорости более 15 м/сек.

Поэтому бурные ветры значительно увеличивают среднюю месячную и сезонную скорости ветра, но это повышение с точки зрения его влияния на осадки неоправданное, так как при этих ветрах осадков почти не бывает. В пунктах, где часты бурные ветры, во избежание получения неоправданно большого коэффициента недоучета осадков нужно избавиться от влияния их на используемую в соотношении [2] среднюю скорость ветра, что и делается путем применения величины B с обратным знаком. Таким образом, улучшается, приближается к истинному принятый ветровой параметр.

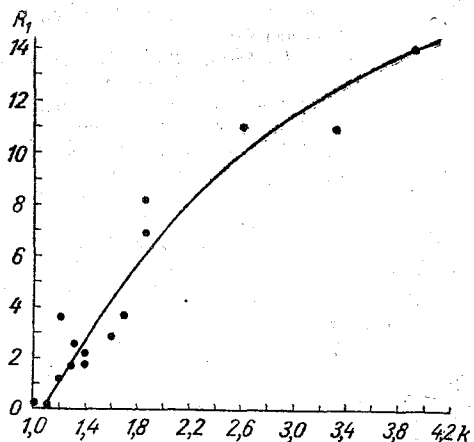


Рис. 6. График зависимости коэффициентов выдувания от ветрового индекса R_1 .

Весьма большое значение имеет использование в предлагаемом комплексе «показателя метельности» — числа дней с метелями, взятого с коэффициентом 0,2 (такой коэффициент дает наилучшие результаты).

Дело в том, что наибольшие погрешности в измерении осадков возникают именно при метелях, а число дней с метелями само является комплексом, учитывающим сложное сочетание ветра, выпадения осадков, в известной мере температуры воздуха, открытости местности и т. д. Поэтому применение показателя метельности вполне оправдало себя и улучшило связь комплексного индекса R с коэффициентом недоучета осадков дождемером.

Таким образом, показания дождемера можно привести к исправленным показаниям осадкомера и тем самым обеспечить полный учет твердых осадков и однородность материалов, полученных по осадкомеру и дождемеру.

ВЫВОДЫ

1. Тщательно выполненные снегомерные съемки на защищенных (лесных) участках в условиях Северо-Востока СССР дают наиболее надежные величины твердых (снежных) осадков. Их можно использовать для подсчетов водного баланса, при исследованиях работы осадкомеров и дождемеров и в других целях.

2. Снегомерные съемки на открытых участках, в тундре, в гольцовой области гор при современной методике в большинстве случаев дают уменьшенные величины твердых осадков, так как с открытых пространств снег перемещается ветром в понижения рельефа, где учитывается далеко не полностью. Чтобы сделать снегосъемку и на открытых участках надежной, по-видимому, необходимы съемки на больших участках. Проводить съемки в условиях Северо-Востока, где снежный покров зимой не тает, можно сравнительно редко (например, один раз в месяц или в 45 дней, чаще только в начале зимы и весной), но зато с охватом и учетом всех угодий и форм рельефа, типичных для района, и вычислением средневзвешенных значений запасов воды в снеге.

Возможно, что в начале и середине зимы маршруты (измерения) должны охватывать лишь наиболее характерные участки, а в конце зимы, в период максимального снегонакопления, должна назначаться особо подробная капитальная снегомерная съемка на весьма большой площади и с наибольшим числом измерений. Проведению этой снегосъемки будет способствовать большая продолжительность светлого времени суток, умеренные холода и обычная для этого времени года устойчивая солнечная погода.

3. Надежно и правильно установленный осадкомер Третьякова дает в условиях Северо-Востока достаточно достоверные сведения об осадках, в том числе и зимних при слабых ветрах.

При значительных ветрах осадкомер недоучитывает снежные осадки, но этот недоучет обычно не превышает 25—30% суммы осадков, причем данные осадкомера можно исправить с помощью предлагаемого авторами соотношения. Обязательным условием нормальной работы прибора является сохранение должной высоты приемной части над поверхностью снежного покрова, поэтому сейчас Колымское УГМС оснащает сеть телескопическими подставками, позволяющими легко и просто изменять высоту установки прибора соответственно нарастанию или сходу снежного покрова.

4. Недоучет твердых осадков дождемером за холодный сезон устраняется с помощью введения коэффициента, полученного на основании комплексного учета условий измерений. Авторами предлагается для

Северо-Востока соответствующее соотношение, которое в дальнейшем, вероятно, может быть улучшено. В других районах, очевидно, нужно искать иные комплексы или иные соотношения элементов.

Таким образом, оказывается возможным устранение недоучета осадков дождемером и получение однородности материалов со сменой дождемера осадкомером.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Метеорология. СПб. 1900.
2. Колосков П. И. К учету и картографии атмосферных осадков для составления водного баланса и других практических целей. Проблемы физ. географии, т. VII. 1939.
3. Орлов Г. И. К вопросу об измерении твердых осадков. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 23. 1946.
4. Зыков Н. А. Об учете зимних осадков осадкомерами. Труды ГГИ, вып. 46 (100). 1954.
5. Левин А. Г. Расчеты среднего стока и гидрологическая характеристика Яны, Индигирки и Колымы. Магадан. 1956.
6. Левин А. Г., Мячиков В. Д. К методике учета и картографирования осадков. Труды ГГО, вып. 64 (126). 1956.
7. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. Дроздова. Гидрометеониздат. Л. 1957.

К ВОПРОСУ О ЗАВИСИМОСТИ ВЕЛИЧИНЫ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЬДА НА ПРОВОДАХ ОТ РЕЛЬЕФА

На материале инструментальных наблюдений над обледенением проводов на Европейской территории СССР в статье рассматривается зависимость между повторяемостью и интенсивностью гололедно-изморозевых явлений, а также зависимость величины отложения льда на проводах от различных типов рельефа, что очень важно знать при проектировании и эксплуатации линий связи и электропередачи.

Анализ материала наблюдений по повторяемости и интенсивности гололедно-изморозевых явлений на территории СССР и картирование их показали зависимость этих метеорологических элементов от рельефа.

Построенные ранее карты повторяемости гололеда и изморози (1 : 5 000 000) и максимальной величины отложения их (1 : 7 500 000) отражают, конечно, только влияние тех форм рельефа, которые наиболее благоприятны для образования гололедно-изморозевых отложений.

Для практической работы необходимо знать степень влияния на интенсивность гололедно-изморозевых образований различных форм рельефа, так как, например, при проектировании линий связи и электропередачи приходится встречаться с формами рельефа различного характера.

Зависимость числа дней с гололедом от рельефа на материале наблюдений на территории Украины показал в своей работе А. Н. Раевский¹. Им дана специальная классификация, включающая 8 типов рельефа.

I тип рельефа. Узкие, большей частью меридионально ориентированные долины рек, окаймленные довольно высокими горами, превышающими уровень долины на 50—100 м и более. Как правило, эти долины закрыты горами с запада и востока.

II тип рельефа. Холмистая пересеченная местность. Возвышенные крутые берега рек, водоемов. Склоны небольших возвышенностей и плато, не являющихся наветренными по отношению к преобладающему при гололеде ветру (чаще всего это северные, южные или западные склоны). Узкие небольшие долины равнинных и горных рек, ограниченные с запада и востока возвышенностями или высокими берегами, превышающими уровень долины на 10—40 м.

III тип рельефа. Равнина, степь или широкая долина реки без заметного склона. Местоположение метеостанции не доминирует над окружающей местностью.

IV тип рельефа. Хорошо выраженные южные или северные склоны возвышенностей и водораздельных плато.

¹ А. Н. Раевский. К вопросу о повторяемости гололеда. Метеорология и гидрология, № 1. 1953.

V тип рельефа. Центральная часть небольших водораздельных плато, наветренные пологие склоны небольших плато или водораздельных возвышенностей, наветренные склоны речных долин, окруженных горами (но долины открыты, как правило, с востока или запада), и открытые равнины с заметным склоном к востоку или западу. Высота места превышает уровень окружающей долины на 10—25 м.

VI типа рельефа. Вершины холмов, центральные части водораздельных ровных плато или приподнятых равнинных возвышений, превосходящих уровень долин на 25—50 м.

VII тип рельефа. Сильно пересеченная местность. Наветренные (восточные) крутые склоны значительных возвышенностей или довольно высоких водораздельных плато, превышающих уровень долины на 25—50 м и более.

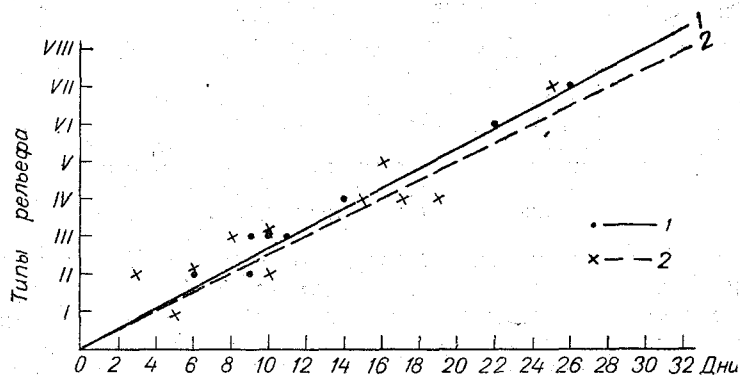


Рис. 1. Зависимость числа дней с гололедом от типа рельефа.
1 — северная часть Европейской территории СССР, 2 — юго-восточная часть Европейской территории СССР.

VIII тип рельефа. Центральные части высоких плато и плоских водораздельных возвышенностей, вершины значительных холмов, возвышенные и крутые берега рек, открытые с запада и востока и превышающие окружающую местность на 50 м и более.

Раевским были построены графики зависимости числа дней с гололедом от типа рельефа. Таким образом, он показал зависимость повторяемости гололеда от формы рельефа, экспозиции склона и относительной высоты места.

Автором построены графики зависимости повторяемости гололеда от типа рельефа для северной и юго-восточной частей Европейской территории СССР (рис. 1). При этом использовалась классификация типов рельефа Раевского с некоторым изменением I типа. К I типу рельефа автор отнес также метеорологические станции, расположенные в узких речных долинах и котловинах, окаймленных возвышенностями.

Установление типа рельефа метеорологической станции производилось на основании описаний местоположения рассматриваемой станции.

Несмотря на недостаточное качество описаний метеорологических станций и субъективный характер определения типа рельефа рассматриваемой станции, анализ прилагаемых графиков показывает зависимость числа дней с гололедом от типа рельефа. Таким образом, типы рельефа, выделенные Раевским, применимы не только для Украины, но и для остальной равнинно-холмистой части Европейской территории СССР. Вопрос о применимости выделенных типов рельефа для Азиат-

ской территории СССР и горных районов требует специального рассмотрения.

Анализ материала наблюдений по гололеду и изморози показывает также, что величины отложения льда на проводах больше там, где гололедно-изморозевые образования чаще. Это подтверждается графиками зависимости между числом дней с гололедом и изморозью и максимальной величиной большого диаметра отложения их для станций, расположенных в равнинно-холмистой части Европейской территории СССР (рис. 2). Графики показывают, что с увеличением повторяемости гололедно-изморозевого явления возрастает величина отложения льда на проводах, причем для случаев изморози величина отложения увеличивается быстрее, чем для случаев гололеда.

Убедившись в зависимости между повторяемостью явления и величиной отложения льда на проводах, автор построил такие же графики зависимости для разных частей Европейской территории СССР: северной половины рассматриваемой территории (севернее 52°), юго-западной и юго-восточной частей.

Анализ графиков показывает, что при одной и той же повторяемости гололеда величина отложения его на проводах в разных частях Европейской территории СССР неодинакова; особенно это заметно при значительных отложениях. Сравнительные данные показаны в табл. 1.

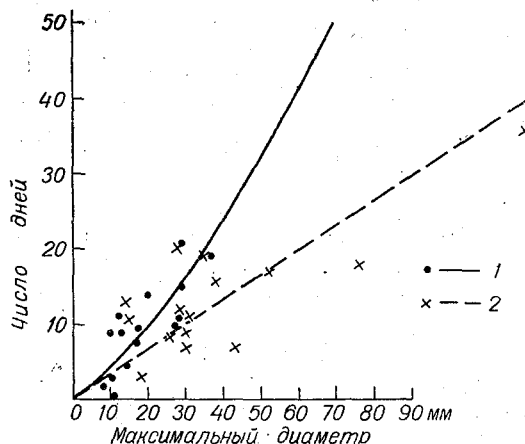


Рис. 2. Зависимость между максимальной величиной большого диаметра гололеда (1), изморози (2) и числом дней с этими явлениями. Европейская территория СССР.

Таблица 1

Зависимость между повторяемостью и величиной отложения гололеда на проводах

Среднее число дней с гололедом	Максимальная величина большого диаметра отло- жения гололеда (мм)			Среднее число дней с гололедом	Максимальная величина большого диаметра отло- жения гололеда (мм)		
	северная часть ЕТС	юго-во- сточная часть ЕТС	юго-за- падная часть ЕТС		северная часть ЕТС	юго-во- сточная часть ЕТС	юго-за- падная часть ЕТС
2,5	5	5	7	25	30	34	49
5	8	9	13	30	35	40	56
10	14	15	23	35	40	46	62
12	17	17	28	40	45	52	66
15	20	21	33	45	50	59	71
16	21	23	35	50	55	65	75
20	25	27	42				

Наиболее значительны величины отложения гололеда при одной и той же повторяемости его в юго-западной части, наименее значи-

тельны они в северных районах Европейской территории СССР. Особенно заметна разница между этими районами при интенсивном обледенении (при величине большого диаметра более 20 мм разница достигает 15—20 мм).

Таким образом, между повторяемостью гололедно-изморозевых явлений и величиной отложения льда на проводах существует определенная связь. Но выше автором была показана зависимость между повторяемостью гололедно-изморозевых явлений и типом рельефа. Следовательно, должна существовать связь между интенсивностью явления и типом рельефа. Для доказательства этого положения были построены графики зависимости максимальной величины большого диаметра отложения гололеда и изморози от типа рельефа для станций северной части Европейской территории СССР (рис. 3). На графиках, особенно

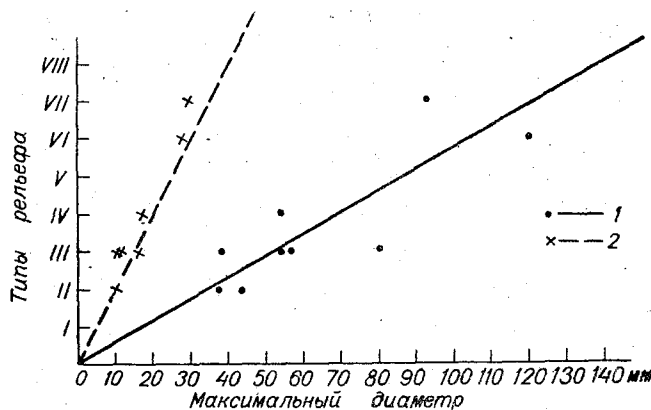


Рис. 3. Зависимость максимальной величины большого диаметра гололеда (2) и изморози (1) от типа рельефа. Северная часть Европейской территории СССР.

для случаев гололеда, эта зависимость выражена хорошо. Для случаев изморози связь выражена менее четко, что может, по-видимому, объясняться различной природой изморози.

Графики зависимости максимальной величины большого диаметра отложения гололеда от типа рельефа построены также для станций юго-западной и юго-восточной частей Европейской территории СССР. Количественные характеристики этой зависимости для различных частей Европейской территории СССР приведены в табл. 2.

Таблица 2

Тип рельефа	Максимальная величина большого диаметра гололеда (мм)			Тип рельефа	Максимальная величина большого диаметра гололеда (мм)		
	северная часть ЕТС	юго-восточная часть ЕТС	юго-западная часть ЕТС		северная часть ЕТС	юго-восточная часть ЕТС	юго-западная часть ЕТС
I	5	6	6	V	25	28	36
II	10	11	13	VI	30	33	43
III	15	17	21	VII	35	38	50
IV	20	22	28	VIII	40	44	58

Из данных таблицы, показывающей зависимость величины отложения гололеда на проводах от типа рельефа, видно, что величина отло-

жения гололеда на станциях I и II типов рельефа примерно на 30—40 мм меньше, чем на станциях VII и VIII типов.

Кроме того, из данных таблицы также видно, что величина отложения гололеда в разных частях Европейской территории СССР неодинакова при данном типе рельефа. Особенно это заметно при значительных отложениях: наименьшие значения величины отложения наблюдаются в северной половине Европейской территории СССР, наибольшие величины отложения — в юго-западной части рассматриваемой территории. Разница между величинами отложения гололеда в разных районах рассматриваемой территории на станциях VI—VIII типов рельефа составляет 15—20 мм, при других типах рельефа эта разница еще меньше.

Таким образом, учитывая эти различия в интенсивности обледенения, Европейскую территорию СССР, исключая горные районы, можно разделить на три макроклиматические области: северная половина (севернее 52°), юго-восточная и юго-западная части.

На территории каждой области необходимо выделять районы в соответствии с приведенными типами рельефа, так как различия в интенсивности обледенения, вызванные разнообразием рельефа в пределах данной области, более значительны, чем различия между областями для одних и тех же форм рельефа.

В ЗАЩИТУ УЧЕНИЯ О КОНСТРУКЦИЯХ ЛЕСОНАСАЖДЕНИЙ

Статья посвящена критике терминологических неточностей, допущенных работниками ГГО в определении конструкций лесных защитных полос, которые привели к некоторой путанице и в рекомендациях. Автор на большом фактическом материале разбирает летнюю и зимнюю работу лесных полос различных конструкций, а последнюю отдельно с точки зрения задержания снега и защиты дорог от заносов.

Одним из основных недостатков в деле полезащитного лесоразведения является несоответствие конструкции насаждений требованиям крупного механизированного сельскохозяйственного производства. Особенно это проявляется в районах с наличием снежных осадков.

Еще в 1931—1932 гг. автором было показано, что существующие в ряде хозяйств и рекомендуемые некоторыми лицами густые или, как их потом называли, «непродуваемые» насаждения значительно хуже «ажурных» полос, в той или иной степени проницаемых для ветра.

В те же годы автором было установлено, что в отношении снегозадержания особенно большие преимущества имеют полосы, прочищенные до высоты 1,5—2,0 м, легко проницаемые в нижнем ярусе, получившие в дальнейшем название «продуваемые» [24], [25], [7].

В последующие годы отдельные свойства этих основных конструкций полос уточнялись целым рядом научных работников нашей страны и коллективными усилиями было разработано учение о конструкциях защитных насаждений. Однако основные названия конструкций с указанным выше содержанием сохранились и более 20 лет широко применялись в производстве. В 1956 г. Всесоюзным научно-исследовательским агролесомелиоративным институтом (ВНИАЛМИ), например, были даны следующие определения и признаки полос различной конструкции [2].

1. Лесная полоса непродуваемой конструкции представляет собой плотное, густое сверху донизу насаждение, сквозь которое ветер почти не проникает или проникает крайне слабо. При средней скорости ветра (3—4 м/сек.) внутри такой полосы и на заветренной ее опушке наблюдается полное затишье; ветер в основном переваливает через полосу сверху.

2. Лесная полоса ажурной конструкции — сравнительно ветропроницаемое насаждение; значительная часть потока ветра средней скорости проходит сквозь такую полосу, не переваливая через нее сверху. Практически к ажурным можно отнести полосы с равномерно распределенными по продольному профилю сквозными мелкими просветами.

3. Лесная полоса продуваемой конструкции сильно продувается ветром через крупные сквозные просветы, расположенные обычно в нижней приземной части насаждения. Из лесных полос продуваемой конструкции для полезащитного лесоразведения наибольший интерес представляют полосы без подлеска.

С этими определениями и признаками согласились в 1957 г. все ведущие сотрудники агролесомелиораторы Украинского научно-исследовательского института лесного хозяйства и агролесомелиорации [33].

Учение о конструкциях насаждений имеет большое производственное значение. Работники сельского и лесного хозяйства применяли его в первую очередь для регулирования снежных отложений около полезащитных полос, добываясь прочистками более приемлемых для сельского хозяйства форм снежных отложений [31]. Очень остроумно применили это учение о конструкциях полос работники Алтайского края. Так, садовод орденоносец И. В. Украинский из колхоза «Красное Знамя», Раменского района (восточная окраина Кулундинских степей) южную и западную садозащитные полосы и межквартальные посадки держит все время продуваемыми внизу для того, чтобы тысячи центнеров снега, перегоняемые по степи во время поземков проникли в сад и отложились там ровным слоем для защиты стланцевых форм яблони, вишни, ягодников и т. д. Наоборот, восточную и северную границы сада Украинский обсадил густыми, непродуваемыми полосами, чтобы сквозь них поземковый снег не был вынесен из сада [22].

Точно так же Герой Социалистического Труда председатель колхоза «Родина», Шипуновского района, Ф. М. Гринько, заложив непродуваемые лесные полосы; накапливает в нужных местах огромное количество снега (высота сугробов иногда достигает 10 м) и использует талые воды для полива овощных участков [13].

Однако в последнее время это прогрессивное учение работниками Главной геофизической обсерватории И. А. Гольцберг и П. А. Воронцовым без каких-либо оснований изменено.

Гольцберг, во-первых, назвала полосами продуваемой конструкции такие, которые «имеют крупные просветы, через которые воздушный поток проходит свободно, почти не меняя структуры и не образуя четко выраженной зоны затишья на подветренной стороне . . . » [11].

Непродуваемыми полосами она считает такие полосы, у которых скорость ветра на подветренной опушке уменьшается не до штиля, а до 5—15% [11].

Таким образом, вместо существующей в настоящее время классификации защитных насаждений, основанной на ясных и принципиальных признаках, Гольцберг дала весьма расплывчатое и практически неприемлемое деление полос по степени наибольшего уменьшения ими скорости ветра: непродуваемые, когда скорость ветра уменьшается до 5—15%, ажурные, когда скорость ветра уменьшается до 30—40%, и продуваемые, когда скорость ветра уменьшается до 60—70% от скорости ветра в открытой степи.

Во-вторых, Гольцберг, отнеся к продуваемым полосам малорядные насаждения и аллеи, в дальнейшем [11] указывает, что ее «продуваемые» полосы работают хуже полос других конструкций.

Новая классификация и новая оценка работы полос, данная сотрудником такого высокого авторитетного учреждения, как ГГО, была включена в учебное пособие по агролесомелиорации [1] и на основании этого авторы учебного пособия, как увидим ниже, сделали совершенно неправильные производственные выводы. Это и заставило нас выступить в защиту учения о конструкциях защитных насаждений.

1. Уменьшение скорости ветра насаждениями различных конструкций

В результате произведенного в 1933—1934 гг. сравнительного изучения ветрозащитных свойств различных насаждений [26], [28] была установлена следующая схема распределения скоростей ветра в зоне защитного воздействия полос различных конструкций (рис. 1).

По подсчетам Г. И. Матякина [2] среднее снижение скорости ветра в процентах в наветренной зоне шириной в 40 высот насаждения составляло для полос:

ажурной вверх, редкой вниз (продуваемой)	— 42
густой вверх, ажурной вниз (ажурной)	— 38
густой вверх и вниз (непродуваемой)	— 29
редкой вверх и вниз	— 16

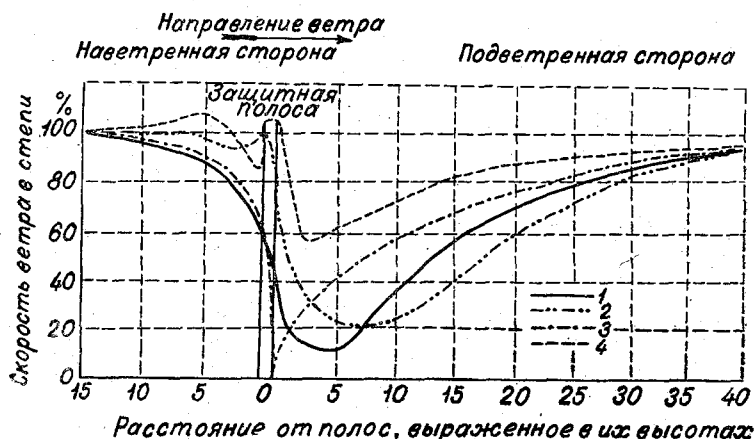


Рис. 1. Схема влияния на скорость ветра защитных полос различной конструкции.

1 — ажурной внизу, густой вверх, 2 — ажурной вверх, редкой внизу, 3 — густой вверх и внизу, 4 — редкой вверх и внизу.

Из этих данных видно, что продуваемые полосы не только не хуже, а, наоборот, лучше полос всех других конструкций уменьшают скорость ветра. Наихудший ветрозащитный эффект давали изреженные полосы, в данном случае однорядная полоса № 6 Тимашевского опорного пункта ВНИАЛМИ высотой около 10 м в безлиственном состоянии, имеющая внизу затравленный скотом один ряд клена татарского высотой около 1,0 м (рис. 2), т. е. полоса, которую Гольцберг назвала продуваемой [11].

В то же время при анализе материалов исследований автором было установлено [26], [28], что ветрозащитный эффект продуваемых полос возрастал по мере сгущения крон деревьев. Это дало основание предполагать [28], что полезащитные полосы должны иметь не только наибольшую продуваемость внизу, но достаточно большую густоту в верхнем ярусе. Ветровой поток, подходя к таким полосам, разделяется на две части, из которых верхняя будет переваливать через насаждение, а нижняя будет проноситься с усиленной скоростью между голыми стволами деревьев. В самой полосе и на ее опушках скорость ветра в этом случае будет близка к скорости его в открытой степи или даже больше ее.

Такие полосы, как автором было показано в работах [25], [27], [28], обеспечивают наилучшие для сельского хозяйства формы снежных отложений.

Поскольку большую густоту в области крон могут дать аллеиные посадки, состоящие всего лишь из двух рядов быстрорастущих и густокронных древесных пород (рис. 3 и 4), то они и были рекомендованы производству как наименее трудоемкие и дешевые [28].

Учитывая большое производственное значение указанных выводов, Всесоюзный и Украинский научно-исследовательские институты агролесомелиорации провели широкие повторные исследования. Так как автор не имел в числе объектов наблюдений аллеиных посадок, при этих исследованиях наряду с полосами различных конструкций изучались естественные или искусственные аллеи.

Кроме того, ВНИАЛМИ провел и лабораторные исследования на моделях в аэродинамической лаборатории ЦАГИ (Н. М. Горшенин [8]).

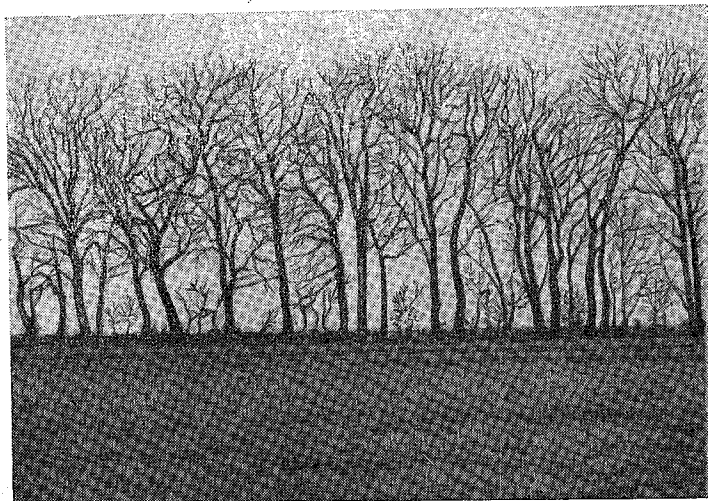


Рис. 2. Полоса № 6 Тимашевского опорного пункта ВНИАЛМИ в безлиственном состоянии, неправильно названная И. А. Гольцберг продуваемой.

В результате подтвердились общие зависимости в характере изменения скоростей ветра на межполосном пространстве, зарегистрированные автором для полос различных конструкций.

По наиболее полным исследованиям Ю. П. Бялловича, изучившего ветрозащитное действие 12 полос различных конструкций, получилось, что «чем больше ажурность, тем слабее выражен минимум скорости ветра и тем вообще слабее действие полос». Из числа изученных полос худшая ветрозащита оказалась у полос, имевших среднюю ажурность от 69 до 73% [34], т. е. у тех, которые Гольцберг назвала продуваемыми [11].

Исследования Бялловича подтвердили также, что «если полосы снизу имеют ажурность больше 80%, то в самих полосах и в непосредственном соседстве с ними наблюдаются повышенные скорости ветра, иногда превышающие скорости ветра в открытом поле» [34]. Однако эта «сильная ажурность в нижней четверти полосы не уменьшает ее защитного действия» и «... узкие полосы должны быть возможно плотнее на всем протяжении своего профиля, за исключением его нижней части...» [34]. «Поэтому, — пишет он, — защитное действие аллеиных посадок, где деревья имеют более развитые кроны, значительно сильнее, чем действие обычных полос с таким же количеством рядов».

Последний вывод о высокой эффективности малорядных насаждений и аллейных посадок Бяллович подтвердил и более поздними исследованиями [35].

Некоторые исследователи (Ю. П. Бяллович [34], В. А. Картов [17] и др.) высказывали опасение, что узкие полосы и особенно аллейные посадки при отсутствии подгона в некоторых случаях будут ниже обычных полос. Однако, по исследованиям последних лет (Г. Г. Данилов [14], Я. А. Смалько [32]), оказалось, что снижение скорости ветра за продуваемыми полосами простирается значительно дальше, чем за полосами других конструкций. На это еще раньше указывал также А. Р. Константинов [20].



Рис. 3. Аллейная полоса вдоль дороги от г. Мичуринска к ЦГЛ им. И. В. Мичурина. Продольный вид, снимок 1956 г.

Все перечисленные исследования касались главным образом влияния полос на скорость ветра и очень мало учитывали влияние их на турбулентный обмен в приземном слое воздуха, в значительной степени обуславливающий изменение полосами процессов испарения и транспирации, снегоотложения и выдувания почвы [5], [20], [37].

Первые же работы по количественному учету влияния лесных полос на турбулентную структуру ветра, произведенные М. И. Юдиным [37], А. Р. Константиновым [20] и др., показали, что наилучшее ослабление интенсивности турбулентного перемешивания внутри межполосных клеток зависит от конструкции насаждений. Хотя работники Гидрометслужбы и не изучили все наиболее типичные конструкции полос, но, по выводам Юдина, составленная автором схема влияния полезащитных полос различных конструкций на изменение скорости ветра (см. рис. 1) «сохраняет свое значение до настоящего времени» [37], а по заключению А. Р. Константинова «наиболее рациональными являются полосы с максимальной ажурностью в нижней части полос (ажурность может достигать до 50—60% и более) и с постепенным уменьшением ее с высотой так, что общая ажурность была близка к 30%» [20].

Подтверждение правильности этих выводов в отношении изменения

(полосами различных конструкций) процессов испарения дают наблюдения Л. А. Голубевой [29] и Г. Г. Данилова [14].

Объекты наблюдений Голубевой:

1. Семирядная полоса № 7 Тимашевского участка шириной 12 м и высотой 10 м, состоящая из береста и единичных экземпляров клена остролистного в первом ярусе, поросли тех же пород высотой 3—8 м во втором и поросли этих же пород и корневых отпрысков береста в подлеске. По своей конструкции полоса ажурная; ветропроницаемость ее, определенная по способу Б. В. Дзетовского [15], на высоте 5,8 м была равна 0,26, на высоте 4 м — 0,41 и на высоте 1—2 м — 0,58.



Рис. 4. Аллейная полоса вдоль дороги от г. Мичуринска к ЦГЛ им. И. В. Мичурина. Поперечный вид.

2. Искусственная аллея, созданная из семирядной полосы путем вырубki центральных рядов полосы. Кроны деревьев к моменту первых наблюдений еще не разрослись, и ветропроницаемость аллеи была больше, чем полосы № 7, а именно: на высоте 5,8 м — 0,47, на высоте 4,0 м — 0,50 и на высоте 1—2 м — 0,70.

Наблюдения над влиянием указанных насаждений на испаряемость производились в середине июня при помощи испарителей Птише, расположенных на различных расстояниях от насаждений.

В табл. 1 приведены величины экономии в испарении при угле подхода ветра к насаждениям в 68—90°.

Таблица 1

Расстояния от насаждений, выраженные в их высотах	Экономия в испарении под защитой	
	семирядные полосы	аллеи
0—10	24,3	24,2
10—20	14,5	15,0
0—20	19,5	19,3

Из данных табл. 1 видно, что искусственная аллея, несмотря на неполную сомкнутость крон деревьев, работала не хуже ажурной полосы № 7.

Г. Г. Данилов проводил наблюдения в колхозе им. Степана Разина, Куйбышевской области. Объектом наблюдения была также ажурная полоса, часть которой на отрезке около 300 м путем прочистки на высоту 1,5—2,0 м была превращена в продуваемую. Испаряемость учитывалась с открытой водной поверхности при помощи круглых чашек, сделанных из белой жести и имеющих диаметр 15 см и высоту 5 см. Долив воды производился 2 раза в сутки — в 7 и 19 часов.

Показатели по испаряемости за первую декаду самого жаркого месяца июля, по Г. Г. Данилову [14], как в дневные, так и в ночные часы оказались в пользу полосы продуваемой конструкции. Под ее защитой днем испаряемость на расстоянии, равном 20 высотам полосы, уменьшилась на 10%, а ночью — на 30% по сравнению с контрольным пунктом. Под защитой же лесной полосы ажурной конструкции днем испаряемость уменьшилась на таком же расстоянии на 6%, а ночью — на 14,5%.

Влияние полос различных конструкций на изменение скорости ветра и турбулентного обмена и на связанное с этими процессами развевание поверхности почвы можно иллюстрировать следующими данными С. М. Шуватова [36], полученными на основании обследования посевов сельскохозяйственных культур на площади 2600 га в ряде районов Краснодарского края (табл. 2).

Таблица 2

Влияние лесополос на состояние посевов	Конструкция лесополос	
	продуваемые	непродуваемые
Сохранились или частично оказались поврежденными посевы на общем расстоянии от лесной полосы (м)	550	420
Сохранились посевы полностью на расстоянии от лесополос (м)	250	200
Влияние лесополос на посевы (кратное средней высоте лесных полос)	73	65

В этом случае продуваемые полосы также оказались наилучшими.

Все приведенные выше результаты исследований показывают, что оценка ветрозащитной роли продуваемых полос и аллейных посадок, сделанная Гольцберг, не соответствует действительности.

Более того, при внимательном анализе текста работы Гольцберг можно установить, что у нее ни для новой «классификации» конструкций полос, ни для их оценки не было никаких оснований.

1. Экспедиция ГГО ни аллейные посадки, ни продуваемые полосы совершенно не изучала; совершенно не изучались ею также непродуваемые полосы [11].

2. Для «доказательства» наихудшей работы продуваемых полос Гольцберг, как уже указывалось, совершенно неправильно использовала данные Ю. П. Бялловича и Е. Г. Кучерявых по полосам с ажурностью от 65 до 69% и данные автора по двухрядной полосе № 6 Тимашевского участка в обезлиственном состоянии ([26], рис. 7), не имеющим ничего общего ни с продуваемыми полосами, ни с аллейными посадками.

Большую путаницу в оценке ветрозащитной роли полезащитных полос различных конструкций внес также П. А. Воронцов [10]. В работе [10] рис. 3 иллюстрирует якобы плохую работу продуваемых полос.

В действительности из анализа данных, положенных в основу этого рисунка, видно, что он составлен совершенно неправильно, так как за контроль для сравнения взяты пункты, находящиеся на расстоянии 10 высот от полос с подветренной их стороны, где, как известно, скорость ветра уменьшается в различной степени для полос разных конструкций, т. е., по существу, сопоставляются несравнимые между собой явления.

Если учесть, что на расстоянии 10H скорость ветра у продуваемых полос составляет только около 25%, а у ажурных около 40% и у непродуваемых полос около 60% скорости ветра в открытой степи, общий вид графика и выводы по нему будут совершенно иные.

Изменения в учении о конструкциях защитных насаждений, произведенные Гольцберг, и неправильный график, сделанный Воронцовым, ввели в заблуждение Н. И. Сус [1], который, ссылаясь на «новейшие» данные указанных лиц, сделал совершенно неправильные производственные выводы о том, что полосы должны иметь ширину не менее 20 м и что во всех районах черноземной зоны нужно создавать их только с кустарниками [1], при гнездовом способе лесоразведения даже высевать кустарники сеянками сплошными рядами [1], в зоне каштановых почв создавать только кустарниковые полосы, аллейные посадки, как имеющие якобы плохие ветрозащитные свойства, допускать только в районах, где сельскохозяйственным культурам не угрожают суховеи и черные бури, вдоль каналов на орошаемых землях создавать 6—9-рядные посадки и т. д.

2: Влияние полезащитных полос различных конструкций на урожайность сельскохозяйственных культур

Наиболее убедительным критерием для хозяйственной оценки полос различных конструкций является урожайность на защищенных ими полях. Она, как известно, обуславливается не только «летней», но и «зимней» работой полос.

Зимней работе полезащитных полос посвящено много исследований. В результате установлено, что в районах с наличием снежных осадков около непродуваемых и ажурных полос скапливаются громадные снежные сугробы, высота, ширина и очертания которых зависят в первую очередь от густоты и высоты нижнего яруса насаждений. У окончания снежных сугробов очень часто бывают «зоны выдувания» снега, а иногда и совершенно обнаженная почва. В результате этого озимые сельскохозяйственные культуры в приопушечной зоне часто вымокают, а дальше, в зонах выдувания вымерзают. Снежные сугробы делают приопушечные дороги непроезжими как зимой, так и в самый напряженный период ранних весенних полевых работ. Запоздалое снеготаяние мешает весенним полевым работам, увеличивает засоренность полей, способствует повреждению посевов вредителями и т. д. В засушливые годы яровые сельскохозяйственные культуры в приопушечной зоне дают пониженный урожай, а в зонах выдувания снега иногда полностью выгорают.

Все эти недостатки зимней работы непродуваемых и ажурных полос сильно снижают эффективность полезащитного лесоразведения. Они, как известно, явились поводом к обсуждению вопроса о ширине и конструкции полезащитных насаждений на специальном совещании при ВАСХНИЛ 6—11 марта 1957 г.

Известны два способа улучшения зимней работы полезащитных лесонасаждений: дополнительное снегозадержание в середине межполосных полей и создание путем прочисток продуваемых в нижнем ярусе насаждений.

Дополнительное снегозадержание в середине междюлосных полей, бесспорно, может дать положительный эффект, величина которого зависит от способа снегозадержания. Автором, например, еще в 1929 г. на Росташевском участке совхоза им. Хансена было констатирувано, что в середине поля № 36, занятом сплошь неубранными с осени стеблями подсолнечника, сохранилось 84% количества выпавшего снега вместо 48—55%, оставшегося на полях с озимыми культурами или однолетними (скошенными) травами [24]. В этом случае снежные сугробы у ажурных поулос № 5 и 6 были высотой 80—100 см и у более густой поулосы № 11 — 100—120 см; весной они особых затруднений в хозяйстве не вызвали.



Рис. 5. Трехрядная поулоса в колхозе им. Фрунзе, Саратовской области (расстояние между рядами 0,7 м).

Однако описанный способ снегозадержания в производстве не применим. Наиболее распространенные способы снегозадержания (распашка снега, посев и расстановка кулис из высокостебельных растений, расстановка щитов и др.) по наблюдениям автора в Поволжье уменьшают переносы снега значительно хуже.

Даже на междюлосном поле в 100 га колхоза им. Фрунзе, Баландинского района, Саратовской области, окаймленном 3-рядными ажурными поулосами 10-метровой высоты из 50-летнего вяза обыкновенного (без кустарников, рис. 5), снежные сугробы отмечались всегда (несмотря на регулярное применение снегозадержания) и имели высоту 130—150 см и больше.

Самым эффективным способом получения наиболее равномерных снежных отложений является содержание поулос защитных поулос в продвинутом состоянии. Это было установлено автором еще в 1928—1935 гг. [7, 24, 25, 27 и др.], проверено рядом других исследователей (Л. А. Голубева [2], Г. П. Дорофеев [16], П. Д. Никитин [23] и др.) и рекомендуется производству в соответствующих инструкциях.

Специальные исследования последних лет показали, что такие прочистки до высоты 1,5—2,0 м всегда повышали урожайность сельскохозяйственных культур. В табл. 3 приведены данные, полученные под

Таблица 3

Пункт наблюдений	Почвенная разность	Характеристика полос			Год наблюдений	Фамилия студентов-дипломантов	Наименование сельскохозяйственной культуры	Биологический урожай (ц/га) в зоне до 10 вы-сот от полосы		
		количество рядов	высота (м)	конструкция				у про-пашного участка	на конт-ном	привычка за счет прочистки
Колхоз им. Фрунзе, Саратовской области	Обыкновенные черно-земы правобережья Волги	3	10	Ажурная	1955	Комарова И. И.	Озимая рожь — зерно	16,3	11,5	4,8
					1956	Кошелев Г. Н.	Просо — зерно	26,5	19,3	7,2
Колхоз им. Куйбышева, Саратовской области	Южные черноземы Заволжья	9	8	Непро-дувае-мые	1956	Седышева Н. М.	Яровая пшеница — зерно	15,3	13,3	2,0
							Кукуруза — зеленая масса	188	114	74
Колхоз „Парижская Коммуна“, Башкирской АССР	Карбонатные черно-земы	11	8	То же	1956	Маринина А. Т.	Озимая рожь — зерно	16,9	13,3	3,6
		9	8	„	1956	Маринина А. Т.	Яровая пшеница	20,1	16,7	3,4
Колхоз им. Ворошилова, Тамбовской области	Обыкновенные черно-земы	12	4,5	„	1956	Ракина Р. А.	Рожь — зерно	20,5	15,4	5,1
							Озимая пшеница	25,8	23,0	2,8
Совхоз „Хуторок“, Краснодарского края	Приазовские черноземы	7	7	„	1956	Новосельцева Е. П.	То же	40,3	29,7	10,6
		19	10	„	1956	Новосельцева Е. П.	Яровой ячмень	19,8	15,5	4,3

руководством автора студентами-дипломантами Саратовского сельскохозяйственного института.

Точно так же, по данным аспиранта ВНИАЛМИ Г. Г. Данилова, урожай ржи под защитой продуваемого участка лесной полосы в колхозе им. Степана Разина, Куйбышевской области, в 1953 г. был на 4 ц/га выше, чем под защитой непрочищенной ажурной полосы. Урожай яровой пшеницы по его данным, полученным в четырех пунктах Куйбышевской области в том же году, был против прочищенных участков на 1,1—3,2 ц/га выше, чем на контроле. В 1954 г. эта разница составила 0,7—1,8 ц/га [14].

Аналогичная картина была констатирована Ф. С. Барышман на полях колхоза им. Буденного, Краснодарского края, в 1956 г. [3]: прибавка урожая озимой пшеницы при уборке комбайном против прочищенного участка была на 9,7 ц/га больше, чем против непрочищенного; урожай початков кукурузы против прочищенного участка был также на 19 ц/га больше, чем на контроле.

Приведенные материалы по изучению влияния полезащитных лесных полос различных конструкций на урожайность сельскохозяйственных культур показывают, что в хозяйственном отношении продуваемые полосы работают также лучше полос других конструкций.

Поэтому продуваемые полезащитные полосы заслуживают самого широкого применения.

Однако одними прочистками сделать их из полос других конструкций довольно трудно: во-первых, работы по вырубке кустарников и поросли и по подчистке стволов в настоящее время почти не механизированы и требуют затрат ручного труда 15—20 человеко-дней на 1 га; во-вторых, такие прочистки должны производиться в зависимости от лесорастительных условий и состава пород через 1—3 года. Колхозы и совхозы практически не могут их осуществлять не только из-за общего недостатка рабочей силы, но и из-за отсутствия квалифицированных специалистов и вынуждены иметь на своих полях сотни тысяч гектаров полезащитных полос наихудшей непродуваемой конструкции, изуродованных снеголомом.

Учитывая эти обстоятельства, специальное совещание по ширине и конструкции полезащитных полос, состоявшееся при ВАСХНИЛ 6—11 марта 1957 г., рекомендовало в дальнейшем создавать полезащитные полосы, во-первых, максимально узкими (преимущественно из 3—5 рядов главных и сопутствующих пород) и; во-вторых, без кустарников. Применение таких полос значительно облегчит работы по их прочисткам.

3. Применение учения о конструкциях полос для защиты сельских дорог от снега

Необходимость выступления с настоящей статьей вызвана также и тем, что учение о конструкциях защитных насаждений имеет большое значение в деле борьбы со снежными заносами на сельских автомобильных дорогах.

Как известно, для борьбы со снежными заносами на автомобильных дорогах в настоящее время применяется ряд способов: снегоочистка разного рода механизмами и ручным способом, поднятие земляного полотна на высоту, превышающую среднюю высоту снежного покрова в данной местности, придание насыпи и полотну обтекаемой формы, применение различных снегозащитных устройств (щиты, снегозащитные насаждения и пр.).

Однако все эти способы являются дорогими и трудоемкими и при-

меняются преимущественно на дорогах союзного и республиканского значения. Вследствие большой трудоемкости и дороговизны самый надежный и постоянно действующий способ снегозащиты — создание широких непродуваемых снегопоглотительных насаждений — даже на этих магистральных дорогах, как указывал в 1950 г. Г. В. Бялобжеский [6], не получил достаточного распространения. Почти не защищаются дороги областного и районного значения, а также местные дороги совхозов и колхозов.

В последние годы в печати не раз выдвигалась идея защиты автомобильных дорог от снега за счет создания колхозами и совхозами на своих полях полезащитных насаждений: последние создаются вдоль границ полей севооборотов и землепользования, а эти границы обычно являются не только полевыми дорогами, но по ним почти всегда проходят автомобильные дороги местного, областного и республиканского значения. Изучение автором данного вопроса еще в 1936 г. показало беспочвенность этой идеи [27]: узкие полезащитные полосы не могут поглотить в себе весь переносимый снег, и сугробы образуются за опушками насаждений, что усиливает снеготранспортировку дорог.

Повторное изучение этого вопроса было произведено автором в последние годы как в полевых условиях, так и на основании анализа более 500 ответов на специальные письма-анкеты, полученные кафедрой лесомелиорации Саратовского сельскохозяйственного института от райавтошоссдором, научно-исследовательских и учебных заведений 92 краев, областей и автономных республик СССР. Оно подтвердило прежние результаты.

Так, заведующий Ново-Буянским райавтошоссдором Куйбышевской области Колоколов, описывая в письме Саратовскому сельскохозяйственному институту 8-летнюю 10-рядную полезащитную полосу вдоль грунтовой дороги на территории колхоза «Красное Знамя», указывает, что дорога сильно заносится снегом. «На дороге образуется отложение снега до 2 м, при ветре с обеих сторон снег отлагается на дороге».

Точно так же заместитель директора по научной части Жеребковской научно-исследовательской станции полеводства (Одесская область) Мусиенко сообщает институту, что 7-рядная полоса, посаженная в 1950 г. вдоль шоссе от ст. Жеребково до г. Ананьева на протяжении 15 км «служит местом сбора снега и дорога ежегодно заносится сугробом высотой 2—3 м». Это же подчеркивает в своем письме заведующий Клетским овражным опытным пунктом ВНИАЛМИ (Сталинградская область) Духнов, указывая, что дорога, проходящая вдоль 5-рядной полосы на территории колхоза «Красный Октябрь», «как правило, заносится сугробами снега высотой до 150 см и что полосы в данном случае мешают эксплуатации дороги. Кроме того, из-за более позднего таяния снега у полосы неоднократно приходилось посев яровых культур производить на 5—8 дней позже, чем на обычном массиве поля».

Усиление заносимости дорог снегом под влиянием полезащитных полос отмечалось в письмах, полученных институтом также из Орловской, Курской, Киевской, Черниговской, Житомирской, Пензенской, Ульяновской, Саратовской, Ростовской, Омской, Семипалатинской и многих других областей.

Для устранения указанного «недостатка» полезащитных полос лесомелиораторы обычно рекомендуют три мероприятия: 1) размещать полосы так, чтобы дороги находились на освещенных солнцем опушках и быстрее просыхали; 2) прочищать полосы; 3) задерживать снег в пределах междоузлий полей кулисами из высокостебельных растений, щитами, распашкой снега и пр.

Все эти мероприятия, несомненно, снизят высоту снежных сугробов около полос, но полностью всей проблемы не решат.

Первая рекомендация дала бы хорошие результаты, если бы метелевые и поземковые ветры были одного направления. Однако по наблюдениям автора на полях Поволжья и по сводным материалам метеорологических станций, обработанных Н. В. Бова [4], М. И. Львович [21] и др., метелевые ветры в большинстве районов СССР возможны со всех сторон не только по годам, но и в течение одной зимы, одного месяца и даже недели.

Точно так же не спасает положения и второе мероприятие — периодические прочистки насаждений. По наблюдениям автора, по данным И. Д. Копанева и др., при метелях, сопровождающихся ветрами, подходящими к прочищенным полосам под острыми углами, последние работают как обычные ажурные полосы [19], [24], не говоря уже о том, что прочистки возможны только после смыкания крон в посадках, а до этого времени (5—7 лет) они будут давать высокие и круглые снежные сугробы.

Что же касается приемов снегозадержания, то, как уже указывалось, наиболее эффективный из них — посев кулис — может производиться далеко не на всех полях севооборотов, а распахка снега, как показывают наши полевые наблюдения, способна лишь снизить высоту снежных сугробов, но сделать дороги вдоль полос проезжими этот прием далеко не в состоянии.

Таким образом, при существующем положении большинство сельских дорог нашей страны в районах с наличием зимних осадков будет непроезжими как зимой, так и в самый напряженный период ранних весенних полевых работ.

Нужны иные мероприятия. Еще в 1936 г. автор предложил вместо обычных полевых защитных полос создавать вдоль дорог аллейные посадки из густокронных быстрорастущих древесных пород по одному ряду с каждой стороны и с расстоянием между рядами 8—12 м [27], [28].

Такие аллейные посадки, подчищенные снизу до высоты 1,5—2 м, работают зимой как заборы продувного действия, применяемые в некоторых случаях на железных дорогах: снег, приносимый с поля, такими аллеями не задерживается, а так как ветер проносится между голыми стволами деревьев с увеличенной скоростью, то снег с полотна дороги выдувается [30].

Наблюдения над зимней работой аллейных посадок, произведенные автором и другими исследователями в различных пунктах Ярославской, Московской, Тамбовской, Куйбышевской и Саратовской областей, а также письма, полученные из некоторых пунктов Калининской, Владимирской, Сталинградской, Винницкой, Черниговской, Полтавской, Днепропетровской, Челябинской и других областей, подтверждали, что снег с полотна дороги или выдувался совершенно, или его было значительно меньше, чем на прилегающих полях. В последнем случае дороги весной просыхают на 2—5 дней раньше, чем поля.

На рис. 6 в качестве примера приводятся результаты наблюдений автора над тополевой аллеей вдоль дороги от г. Мичуринска до ЦГЛ им. И. В. Мичурина. Высота тополей за время наблюдений колебалась от 18 до 26 м, расстояние между рядами составляло 10 м, в рядах между деревьями — 2 м (см. рис. 3 и 4).

Из рис. 6 видно, что снег с полотна дороги сдувался, отлагаясь на прилегающих полях.

Это сдувание снега с полотна дороги под влиянием аллей наблюдали все опрошенные местные жители в течение последних 18—20 лет.

Создатель аллеи И. С. Горшков в 1950 г. писал: «Мой расчет осно-

ывался на том, что при сомкнутости крон между стволами образуется сквозняк и эта постоянно действующая сила будет очищать полотно дороги от снега.

Все мои предположения оправдались. Дорога стала проезжей при любом снегопаде и метели...» [12].

Особенно эффективны аллеи из хвойных пород, создающих относительно большую густоту в верхнем ярусе. Так, на Носовской госселекстанции (Черниговская область) имеются однорядные еловые аллеи высотой около 12 м с подчищенными снизу до 1,5 м стволами. Полотно дорог находится на одном уровне с поверхностью окружающих полей. В этом хозяйстве, по свидетельству дирекции госселекстанции, в течение последних 20 лет дороги не заносятся снегом. «В аллеях замечался сквозняк, который и выдувал снег», — пишет дирекция станции в письме Саратовскому сельскохозяйственному институту.

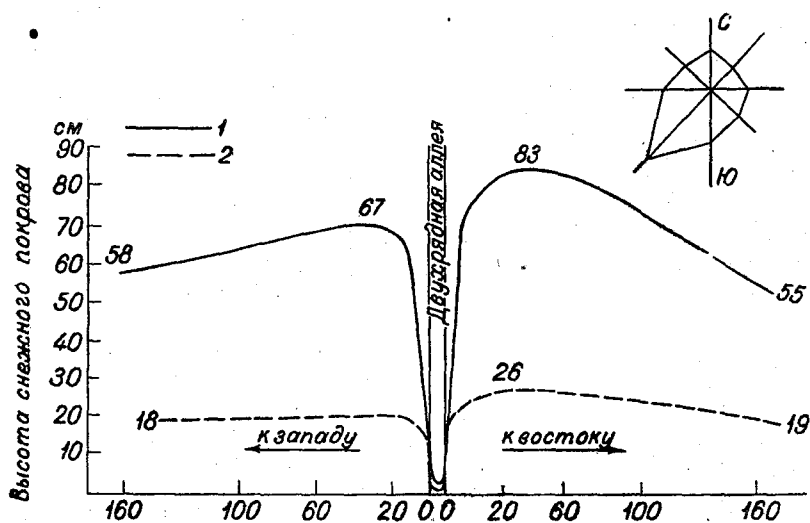


Рис. 6. Снежные отложения около двухрядной аллеи от г. Мичуринска до ЦГЛ и роза метелевых ветров.
1 — в марте 1956 г., 2 — в марте 1948 г.

Из приведенных примеров видно, что аллеиные посадки не только не мешают работе местных дорог колхозов, совхозов и не задерживают весенние полевые работы, но в ряде случаев могут явиться надежным способом защиты автогужевых дорог от снежных заносов.

В то же время, как было показано выше, они не хуже многорядных полос защищают поля от суховея, а в некоторых случаях и от эрозии почвы [29].

Относительно слабое применение аллеиных посадок вдоль дорог в нашей стране работники автодорожного дела объясняют главным образом тем, что в некоторых случаях аллеи якобы не могут защитить дороги от снежных заносов и в то же время мешают применению снегоочистителей.

Анализ случаев заносимости дорог, обсаженных аллеями, показывает, что это бывает в результате очень далекого размещения посадок от полотна дороги и невыполнения правил их подчистки.

При расстояниях между рядами 8—12 м и при густоте в рядах через 2 м аллеиные посадки работают вполне удовлетворительно, о чем свидетельствуют приведенные выше материалы.

Прекрасным примером влияния прочисток на заносимость дороги

является работа еловой аллеи на территории Ялтушковского опорного селекционного пункта в Винницкой области, имеющей высоту около 21 м при возрасте около 80 лет. Высота снежного покрова в районе пункта составляет в среднем 17 см, но наибольшая высота бывает 75 см.

На наш специальный запрос дирекция опытного пункта сообщает, что дорога, проходящая в еловой аллее, как правило, снегом не заносится, если и бывают заносы, то только «в местах гибели деревьев» и что дорога раньше, до обрубки нижних ветвей до высоты 2 м, сильно заносилась снегом. «Подчистка эта была произведена в 1923 г., после чего заносов дороги не наблюдалось за счет создания сквозняков».

Специальное совещание по ширине и конструкции полезащитных полос рекомендовало аллейные посадки для защиты хозяйственных дорог колхозов и совхозов во всех районах СССР, где имеют место снежные заносы.

4. О выборе наиболее выгодной конструкции полос •

Гольцберг в своей работе [11] приводит схему распределения различных конструкций полос по территории степных и лесостепных районов Европейской части СССР. В основу этой схемы она положила различие в летней и зимней работе полос и утверждение о том, что большая ветропроницаемость в нижней части профиля полосы не обеспечивает нормальных лесорастительных условий.

Даже учитывая различные оговорки, сделанные Гольцберг [11], указанную схему нельзя признать правильной по следующим трем причинам.

Во-первых, обоснования этой схемы не соответствуют решениям партии и правительства, в которых неоднократно подчеркивалась необходимость подходить ко всем вопросам с позиций конкретной экономики.

В. В. Мацкевич, выступая на XX съезде КПСС, говорил: «До последнего времени в работе сельскохозяйственных органов и специалистов господствовало пренебрежительное отношение к таким экономическим категориям, как себестоимость, выгода, вообще к вопросам экономики. Агрономы, зоотехники, инженеры, работники науки не считали затрат труда и средств на производство единицы продукции, не оценивали рекомендуемые ими агротехнические и другие мероприятия с точки зрения их экономической выгоды».

Предстоит провести большую работу, чтобы все наши специалисты, руководящие кадры МТС и колхозов овладели экономическими знаниями, научились считать, научились сопоставлять затраты с результатами, производить больше продукции с минимальной затратой труда и средств».

Каких-либо расчетов и экономических показателей в работе Гольцберг не приводится. С этой точки зрения неправильность ее рекомендаций видна хотя бы из следующих примеров.

1. Для северного района, где находится Росташевский участок (Аркадакский район, Саратовской области) Гольцберг рекомендует многоярусные полосы с подлеском, без опушек. Между тем около таких полос всегда отмечались снежные сугробы со всеми их отрицательными последствиями. Так, в 1934 г. около полосы № 1 снег лежал в приопушечной зоне шириной 80 м отдельными пятнами еще через 13 дней после начала весенних работ. От этих пятен снега отходили языки грязи, в то время как по микровозвышениям почва пересохла настолько, что ее нельзя было разбороновать. Нормальный сев был невозможен. В результате урожая здесь почти не было (кроме сорняков), в то время как

на более удаленных участках он составил 14 ц/га. Только в один год за счет недобора урожая убытки составили значительно больше, чем создание полезной полосы.

2. Для южного сухого района, где зимняя работа полос проявляется главным образом в многоснежные зимы. Гольцберг рекомендует полевые защитные полосы с кустарниками. Такую именно полосу создали местные лесомелиораторы вдоль дороги от г. Ананьева до ст. Жеребково. В результате, как уже указывалось, г. Ананьев в первые же годы работы полос был отрезан в зимнее время от железной дороги.

В экономическом отношении во всех районах с наличием снежных осадков являются наиболее выгодными аллейные посадки, состоящие из двух рядов высокорастущих и густокронных деревьев. Они, являясь типичными продуваемыми полосами, как уже указывалось, не хуже полос других конструкций защищают поля от суховея; они не только не мешают работе местных дорог колхозов и совхозов, но в ряде случаев могут явиться способом защиты их от снежных заносов; сугробы около них отличаются наибольшей равномерностью и т. д.

Выращивание аллейных посадок дешевле создания многорядных полос в 2—3 раза и более, и затраты обычно не превышают 700 руб. на 1 пог. км. Преимущество их перед многорядными полосами состоит также в том, что они позволяют значительно уменьшить объем работ по облесению степей и, следовательно, защитить поля в наиболее сжатые сроки. Значительно уменьшается также и количество изъятой из сельскохозяйственного производства пахотнospособной площади за счет проведения дорог внутри аллей.

Схему размещения полос различных конструкций на территории, предложенную Гольцберг, нельзя считать правильной, во-вторых, потому, что она построена на неверном утверждении о неудовлетворительной работе продуваемых полос в летнее время, что, как было сказано выше, не соответствует действительности.

В-третьих, схема размещения полос различных конструкций, предложенная Гольцберг, построена также на совершенно необоснованном утверждении, что продуваемые полосы якобы являются биологически неустойчивыми.

Не рассматривая этот последний вопрос детально, укажем лишь, что Саратовский сельскохозяйственный институт располагает данными по аллейным посадкам общей протяженностью около 50 тыс. км, из которых 6,5 тыс. км имеют возраст более 20 лет. Несмотря на полное отсутствие «лесной обстановки», многие из них при надлежащем подборе пород достигли солидного возраста. Даже в весьма суровых лесорастительных условиях — на бурых супесчаных почвах Богдинской опытной станции в Астраханской области — благополучно растет 30-летняя вязовая аллея. По данным Бяловича [35], в наиболее засушливых условиях подзоны темно-каштановых почв Украины, аллейные посадки даже превосходят многорядные лесные полосы по их устойчивости и достигают в 2—3 раза большей высоты.

Правильное содержание учения о конструкциях насаждений должно быть восстановлено, особенно в таких книгах, которыми пользуются студенты агрономических и лесохозяйственных вузов — будущие специалисты сельского хозяйства.

Выступая с настоящей статьей в защиту указанного учения от искажений, высказываю также пожелание, чтобы научно-исследовательские учреждения (в том числе и работники ГГО) приняли участие в более глубоком и всестороннем изучении насаждений различных конструкций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агролесомелиорация. Под ред. проф. Н. И. Сус. Госсельхозгиз. М. 1956.
2. Агролесомелиорация. Под ред. докт. с.-х. наук А. В. Альбенского и канд. с.-х. наук П. Д. Никитина. Госсельхозгиз. М. 1956.
3. Барышман Ф. С. Некоторые данные о влиянии конструкции лесных полос на урожай. Лесное хозяйство, № 11. 1957.
4. Бова Н. В. Ветер в Поволжье. Саратов. 1947.
5. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Гидрометеиздат. Л. 1952.
6. Бялобжеский Г. В. Пути повышения экономичности снегозащитных устройств. Строительство дорог, № 1. 1950.
7. Всесоюзный научно-исследовательский институт агролесомелиорации. Итоги научно-исследовательских работ в области агролесомелиорации за вторую пятилетку, ч. 1. М. 1938.
8. То же. Итоги научно-исследовательских работ за 1938 г. М. 1940.
9. То же. Агролесомелиорация. Изд. 2-е, Сельхозгиз. М. 1948.
10. Воронцов П. А. Исследование влияния лесных полос на ветер с помощью уравновешенных шаров. Труды ГГО, вып. 44 (106). 1954.
11. Гольцберг И. А. Метеорологическая эффективность продуваемых лесных полос различных конструкций. Труды ГГО, вып. 44 (106). 1954.
12. Горшков И. С. Плодовые деревья в полосах защиты. Лес и степь, № 8. 1950.
13. Гринько Ф. М. Водохозяйственные работы в колхозе им. Молотова. Газета «Социалистическое земледелие», № 75. 1952.
14. Данилов Г. Г. Влияние полосах защиты лесных полос различных конструкций на урожай сельскохозяйственных культур. Диссертация. Институт леса АН СССР. 1955.
15. Дзетовецкий Б. В. Влияние лесных полос на скорости ветра. Метеорология и гидрология № 7—8. 1939.
16. Дорофеев Г. П. Рубки ухода в полосах защиты насаждениях. В кн. «Агролесомелиорация», изд. 2-е. Сельхозгиз. 1948.
17. Каргов В. А. О влиянии некоторых внешних условий среды на рост лесных полос на высоту. Лес и степь, № 7. 1949.
18. Копанев И. Д. Влияние лесных полосах защиты на распределение снежного покрова в засушливой зоне Европейской территории СССР. Гидрометеиздат. Л. 1955.
19. Копанев И. Д. Снегоотложение у лесных полос разной конструкции. Лесное хозяйство, № 12. 1954.
20. Константинов А. Р. Влияние лесных полос на ветер и турбулентный обмен в приземном слое воздуха. В кн. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полосах защиты лесоразведения». Гидрометеиздат. Л. 1950.
21. Львович М. И. Принципы размещения защитных лесных полос на полях колхозов и совхозов. Лес и степь, № 7. 1949.
22. Мятковский О. Алтай покрывается садами. Газета «Социалистическое земледелие», № 144. 1949.
23. Никитин П. Д. Лесоводственные меры ухода в молодых полосах защиты лесонасаждениях. Научный отчет ВНИАЛМИ за 1943—1944 гг. Сельхозгиз. 1946.
24. Панфилов Я. Лесные полосах защиты и снегозадержание. Мелиорация и торф, № 7/9. 1931.
25. Панфилов Я. О конструкции лесных полос. На лесокультурном фронте, № 5—6 и 7—8. 1932.
26. Панфилов Я. К вопросу о влиянии защитных полос на скорость и направление ветра. Труды ВНИАЛМИ, вып. VI. 1936.
27. Панфилов Я. Полосах защиты и дорожная сеть. Труды ВНИАЛМИ, вып. VI. 1936.
28. Панфилов Я. Д. Полосах защиты на водораздельном плато степной зоны Поволжья. Труды ВНИАЛМИ, вып. VIII. 1937.
29. Панфилов Я. Д., Голубева Л. А. Аллейные полосы и их значение в сельском хозяйстве. Труды Саратовск. с.-х. ин-та, т. IX/16. 1947.
30. Панфилов Я. Д. Аллейные посадки на автомобильных дорогах. Строительство дорог, № 5. 1948.
31. Панфилов Я. Д. О конструкции полосах защиты лесонасаждений. Агроботаника, № 1. 1954.
32. Смалько Я. А. Зоны ветрозащитного влияния лесных полос разных конструкций. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 5. 1955.

33. Сборник «Агролесомелиорация». Критика и библиография. Лесное хозяйство, № 9. 1957.
34. Украинский научно-исследовательский институт агролесомелиорации и лесного хозяйства. Научный отчет за 1938 г. Харьков. 1949.
35. Украинский научно-исследовательский институт лесного хозяйства и агролесомелиорации. Бюллетень технической информации, № 2. Харьков. 1957.
36. Шуватов С. М. Лесные полосы в борьбе с черными бурями на Кубани. Лесное хозяйство, № 10. 1957.
37. Юдин М. И. Влияние лесных полос на турбулентный обмен и оптимальная ширина полос. В кн. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения». Гидрометеониздат. Л. 1950.

ВЛИЯНИЕ БОЛЬШОГО ГОРОДА НА ТЕМПЕРАТУРУ, ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА И ОСАДКИ

По материалам 10 станций показано влияние большого города на ход метеорологических элементов. Даны количественные характеристики влияния степени застройки, озеленения, близости водоема и высоты местности на температуру и влажность воздуха, а также на осадки в годовом ходе.

В настоящей работе использованы данные 10 станций, находящихся в г. Москве, в числе которых 3 станции имеют период наблюдений 50—70 лет (Москва, Сельскохозяйственная академия; Москва, Межевой институт и Москва, Гидрометеорологический институт) и 7 станций с периодом наблюдений от 6 до 8 лет (Балчуг, Всесоюзная сельскохозяйственная выставка (ВСХВ), завод им. Лихачева, Погодинка, Сокольники, Центральный институт прогнозов и Центральный парк культуры и отдыха им. Горького). Все указанные станции расположены в разных частях города с различной густотой застройки, озеленения и неодинаково удалены от водных объектов.

В менее застроенной части города, на северной его окраине, находятся станции Москва, Сельскохозяйственная академия им. Тимирязева, Сокольники (в парке культуры и отдыха) и ВСХВ (на территории Всесоюзной сельскохозяйственной выставки). Все остальные станции расположены в центральных и более застроенных частях г. Москвы. С 1954 г. на южной окраине г. Москвы существует станция при Московском государственном университете им. Ломоносова на Ленинских горах.

Кроме того, для решения некоторых вопросов привлекались станции ближайшего Подмосковья (Лосиноостровская) и более отдаленные подмосковные станции (Собакино и Ленино-Дачное).

Влияние застройки на температуру и влажность воздуха

Для выявления влияния застройки проанализированы данные наблюдений на ст. Москва, Сельскохозяйственная академия, сравнительно мало застроенной, окруженной зелеными насаждениями на окраине города, и на станциях Москва, Межевой институт, Московский гидрометеорологический институт (МГМИ), Погодинка и Балчуг, расположенных среди городских зданий.

В табл. 1 приводятся разности средних месячных величин температуры воздуха между станциями с различной степенью застроенности.

Как видно из табл. 1, средняя месячная температура воздуха в застроенной части города (Межевой институт, МГМИ, Погодинка, Балчуг) в некоторые месяцы, главным образом летние, превышает темпе-

ратуру менее застроенных частей города на $1,0-1,1^{\circ}$. Это является результатом сильного нагрева высоких каменных зданий, асфальтированных улиц, а от них и воздуха в дневные часы. После захода солнца хорошо прогретые поверхности отдают свое тепло воздуху, и температура ночью в застроенной части города гораздо выше, чем на его окраинах.

За чертой города в близком Подмоскovie, где во многих местах имеются большие каменные жилые и промышленные здания, температурный режим мало отличается от режима окраин города, как показывают средние месячные температуры подмосковной ст. Лосиноостровская. На подмосковных станциях, более удаленных от железной дороги и от больших каменных построек, расположенных открыто, как, например, Собакино, Ленино-Дачное, наблюдается понижение средней месячной температуры воздуха по сравнению с окраиной города в среднем до $0,5-0,3^{\circ}$. По сравнению же с центральной застроенной частью г. Москвы средняя месячная температура воздуха на таких открытых станциях ниже на $1,5-1,8^{\circ}$.

Для более полного представления о распределении температуры воздуха в г. Москве в зависимости от степени застройки в табл. 2 приводятся средние месячные температуры воздуха по всем имеющимся станциям. Данные всех короткокордных станций приведены к одному многолетнему периоду.

Как видно из табл. 2, самые высокие температуры воздуха наблюдаются на ст. Балчуг. Это объясняется тем, что, кроме ее расположения в центральной наиболее застроенной части города, она находится на берегу незамерзающего канала, в который спускается много теплой воды, но на этом более подробно остановимся дальше. Вообще температура в Москве убывает от центра к окраинам города.

Наибольшие разности в средней суточной температуре воздуха между застроенными районами города и его окраиной наблюдаются летом, наименьшие — осенью и в начале зимы, когда преобладают пасмурные дни и почти нет солнца.

Представление о различиях в температуре воздуха в дневное и ночное время суток в разных частях города в зависимости от застройки дают разности средней максимальной и минимальной температуры, которые приводятся в табл. 3 и 4.

Наибольшие различия в дневной температуре воздуха между застроенной центральной частью города (Погодинка, Межевой институт) и окраиной (Сельскохозяйственная академия) наблюдаются в теплое время года. Все три станции — Погодинка, Межевой институт и Сельскохозяйственная академия — находятся в одинаковых условиях озеленения. Между станциями Балчуг и Сельскохозяйственная академия расхождения почти одинаковы в течение всего года, только в октябре—декабре разности на $0,1-0,2^{\circ}$ меньше, чем в остальные месяцы года. Одинаковые разности в январе—марте с теплым периодом года на ст. Балчуг, в отличие от станций Погодинка и Межевой институт с Сельскохозяйственной академией, объясняются утепляющим действием вод незамерзающего канала.

Менее выражены различия в дневной температуре воздуха в годовом ходе между станциями Погодинка, Межевой институт и окраиной города в ноябре—феврале ($0,5-0,6^{\circ}$), т. е. в месяцы с наименьшей полуденной высотой солнца над горизонтом и меньшей длительностью дня.

Как показывают разности средней минимальной температуры (табл. 4), наименьшие различия ночных температур воздуха в городе в местах с различной степенью застроенности наблюдаются в октябре—декабре ($0,4-0,7^{\circ}$), наибольшие разности — во второй половине зимы

Таблица 1

Разности средней месячной температуры воздуха (град.)

Название станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Межевой институт — С.-х. академия	0,7	0,7	1,0	0,8	1,1	1,0	0,9	1,1	0,7	0,6	0,5	0,5	0,8
МГМИ — С.-х. академия	0,5	0,7	0,8	0,7	0,9	0,9	1,0	0,8	0,4	0,6	0,4	0,6	0,7
Погодинка — ВСХВ	0,6	0,8	0,6	0,6	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,4	0,4	0,3	0,6
Балчуг — Сокольники	0,8	1,1	0,8	0,7	1,0	1,1	0,9	1,1	1,0	0,7	0,5	0,5	0,8
С.-х. академия — Ленино-Дачное	0,6	0,7	0,8	0,4	0,0	0,4	0,4	0,2	0,3	0,1	0,5	0,5	0,4

Таблица 2

Средняя месячная температура воздуха на станциях, расположенных в г. Москве и Подмосковье

Название станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балчуг	-9,4	-8,5	-4,0	4,6	12,9	16,7	18,9	17,1	11,6	4,9	-1,7	-7,4	4,6
Межевой институт	-9,7	-9,0	-4,0	4,5	12,7	16,4	18,7	16,7	11,1	4,7	-1,8	-7,5	4,4
МГМИ	-9,4	-9,0	-4,1	4,7	12,3	16,4	18,5	16,5	10,8	4,4	-1,7	-7,4	4,3
Погодинка	-9,7	-8,9	-4,4	4,3	12,6	16,3	18,5	16,6	11,0	4,6	-1,9	-7,6	4,3
ЦПКО	-9,7	-9,0	-4,5	4,1	12,4	16,1	18,3	16,4	10,9	4,6	-1,9	-7,7	4,2
Сокольники	-10,2	-9,6	-4,8	3,9	11,9	15,6	18,0	16,0	10,6	4,2	-2,2	-7,9	3,8
ВСХВ	-10,3	-9,7	-5,0	3,7	11,8	15,5	17,8	15,9	10,4	4,2	-2,3	-7,9	3,6
С.-х. академия	-10,3	-9,7	-5,0	3,7	11,7	15,4	17,8	15,8	10,4	4,1	-2,3	-8,0	3,6
Лосиноостровская	-10,3	-9,7	-5,1	3,7	11,6	15,3	17,7	15,7	10,3	4,1	-2,3	-8,0	3,6
Собакино	-10,5	-9,9	-5,4	3,3	11,3	15,0	17,4	15,4	9,9	3,9	-2,4	-8,3	3,3
Ленино-Дачное	-10,9	-10,4	-5,8	3,3	11,7	15,0	17,4	15,6	10,1	4,0	-2,8	-8,5	3,2

Таблица 3

Разности температуры воздуха на московских станциях (град.)

Название станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Разности средней максимальной температуры воздуха

Балчуг — С.-х. академия	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,7	0,3
Погодинка — С.-х. академия	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	1,0	0,8	0,9	0,8	0,6	0,5	0,7

Разности средней температуры воздуха в 13 часов

Межевой институт — С.-х. академия	0,6	0,6	0,7	0,9	1,2	1,2	1,1	1,0	0,9	0,7	0,5	0,5	0,8
-----------------------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Таблица 4

Разности средней минимальной температуры воздуха (град.)

Название станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Погодинка — С.-х. академия	0,9	1,2	0,8	0,6	1,1	1,0	0,9	0,8	0,7	0,5	0,5	0,6	0,8
Межевой институт — С.-х. академия	0,9	1,2	1,4	1,0	1,2	1,2	1,2	1,2	0,9	0,7	0,7	0,8	1,0
ЦПКиО — ВСХВ	0,9	1,1	1,0	0,9	1,2	1,1	0,8	0,8	0,7	0,5	0,4	0,4	0,8
Балчуг — С.-х. академия	1,5	1,9	1,4	1,1	1,9	2,0	1,7	1,6	1,4	0,9	0,7	0,9	1,4

и летом. Несколько уменьшаются разности по сравнению с летним периодом в переходные месяцы года — апреле и сентябре.

В соответствии с пониженной минимальной температурой в менее застроенных районах города и на его окраине укорочена и продолжительность безморозного периода по сравнению с более застроенными и центральными районами г. Москвы. Обычно первый и последний заморозки в воздухе бывают слабые — при температуре, близкой к 0° , и во многих случаях, когда на окраине города минимум бывает несколько ниже 0° , в застроенной части он выше 0° . Представление о продолжительности безморозного периода дают разности между показаниями станций, расположенных в различных условиях застроенности (табл. 5).

Таблица 5

Разность продолжительности безморозного периода в различных условиях местоположения в г. Москве

Название станции	Разность продолжительности безморозного периода (дни)	Примечание
Балчуг — С.-х. академия	25	Станции Балчуг, Погодинка, ЦПКиО в застроенной части города, С.-х. академия и ВСХВ на окраине, Собакино подмосковная
Погодинка — С.-х. академия	12	
ЦПКиО — ВСХВ	20	
С.-х. академия — Собакино	20	
Погодинка — Собакино	34	

Безморозный период в открытом месте за городом в среднем короче, чем в застроенной части города, более чем на месяц (34 дня).

Указанные различия в табл. 2—5 относятся к средним величинам, в отдельных же случаях разности гораздо значительнее. В ясные относительно тихие ночи минимальные температуры воздуха на более открыто расположенных станциях окраин города иногда на 4—5° ниже, чем в центральной застроенной части. В ясные летние дни при сильном солнечном сиянии максимальные температуры воздуха соответственно на столько же ниже иногда даже при скорости ветра в 5—7 м/сек. Таким образом, в застроенной части города как днем, так и ночью температура воздуха выше, чем на окраине (менее застроенной большими каменными зданиями).

Относительная влажность воздуха, как известно, в очень большой степени зависит от температуры воздуха и естественно, что она ниже там, где температура выше, т. е. в застроенных менее озелененных районах города. Для наглядности в табл. 6 приводятся разности относительной влажности воздуха по станциям с различной густотой застройки в центральной части города, на окраине и в ближайших его окрестностях.

Таблица 6

Разности средней относительной влажности воздуха на московских станциях в зависимости от условий местоположения (‰)

Название станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

13 часов

Межевой институт —													
С.-х. академия	—2	—1	—2	—5	—5	—5	—5	—3	—4	—4	—2	—2	—3
Балчуг — Погодинка . . .	—1	—2	—2	—2	—1	—1	—1	—2	—2	—1	—1	—1	—1
Балчуг — Лосиноостров- ская	—1	—2	—2	—4	—4	—5	—5	—5	—5	—3	—2	—2	—3

21 час

Межевой институт —													
С.-х. академия	—2	—2	—3	—4	—6	—5	—5	—5	—4	—3	—2	—1	—3

Как видно из табл. 6, относительная влажность воздуха в более застроенных районах города во все часы суток ниже, чем на окраине. Мнение некоторых авторов, что в дневное время суток в городе влажность выше, чем на его окраинах, вследствие плохой вентиляции города, нашими данными не подтверждается.

Влияние водного объекта на температуру и влажность воздуха прилегающих участков

Для выявления влияния воды на температуру и влажность воздуха прилегающих мест использованы наблюдения московских станций Балчуг и Погодинка. Обе станции находятся в одинаковых условиях застроенности. Ст. Балчуг расположена в 50—60 м от воды на берегу незамерзающего канала шириной 60 м, глубиной 1,5—2 м. Параллельно каналу в 250 м к северу от станции протекает Москва-река. Улица Погодинка и ближайшее окружение станции более озеленены, чем Балчуг.

В дневное летнее время как древесная растительность, так и бли-

зость водной поверхности действуют в сторону понижения температуры воздуха. По-видимому, величины влияния озеленения на Погодинку и воды на Балчуг почти одинаковы, и поэтому разности средней максимальной температуры воздуха между этими двумя станциями с апреля по сентябрь нулевые.

Средняя минимальная температура воздуха, которая характеризует ночное время суток, на ст. Балчуг значительно выше, чем на Погодинке. В июне средняя разность достигает 1° , а в некоторые ясные, относительно тихие ночи разности минимальной температуры между станциями Балчуг и Погодинка составляют $4-5^{\circ}$.

Температура воздуха ночью на ст. Балчуг в течение круглого года выше, чем на Погодинке. Наименьшие разности отмечаются в ноябре и декабре (табл. 7).

Таблица 7

Разности температуры воздуха Балчуг — Погодинка (град.)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

Разности средней максимальной температуры воздуха

0,2	0,3	0,1	0,0	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,1
-----	-----	-----	-----	-----	------	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Разности средней минимальной температуры воздуха

0,5	0,7	0,6	0,5	0,8	1,0	0,8	0,7	0,8	0,4	0,2	0,3
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Разности средней суточной температуры воздуха

0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,3	0,2	0,3
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

По-видимому, столь повышенные минимальные температуры воздуха на ст. Балчуг по сравнению со ст. Погодинка вызваны не только утепляющим действием воды на ст. Балчуг, но отчасти и меньшей вентилирующей — большим застоем холодного воздуха — в более озелененном районе ст. Погодинка.

Следует отметить, что ст. Балчуг отличается самой высокой минимальной и среднесуточной температурой воздуха из всех 8 московских станций (табл. 2, 4, 7).

Это объясняется тем, что станция расположена в центральной, сильно застроенной части города и весьма мало озеленена, что ведет к довольно высоким дневным температурам, исключая в летнее время влияние воды. Ночью, когда вследствие слабого обмена наибольшее влияние оказывают особенности ближайших участков, в течение круглого года близость воды поддерживает минимальную температуру воздуха на более высоком уровне, чем на других московских станциях. Поэтому и средняя суточная температура на этой станции выше, чем на всех остальных станциях г. Москвы.

Дополнительной характеристикой температурного режима может служить продолжительность безморозного периода. Безморозный период на ст. Балчуг на 13 дней длиннее, чем на ст. Погодинка, что может быть

отнесено только за счет влияния воды, и на 25 дней длиннее, чем на окраине города. Длинный безморозный период на ст. Балчуг является результатом двух факторов — застроенности и близости водной поверхности.

Однако есть основание предполагать, что влияние воды распространяется на очень узкую полосу, прилегающую непосредственно к водному объекту. На расстоянии 500—600 м, отделяющем ст. Погодинка от берега Москвы-реки, это влияние на температуру воздуха уже не обнаруживается. Влияние воды на величину влажности воздуха весьма невелико, как показывают данные табл. 6 (разности Балчуг—Погодинка).

Суточный ход температуры и влажности воздуха

Суточный ход температуры воздуха разных районов г. Москвы имеет весьма большое сходство. В зимнее время года, когда суточный ход температуры воздуха слабо выражен (от часа к часу температура меняется мало), трудно выделить час максимума или минимума температуры, так как по несколько часов температура или остается без изменения, или меняется на $0,1-0,2^{\circ}$ (декабрь—февраль).

Анализируя суточный ход температуры воздуха на станциях Балчуг и Погодинка, можно отметить, что в отдельные годы в марте, апреле и сентябре максимум температуры воздуха на ст. Погодинка наблюдается несколько позже (до 1 часа), чем на ст. Балчуг, а в некоторые годы в июле он ютмечается на столько же раньше, чем на ст. Балчуг.

Вообще ясно выраженных различий из года в год во времени наступления максимальной и минимальной температуры воздуха в суточном ходе на обеих станциях не обнаруживается.

Суточные амплитуды температуры воздуха на ст. Погодинка больше, чем на ст. Балчуг, за счет более низких минимальных температур на ст. Погодинка, дневные же максимальные температуры воздуха на обеих станциях почти одинаковы.

По суточному ходу относительной влажности воздуха станции Погодинка и Балчуг почти не различаются. Время наступления максимальной и минимальной величин относительной влажности в суточном ходе совпадают. Суточные амплитуды влажности, как и температуры воздуха, на ст. Погодинка больше, чем на ст. Балчуг, за счет соответственно больших величин максимума влажности на ст. Погодинка.

Влияние зеленых насаждений в городе на температуру и влажность окружающих мест

В данной работе сделана попытка на основании наблюдений стационарных станций определить количественно влияние озеленения на температуру и влажность воздуха прилежащих к ним мест. Несмотря на большое количество станций в Москве, неозелененными являются только две: Балчуг и Московский гидрометеорологический институт (МГМИ). Первая из них расположена близко от воды, поэтому выделить отдельно один фактор из комплекса факторов, влияющих на микроклиматические особенности местности, трудно. На ст. МГМИ имеются материалы наблюдений только по 1930 г., а все остальные станции, находящиеся в застроенной части города, существуют с 1946—1949 гг. Наиболее полно можно было бы выявить влияние озеленения на паре станций (МГМИ и Погодинка), которые находятся в одинаковых условиях застроенности и различаются по степени озеленения.

Больше всего влияние растительности отражается на дневной и вечерней температуре воздуха. Установить различия в вечерней темпе-

ратуре между станциями Погодинка и МГМИ не представляется возможным из-за несоответствия сроков наблюдений в вечерние часы (до 1936 г. в 21 час, а в последующие годы в 19 часов).

Увязка материалов наблюдений до 1930 г. с материалами последующих лет соответствующими способами не даст достаточной точности для выявления микроклиматических особенностей. Что касается дневной температуры, то можно судить о различиях между этой парой станций по разностям средней максимальной температуры (табл. 8).

Таблица 8

Разности средней максимальной температуры воздуха Погодинка — МГМИ (град.)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-0,3	0,1	0,0	-0,6	-0,4	-0,8	-0,3	-0,6	-0,2	0,0	-0,1	-0,1

Как видно из этой таблицы, с апреля по сентябрь дневная температура на ст. Погодинка заметно ниже, чем на ст. МГМИ. С октября по март разности максимальной температуры воздуха обеих станций незначительны, знаки непостоянны, выделяется только разность за январь. Вызвано это, по-видимому, различием в периодах наблюдений и недостаточно точными методами увязки данных. На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что более низкая температура днем на ст. Погодинка в теплое время года наблюдается вследствие траты тепла на испарение и транспирацию влаги растительностью.

В июне—августе 1933 г. Научно-исследовательским санитарным институтом им. Эрисмана производились микроклиматические исследования с целью изучения влияния озеленения на температуру и влажность воздуха. Харахинов и Анастасьев [1] указывают, что наблюдения производились в лесу и в мощенном булыжником дворе пятиэтажного дома на уровне 1,5 м от поверхности земли. В среднем на высоте 1,5 м (рост человека) во дворе температура оказалась на 1,5° выше и относительная влажность на 18—22% ниже, чем в лесу. Авторы указанной работы пишут: «Микроклиматические изменения в том или ином озелененном участке имеют в первую очередь местный характер. Возможности воздействия парка и садов на микроклимат соседних застроенных участков весьма ограничены. Есть все основания предполагать, что распространенное мнение о возможности влияния городских зеленых насаждений на микроклимат соседних застроенных участков является преувеличенным».

Для дальнейших исследований необходимо осуществить дополнительные микроклиматические наблюдения не только в лесу и застроенном участке, но и в других местах города с различной степенью озеленения и застройки.

Принимая во внимание полученные результаты о различиях в температуре воздуха вследствие застроенности при одинаковых условиях озеленения, можно предполагать, что разницу 1,5° в температуре воздуха между лесом и двором следует частично отнести за счет застроенности. Это, по данным автора, составляет 0,7—0,8°, а в некоторые летние месяцы даже превышает 1,0°.

Изменения температуры воздуха с высотой

Не лишен интереса вопрос об изменении температуры воздуха с высотой в приземном слое. Об изменении температуры воздуха по вертикали можно судить на основании пары близких станций в Москве:

Балчуг (наземной) и Котельнической, установленной на площадке высотного дома выше 36 этажа, с разностью высот 130 м, имеющих параллельные наблюдения с июня 1954 г. Ниже приводятся разности температуры между указанными станциями (табл. 9).

Таблица 9

Разности средней месячной температуры воздуха Балчуг — Котельническая (град.)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2,0	2,1	2,0	1,9	2,0	2,8	3,3	3,1	2,3	2,4	—	2,4

По-видимому, такие большие разности температуры воздуха по вертикали получаются за счет несколько завышенной температуры на ст. Балчуг, о чем сказано выше, которая однако большого распространения по высоте не имеет. Можно также предположить, что наличие каменной громады высотного дома, окрашенного в светлый цвет, приводит к небольшому повышению температуры окружающего воздуха, и на высоте, где установлена ДМС, развита весьма сильная турбулентность, способствующая активному обмену воздуха с вышележащими слоями атмосферы.

В суточном ходе, как и следовало ожидать, наибольшие разности наблюдаются днем, наименьшие — ночью.

Особенно велики разности температур по высоте в дневное время суток в летние месяцы (июнь—август). В зимнее время года суточная амплитуда разностей невелика, ночью падение температуры с высотой лишь немного меньше, чем днем.

В настоящее время организованы наблюдения над температурой воздуха на 5 уровнях. При накоплении материалов наблюдений вопрос об изменении температуры воздуха с высотой можно будет исследовать более полно.

Осадки

Анализируя распределение осадков в г. Москве по данным наблюдений имеющихся станций, можно отметить, что систематического превышения или занижения количества осадков из года в год в каком-нибудь районе города не обнаруживается. Хотя в г. Москве и имеются неровности рельефа и разности высот между станциями составляют около 40 м, однако обнаружить зависимость выпадения количества осадков от рельефа в пределах города не удастся.

За холодный период года количества осадков несравнимы вследствие выдувания из дождемера твердых осадков. За теплый период года данные по осадкам всех короткорядных станций приведены к многолетнему периоду (табл. 10).

Из всех станций г. Москвы на относительно высоком месте находится МГМИ, но, как видно из табл. 10, количество осадков за теплый период на этой станции не превышает, например, количества осадков на ст. Балчуг, которая расположена на самом низком месте по сравнению с остальными станциями.

В настоящее время имеется станция на Ленинских горах (самое высокое место г. Москвы), но она существует всего лишь один год. Однако

Таблица 10

Суммы осадков за теплый период года по московским станциям

Название станции	Суммы осадков за теплый период (мм)
Погодинка	438
Балчуг	430
Межевой институт	429
МГМИ	425
Сокольники	425
ЦПКиО	416
С.-х. академия	416
ВСХВ	406
Лосиноостровская	456
Собакино	414
ЦИП ¹	365
ЗИЛ ¹	325

¹ Дождемеры установлены на крыше.

параллельные наблюдения и за один год дают представление о различиях в количестве осадков между станциями (табл. 11).

Таблица 11

Месячные количества осадков за 1954 г. по московским станциям (мм)

Название станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ленинские горы	19	8	35	21	73	49	76	29	78	61	26	33	508
Сокольники	24	9	44	28	58	48	61	48	77	68	35	39	540
Погодинка	23	10	40	20	73	46	57	41	81	63	36	38	528
Балчуг	23	8	42	19	58	48	45	49	86	64	32	39	513

Как показывают данные этой таблицы, на станции на Ленинских горах (при МГУ) не наблюдается большего количества осадков по сравнению со станциями, расположенными в других местах г. Москвы. Следует отметить, что дождемеры или осадкомеры, установленные на крышах зданий, не улавливают полностью все выпадающие осадки даже в теплый период года, что подтверждают данные наблюдений станций ЦИП и ЗИЛ, приведенные в табл. 10.

Несмотря на небольшие различия в средних количествах осадков, выпадающих в разных районах г. Москвы, отдельные случаи ливней, проходящих узкой полосой, дают весьма значительные расхождения в суммах осадков. Для наглядности приводим два таких примера.

1. Ливневый дождь 24 июля 1949 г. дал следующие количества осадков на разных станциях:

Балчуг	84 мм
Сокольники	74 "
Погодинка	46 "
ЦПКиО	21 "
С.-х. академия	7 "

Обращает на себя внимание то, что в этот ливневый дождь по количеству осадков сильно различались две близко расположенные станции: Сельскохозяйственная академия (7 мм) и Сокольники (74 мм).

2. Ливневый дождь 18 августа 1951 г., во время которого выпало следующее количество осадков:

Погодинка	47 мм
ЦПКиО	39 "
Балчуг	16 "
ВСХВ	14 "

Следует иметь в виду, что ливень в данном месте — явление случайное и в одинаковой степени может захватить любой район города. Это видно даже на вышеприведенных примерах. 24 июля 1949 г. наибольшей силы ливень прошел над станциями Балчуг, ЦПКиО им. Горького. Он дал над ЦПКиО в 4 раза меньше осадков, чем над ст. Балчуг, а 18 августа 1951 г., наоборот, ливень над ст. Балчуг дал осадков в 2 раза меньше, чем над ст. ЦПКиО.

Мнение, что в одних районах г. Москвы систематически выпадает осадков больше, чем в других, главным образом ливневых, не соответствует действительности. Такое впечатление создается потому, что при одной и той же интенсивности дождя больше заливаются места с относительно пониженным рельефом, куда особенно при интенсивном ливне и наличии асфальта стекает много воды, выпавшей не только в данном месте, но и с окружающих более высоких мест.

Некоторыми авторами высказывается мнение, что в городе выпадает больше осадков, чем в окрестностях, однако, на материалах станций, расположенных в Москве и за ее пределами (в Подмосковье), это обнаружить нельзя. При сравнении количества выпавших осадков в теплый период на станциях Москвы (Сельскохозяйственная академия и Лосиноостровская) за 1936—1954 гг. разность получается незначительная, т. е. в среднем за 18 лет на ст. Лосиноостровская выпадает осадков на 5 мм больше, чем на ст. Сельскохозяйственная академия. В 9 годах из 18 количество осадков на ст. Лосиноостровская больше и в 9 годах меньше, чем на ст. Сельскохозяйственная академия.

ЛИТЕРАТУРА

Харахинов М. и Анастасьев Н. М. Вопросы микроклимата населенных мест и зеленые насаждения. Сборник работ Московского областного научно-исследовательского института санитарии и гигиены им. Эрисмана, вып. 1. 1934.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ НИЖНЕГО ЯРУСА

По данным прожекторных наблюдений дается характеристика изменчивости высоты нижней границы облаков за интервалы времени от 1 до 24 часов по сезонам и за холодный период. Показано, что облачность с начальной высотой более 0,5 км чаще снижается, чем повышается, при начальной высоте менее 0,5 км она в последующие часы чаще повышается. Об изменении знака высоты нижней границы облаков за несколько часов можно судить с достаточной вероятностью (до 90%) по комплексу наземных признаков

1. Изменчивость высот облаков в темное время суток по данным инструментальных измерений

Весьма важной характеристикой нижней границы облаков является ее изменчивость во времени и пространстве. На значительные колебания нижней границы низкой облачности за короткие интервалы времени указали в своих исследованиях Е. Г. Зак и О. В. Марфенко [1], В. Вайсала [2] и др. Для того чтобы получить правильное представление о временной изменчивости высоты нижней границы облачности, необходимо иметь ряд последовательных во времени, достаточно точных измерений ее высот. Данные метода обычных однопунктных шаропилотных наблюдений со свойственными им большими ошибками высот шара-пилота, а следовательно, и высоты низких облаков для определения изменчивости высоты облаков будут мало надежны.

Заметим, что метод измерения высот облаков по сигналам давления радиозонда для исследования изменчивости в пространстве при расстояниях менее 100 км и во времени для промежутка времени меньше 1 часа также не может дать хороших результатов. Причиной является то, что, как показал П. Ретьен [3] и как это подтверждается нашей обработкой одновременных базисных и обычных измеренных по сигналам давления радиозонда высот, ошибки измерения высот радиозонда будут еще из-за больших вертикальных движений слишком велики, а в разностях высот — еще больше. Более пригодными для этой цели являются данные прожекторных наблюдений. Действительно, средняя ошибка измерения высоты H облаков методом потолочного прожектора составляет около 3% (В. В. Кузнецов [4], М. С. Гольдфарб [5]). При H_n и H_{n-1} около 200 м это дает максимальную ошибку отдельного измерения разности высот $H_n - H_{n-1} = \pm 12$ м. Вероятная же ошибка средней разности высот из n измерений, т. е. ошибка среднего значения временной изменчивости нижней границы высоты облаков, полученной из n измерений, будет меньше ошибки единичной разности в $\sqrt{n}$ раз и, следовательно, при прожекторных наблюдениях будет достаточно мала.

Второе преимущество этого метода заключается в быстроте операций и определенности результатов. Последнее условие имеет особенно большое значение, поскольку при необходимых для определения изменчивости высоты облаков учащенных зондированиях требуется производить измерения высот облаков строго над тем же пунктом наблюдений. Этому условию вполне удовлетворяет определение высоты облаков в зените пункта наблюдений методом потолочного прожектора и не удовлетворяют остальные методы. Так, например, в методе шаров-пилотов даже при одном и том же наполнении шара-пилота, соответствующем той же табличной вертикальной скорости, местоположение точки

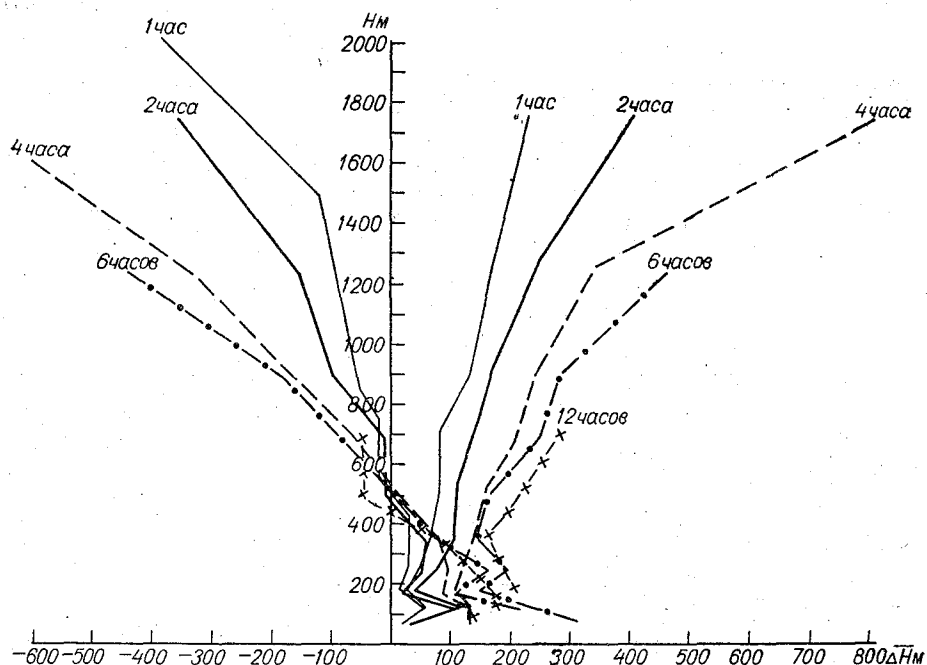


Рис. 1. Изменчивость высот облаков (кривые $\pm \Delta H$ расположены справа, верхние части кривых ΔH — слева) в холодное время года (осень, зима, весна).

облака, куда войдет шар, относительно пункта наблюдений может быть существенно различным в зависимости от изменившегося при последующем выпуске шара распределения ветра по высоте, турбулентности атмосферы и пр.

По данным прожекторных наблюдений за 1951 г. автором были вычислены изменчивости высоты H нижней границы облаков нижнего яруса: средние алгебраические ΔH , абсолютные $\pm \Delta H$ и отдельно $+\Delta H$ и $-\Delta H$ через интервалы 1, 2, 4, 6, 8, 12 и 24 час. для станций Ленинградской области по сезонам и для холодного времени года.

Результаты этих вычислений приведены в табл. 1 и на графике (рис. 1). Хорошо видно, что изменчивость ΔH будет при $H < 600$ м положительной, на высоте 400—600 м меняет свой знак, а выше 600 м становится отрицательной и растет с высотой по абсолютной величине, особенно зимой. Хотя абсолютная ошибка измерения высоты нижней границы облаков с высотой также несколько растет, однако она в несколько раз меньше величины изменчивости высоты облаков, поэтому увеличение $\pm \Delta H$ с высотой является реальным.

Таблица 1

**Изменчивость высот облаков в темное время суток в холодный период года
(осень, зима, весна) 1951 г.**

	Часы				
	2	4	6	12	24
Начальная высота нижней границы облаков					
50—100 м					
$[+\Delta H]$ м	74	286	441	172	312
$p_{+}^{0/0}$	47	45	70	75	100
$[-\Delta H]$ м	-4	-4	—	-4	—
$p_{-}^{0/0}$	8	9	0	25	—
$\pm \Delta H$ м	34	± 130	309	130	—
ΔH м	34	130	—	128	—
Число случаев	13	11	10	8	17
100—150 м					
$[+\Delta H]$ м	162	155	282	177	288
$p_{+}^{0/0}$	69	85	81	100	76
$[-\Delta H]$ м	-11	-9	-12	—	-51
$p_{-}^{0/0}$	26	11	16	0	24
$\pm \Delta H$ м	114	133	229	177	231
ΔH м	108	131	226	177	207
Число случаев	35	27	26	11	25
150—200 м					
$[+\Delta H]$ м	60	163	207	281	228
$p_{+}^{0/0}$	54	59	64	68	85
$[-\Delta H]$ м	-23	-29	-39	-46	-46
$p_{-}^{0/0}$	38	39	36	32	15
$\pm \Delta H$ м	41	108	147	206	201
ΔH м	23	85	119	176	188
Число случаев	65	49	42	25	54
200—300 м					
$[+\Delta H]$ м	119	191	284	284	305
$p_{+}^{0/0}$	54	58	63	56	69
$[-\Delta H]$ м	-35	-49	-51	-72	-72
$p_{-}^{0/0}$	36	34	35	43	29
$\pm \Delta H$ м	77	127	195	192	—
ΔH м	52	93	160	130	—
Число случаев	233	174	136	76	198
300—400 м					
$[+\Delta H]$ м	172	231	225	268	—
$p_{+}^{0/0}$	48	48	48	46	49
$[-\Delta H]$ м	-52	-65	-69	-84	-99
$p_{-}^{0/0}$	48	46	45	46	50
$\pm \Delta H$ м	107	140	141	161	—
ΔH м	58	81	79	84	—
Число случаев	178	138	113	37	138

	Часы				
	2	4	6	12	24

400—600 м					
$[+\Delta H]$ м	165	239	212	314	—
p_{+} ‰	34	35	42	27	35
$[-\Delta H]$ м	-101	-136	-149	-186	—
p_{-} ‰	54	54	52	73	60
$\pm \Delta H$ м	115	157	165	221	—
ΔH м	-4	11	10	-51	—
Число случаев	166	123	75	26	128

600—800 м					
$[+\Delta H]$ м	209	221	265	328	—
p_{+} ‰	32	33	31	35	27
$[-\Delta H]$ м	-158	223	-279	-289	—
p_{-} ‰	48	61	60	54	72
$\pm \Delta H$ м	142	212	250	278	—
ΔH м	-9	-66	-86	-50	—
Число случаев	129	85	68	23	115

800—1000 м					
$[+\Delta H]$ м	196	181	207	—	—
p_{+} ‰	18	20	24	—	23
$[-\Delta H]$ м	-220	-292	-318	-316	—
p_{-} ‰	61	—	73	—	75
$\pm \Delta H$ м	170	238	283	—	—
ΔH м	-98	-165	-182	—	—
Число случаев	92	61	41	—	52

1000—1500 м					
$[+\Delta H]$ м	231	176	95	223	—
p_{+} ‰	19	14	14	18	22
$[-\Delta H]$ м	-358	-434	-529	-651	—
p_{-} ‰	56	82	86	77	77
$\pm \Delta H$ м	243	383	467	537	—
ΔH м	-154	-333	-439	-458	—
Число случаев	119	63	49	17	98

1500—2000 м					
$[+\Delta H]$ м	311	431	—	—	—
p_{+} ‰	8	8	—	—	—
$[-\Delta H]$ м	-525	-846	-927	-684	—
p_{-} ‰	72	92	—	—	—
$\pm \Delta H$ м	403	814	—	—	—
ΔH м	-353	-748	—	—	—

Большая изменчивость высоты облаков зимой стоит, несомненно, в связи с большей изменчивостью и рядом других метеорологических элементов (влажность, температура, ветер и др.), которые в свою очередь зависят от облачности. ✓

При этом выше 500—600 м с увеличением высоты и интервала времени $t_n - t_{n-1}$ растет по абсолютной величине как ΔH , так и $\pm \Delta H$. В слое от 0 до 500—600 м величина $\pm \Delta H$ изменяется по высоте с изменением $t_n - t_{n-1}$ значительно меньше, чем в выше лежащем слое. Вместе с тем в этом слое изменение ΔH по высоте неустойчиво по знаку.

Характеристику временной изменчивости ΔH высоты H нижней границы облаков за тот или иной промежуток времени весьма полезно давать не только по ее величине

$$|\overline{\Delta H}| = \frac{\sum_1^n |\Delta H_i|}{n}, \quad \overline{\Delta H} = \frac{\sum_1^n \Delta H_i}{n}, \quad |+\overline{\Delta H}| = \frac{\sum_1^k +\Delta H_i}{k}$$

и

$$|-\overline{\Delta H}| = \frac{\sum_1^n -\Delta H_i}{l},$$

но и по вероятности величины $\Delta H > 0$ и $\Delta H < 0$ при заданном H , т. е. вероятности повышения и понижения начальной высоты H_0 облачности за данный промежуток времени (табл. 1). Чем больше вероятность такого изменения облачности, тем больше его прогностическое значение.

Представляет большой интерес сравнение абсолютной величины положительных и отрицательных временных изменений высоты облаков с их повторяемостью.

Здесь можно отчетливо видеть проявления следующей климатологической закономерности: чем больше абсолютное значение положительных (отрицательных) временных изменений высоты облаков, тем больше вероятность изменений высоты соответствующего знака, т. е. положительного (отрицательного), и наоборот.

Иными словами, большей вероятности последующего увеличения высоты облаков соответствует обычно большая абсолютная величина этого повышения по сравнению с абсолютной величиной понижения высоты облачности.

Как видно из табл. 1, при более низкой облачности вероятность последующего ее повышения превышает вероятность дальнейшего уменьшения высоты облачности. При больших начальных высотах облачности, наоборот, вероятность ее последующего понижения превышает вероятность последующего повышения ее высоты. Поэтому существует определенная критическая высота H_n , при переходе через которую происходит смена знака вероятного последующего изменения высоты облаков.

Представляет большой интерес построение кривой распределения по высоте вероятности положительных и отрицательных значений изменчивости при разных начальных значениях высоты облачности за разные промежутки времени.

Обработанный для этой цели материал наблюдений позволил найти высоту H_n перехода от большей вероятности последующего повышения облачности (ночью) к большей вероятности последующего ее понижения через заданный промежуток времени (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что высота H_n перехода от большей вероятности последующего увеличения высоты H облаков при $H < H_n$ к большей вероятности последующего ее уменьшения через заданный промежуток

времени при $H > H_n$ практически почти не зависит от промежутка времени, за который рассматривается изменчивость высоты H . В среднем высота H_n составляет около 0,5 км.

Таблица 2

Высота H_n перехода от большей вероятности последующего увеличения высоты облаков к большей вероятности последующего ее уменьшения через заданный промежуток времени

Промежуток времени (час)	1	2	4	6	12	24
Высота перехода (км)	0,45	0,45	0,6	0,6	0,5	0,35

Согласно Е. И. Гоголевой [6], изменчивость высот низких облаков с $H \leq 200$ м через 30 минут составляет 30—35 м с максимальной величиной до 580 м.

Для сравнения укажем, что по данным учащенных базисных наблюдений через 10-минутный интервал за привязным шаром-пилотом и по определению высоты облаков с привязного аэростата изменчивость высот облаков слоистых форм (до 500 м) составляет в среднем около 50 % высоты облаков [1].

Как указывают авторы [1], наименьшие колебания высот облаков связаны с антициклонической ситуацией, с подынверсионными облаками, наибольшие — с фронтальными облаками вблизи от фронта. Это станет вполне понятно, если учесть, что наиболее резкие скачки в высоте нижней облачности наблюдаются, согласно Зак и Марфенко, при наличии Frst или Frnb под основным слоем облаков. Облака Frst и Frnb чаще всего связаны именно с атмосферными фронтами.

Большая временная изменчивость нижней границы облаков объясняется, по А. Х. Хргиану [7], значительно меньшей, чем было принято считать ранее, водностью облаков. При своих полетах Хргиан неоднократно наблюдал водность q на нижнем уровне облаков менее $0,3 \text{ г/м}^3$ при видимости около 100 м, что соответствовало бы у земли густому туману. Так, среднее значение q , вычисленное по данным 4 подъемов в ЦАО для облаков St или Sc (декабрь 1948 г.), составляет $0,32 \text{ г/м}^3$ с колебаниями от 0,16 до $0,54 \text{ г/м}^3$.

Хргиан указывает, что если $q = 0,25 \text{ г/м}^3$, то достаточно повышения температуры на $0,7^\circ$, чтобы облако «растаяло». Для сравнения укажем, что средняя величина изменчивости температуры составляет до высоты 6 км $2,8\text{—}3,0^\circ$, т. е. величину в 4 раза больше вышеуказанной. Изменчивость температуры от земной поверхности до высоты 6 км существенно не изменяется, а водность облаков чаще всего растет от основания к вершине облака. Поэтому можно ожидать, что изменчивость высоты верхней границы облаков нижнего яруса будет в общем меньше изменчивости высоты их нижней границы. Однако поскольку изменчивость облаков зависит не только от изменчивости температуры, но и от других метеорологических элементов (в частности, от ветра), то окончательно соотношение изменчивости водности облака у верхней и нижней его границы может быть найдено надежнее на основании данных последовательных во времени прямых измерений водности облаков.

Малые значения водности, по Хргиану, свидетельствуют о том, что отдельные частицы или струйки воздуха в своих восходящих движениях как в облаках типа St и Sc, так и в нижней части фронтальных облаков не пробегают больших путей по вертикали; их вертикальные смещения не более 200—300 м. Непрерывный подъем воздушных масс, например на 1 км, должен был бы создать облачность большей мощности, чем наблюдаемая.

«Таким образом,—указывает Хргиан,—наши данные говорят против обширных и непрерывных восходящих движений даже вблизи фронтальных поверхностей. Они, наоборот, позволяют объяснить мелко-слоистую структуру фронтальной облачности, наблюдаемую довольно часто. Эта структура связана с тонкой термической структурой воздушной массы вблизи фронта...»

2. Вероятность различных знаков изменения высоты низкой облачности, определяемая по наземным данным

Одним из весьма актуальных вопросов методики измерения высоты облаков является вопрос о регистрации хода высоты низкой облачности во времени и пространстве. При многих достоинствах метода шаров-пилотов получить с его помощью непрерывную регистрацию изменения высоты низкой облачности не удается.

Учащенные выпуски шаров-пилотов дают неполное решение задачи, поскольку требуют относительно большой суммарной затраты времени на производство таких наблюдений. Кроме того, метод однопунктных шаров-пилотов имеет сравнительно небольшую точность.

Наблюдения за привязным шаром-пилотом или змеем в течение длительного времени имеют тот недостаток, что применение такого метода на аэродромах и на авиатрассах будет сопряжено со значительным риском для полетов самолетов.

Неудивительно поэтому, что в настоящее время уже имеются предложения по конструкции регистраторов высоты облачности. Нам представляется, что подходящим в качестве самописца высоты низкой облачности вполне пригодным как сетевой метод регистрации высоты низких облаков является метеорограф в соединении с учащенными отсчетами количества, визуальной высоты, формы облаков, гидрометеорологических явлений (осадков и пр.) и горизонтальной видимости. Разумеется, наиболее рационально было бы, используя существующие регистраторы, передавать запись этого элемента на тот же барабан, на который записываются влажность, температура и другие метеорологические элементы.¹

В 1952 г. Е. И. Гоголева [8] предложила для определения высоты низкой облачности использовать совместно данные измерения влажности у земли и горизонтальной видимости с учетом гидрометеоров. Аналогичный метод был разработан в том же году автором, предложившим использовать совместно данные измерений ($t-\tau$), видимости, глазомерной оценки высот облаков и оценки высот облаков, исходя из сравнения ветра, полученного по результатам нефоскопических измерений с оценкой возможной скорости.

При близости высоты нижней границы облаков к критической высоте 200 м особенно важно знать направление изменения высоты облачности, поскольку при понижении ее будет иметь место переход к сложным условиям полетов и, наоборот, при повышении — переход от сложных к относительно лучшим условиям полетов.

В ряде случаев то или иное изменение высоты облаков может быть связано с необходимостью задержки вылета самолета или, наоборот,

¹ Заметим, что по записи гелиографа (актинографа) можно судить и о количестве облачности (общей или нижней) между сроками наблюдений. Точность такой косвенной оценки количества облачности между сроками наблюдений составляет, как показали исследования автора, около ± 2 баллов, т. е. вполне удовлетворительная для использования этого метода на сети. Количество облачности в десятых долях небосвода берется как дополнение до единицы отношения продолжительности солнечного сияния за данный промежуток времени к величине взятого промежутка времени.

его разрешения. Поэтому очень важно в этих случаях определить хотя бы знак изменения высоты низкой облачности за несколько часов или даже за ближайший час.

Могут ли в данном случае помочь косвенные оценки высоты низкой облачности, в частности, по состоянию влажности у земной поверхности (величине относительной влажности) и другим показателям: форме облаков, их количеству, гидрометеорам и другим атмосферным явлениям (дымка, туман)?

Поскольку по косвенным данным (т. е. по величине относительной влажности, форме и количеству облачности, атмосферным явлениям, горизонтальной видимости) оценка абсолютной величины высоты низкой облачности не может быть сделана с достаточной точностью, то тем более трудно ожидать хороших результатов оценки величины ΔH изменений высоты H облаков (так как ошибка разности $H_n - H_{n-1}$ обычно больше ошибки H_n и H_{n-1}). Для того чтобы знать, как изменялись условия полетов по отношению к условиям, имевшим место час или более тому назад, надо знать не только ΔH , но и величины H достаточно точно (особенно при H , близкой к критической величине для полетов, около 200 м). Поэтому автор считает правильнее ставить задачу таким образом: с какой степенью достоверности можно без новых инструментальных измерений высоты H низкой облачности судить хотя бы о знаке изменения (а если возможно, то и о величине) ее высоты, близкой в исходный момент t_0 ее инструментального измерения к критической высоте 200 м, связанной с различной оценкой степени трудности полета.

Для выяснения этого вопроса автор обратился к данным учтенных инструментальных измерений высот облаков, проводившихся на АМСГ Псков в 1955 г. По таблицам ТАЭ-12 были подсчитаны изменения высот облаков, измеренных прожекторным методом, при изменении относительной влажности не менее чем на 4%. При этом учитывались также количество и формы облаков, а также атмосферные явления (гидрометеоры, дымка и пр.).

Обязательным условием ставилось, чтобы исходное измерение высоты облаков, близкой к критической высоте 200 м, производилось тем же методом, что и вторичное измерение через несколько часов. Если относительная влажность уменьшилась от начального измерения к данному, но вместе с тем начали выпадать гидрометеоры (морось, снег и пр.), то высота облаков принималась прежней (поскольку по наземным признакам имели место противоречивые указания об изменении высоты облаков и т. п.). Если относительная влажность увеличивалась, форма облаков не изменялась, дождь, дымка и т. д. не прекращались, то высоту облаков лучше считать уменьшающейся.

Подсчитанные таким образом по ТАЭ-12 50 случаев изменения высоты облаков ($H=200$ м) на АМСГ Псков за октябрь—февраль 1955 г., измеренной прожекторным методом, показали, что знак изменения высоты нижней границы облаков при пасмурном небе в 78% случаев совпал с ожидаемым знаком, соответствующим изменению относительной влажности у земли, появлению или исчезновению гидрометеоров и пр. В 22% случаев знак ожидаемого изменения высоты оказался обратным действительному. Правда, из рассмотренных 50 случаев больше одного признака изменения высоты H облаков наблюдалось сравнительно редко и чаще приходилось судить об изменении H облаков только по данным изменения относительной влажности.

Во всяком случае то, что в среднем при наличии не одного, а нескольких признаков изменения высоты H облаков знак этого изменения чаще будет соответствовать ожидаемому, по комплексу признаков может быть подтверждено и другим способом. Так, если подсчитать ве-

роятность ожидаемого знака изменения высоты облачности при переходе к какому-либо атмосферному явлению, связанному в той или иной степени с низкой облачностью (морось, дождь, снег, туман, дымка), то получим следующую картину (табл. 3).

Таблица 3.

Связь изменения высоты низкой облачности с переходом к данному явлению или его окончанию.
Псков (октябрь—февраль 1955 г.)

Вероятность (%)	Переход к явлению				Окончание явления			
	=	9	•	*	=	9	•	*
Последующего понижения высоты облачности	45	75	60	65	25	20	12	20
Последующего повышения высоты облачности	45	13	20	18	63	70	63	52
Низменной высоты облачности	10	12	20	17	12	10	25	28
Число наблюдений	100	100	100	100	100	100	100	100

Из табл. 3 видно, что вероятность ожидаемого знака изменения высоты низкой облачности более чем на 20 м, указанная по одному показателю (атмосферному явлению), существенно (хотя и не очень много) меньше, чем по показаниям нескольких признаков, не противоречащих друг другу, когда оправдываемость достигает около 80% (78%).

Оправдываемость будет еще больше, если оценивать только знак определенного изменения ΔH высоты низких облаков в том случае, когда это определение получалось по двум согласным признакам, например, относительная влажность увеличилась и появилось то или иное явление, ухудшающее горизонтальную видимость (=, 9, •, *). В таком случае оправдываемость определенного знака достигает, по данным АМСГ Псков (1955 г.), 90% для уменьшения высоты облаков (относительная влажность увеличивается, появляется =, 9, •, *).

При обратном процессе, когда относительная влажность уменьшается и прекращаются явления, ухудшающие видимость (исчезнет =, 9, •, *), увеличение высоты низкой облачности наблюдается в 85% таких случаев.

Следует, однако, подчеркнуть, что с увеличением вероятности ожидаемого знака изменения высоты облаков при переходе от одного признака к двум или трем, не противоречащим друг другу и тем более согласным, признакам число случаев, когда такой комплекс может быть применен для определения знака ΔH , к сожалению, быстро уменьшалось, отчего теряется практическая ценность такого приема. При исследовании одного признака оправдываемость составляет 65%, при двух или большем числе согласных, или непротиворечивых признаках — 78%, при двух согласных признаках оправдываемость составляет 85—90%.

В качестве второго способа оценки изменения высоты нижней границы облаков может служить использование критерия, основанного на применении несколько видоизмененной эмпирической шкалы высот низкой облачности, предложенной Е. И. Гоголевой. Анализ этой шкалы показывает, что для решения вопроса о том, будет ли высота облаков слоистых (St), разорвано-слоистых (Frst) или разорвано-дождевых (Frnb) форм выше или ниже 200 м, можно обойтись и без инструментальных измерений горизонтальной видимости. Для того чтобы высота

St или Frst была меньше 200 м, достаточно, чтобы $(t-\tau) \leq 1^\circ$, или относительная влажность у земли $f > 90\%$, скорость ветра $v \geq 2$ м/сек. и обязательно наблюдалось бы у земли то или иное явление, ухудшающее горизонтальную видимость. В противном случае при соблюдении тех же условий, но при отсутствии указанных явлений высота облачности будет больше 200 м.

Поскольку измерение видимости требует либо специально выбранных объектов для наблюдений или специального прибора, то оно оказывается далеко не всегда выполнимо. Даже в специальных наблюдениях над высотой низкой облачности, записываемых в таблицы ТАЭ-12, видимость, к сожалению, не указывается. Однако материалы тех же таблиц ТАЭ-12 могли быть и были использованы для оценки вероятности высоты низкой облачности типа St, Frst, Frnb при выполнении вышеуказанных условий, т. е. при $f > 90\%$, $v > 2$ м/сек. (автор брал случаи при $10 > v > 2$ м/сек.).

Автор провел такую оценку по данным шаропилотных и прожекторных наблюдений за 1955 г., имеющимся в ТАЭ-12 по 7 станциям Ленинградской области. Результаты этой проверки, основанные на данных достаточно многочисленных наблюдений (несколько сот), показали, что, действительно, вероятность того, будет ли слоистая и разорванно-слоистая облачность ниже либо выше 100 м или 200 м при $f > 90\%$, $10 > v > 2$ м/сек., но при наличии или отсутствии у земли явлений, ухудшающих видимость, весьма различна.

Именно при $f > 90\%$, $10 > v > 2$ м/сек. и при явлениях у земли, ухудшающих горизонтальную видимость, вероятность высоты нижней облачности $\frac{10}{10}$ St или $\frac{10}{10}$ St, Frst менее 200 м оказалась в среднем около 60%, а при той же влажности и скорости ветра у земли, но при отсутствии дымки, мороси, дождя или снега — всего 30%.

Разумеется, замена качественной оценки горизонтальной видимости у земли ее количественным измерением позволит, как показали работы А. А. Решиковой, З. В. Топковой и Е. И. Гоголевой, производить точнее оценку высоты низкой облачности без прямых ее измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зак Е. Г., Марфенко О. В. Структура нижней кромки облачного покрова. Труды ЦАО, вып. 7. 1952.
2. Waisäla V. Wolkenhöhenmessungen mit dem Stereoskopischen Entfernungsmesser. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. B XVII H. 3. 1931.
3. Raetjen P. Über die Begrenzung der Genauigkeit der Radiozoner. Met. Zeitsch. z. 1940.
4. Кузнецов В. В. Измерение высоты облаков в темное время суток с помощью электрического прожектора. Изв. Академии наук. Ноябрь, декабрь, V сер. т. XXIII, № 4—5. 1905.
5. Гольдфарб М. С. Прожекторная установка ПИ-45-1. Метеорология и гидрология, № 1. 1951.
6. Гоголева Е. И. Условия возникновения низкой облачности над Европейской территорией СССР и возможности ее прогноза. Гидрометеониздат. Л. 1956.
7. Хргиан А. Х. Некоторые данные о микроструктуре облаков. Труды ЦАО, вып. 7. 1952.
8. Гоголева Е. И. Диагноз и прогноз низкой облачности. Методические указания ЦИП, вып. 18. 1952.

О СКОРОСТИ ПРОНОСА ВЛАГИ НАД ЗАДАННОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ

В статье устанавливается, что в работах по влагообороту имеются две характеристики переносов, существенно отличающихся одна от другой. Количество влаги, проносимое над определенной территорией, рекомендуется называть ее проносом. Установлено, что скорости проносов до масштабов 4000 км оказываются на каждый день еще существенно больше средних векторов ветра и осуществляются за 3—4 дня. Если для больших масштабов скорости подобных проносов за день даже будут приближаться к среднему вектору ветра, то с учетом начальной части траектории скорость проноса будет существенно превышать равнодействующую скорости ветра.

При характеристике переносов влаги над данной территорией приходится различать несколько величин. Так, для оценки скорости обмена влаги, находящейся внутри некоторой территории, с окружающей используется скорость удаления частички влаги от некоторой начальной точки. Эта скорость сопоставляется с масштабом территории, водяной пар с которой смешивается с паром, принесенным с соседних территорий, а в дальнейшем выносится за ее пределы. Произведение из скорости переноса на абсолютную влажность a назовем проносом и обозначим через

$$\Pi(\rho) = \frac{\sum |v(\rho)| a_i}{N},$$

где ρ — масштаб территории.

Кроме $\Pi(\rho)$, следует еще учитывать поток влаги над данной территорией

$$P = \frac{1}{N} \sum \vec{v}_i a_i \simeq k_s \frac{\partial a}{\partial s},$$

где $\vec{v}$ — вектор скорости, а k_s — коэффициент обмена в направлении s . $\Pi(\rho) = P$ только при условии, что макротурбулентный перенос отсутствует. При его наличии $\Pi > |P|$, откуда следует, что $v(\rho)$ всегда больше пульсационных скоростей, осредненных за время $t(\rho)$, а скорость проноса всегда больше скорости переноса влаги над данной территорией.

Значение скорости проноса определялось автором ранее для конкретных территорий [1], [2] и др., а ее составляющая вдоль широты определена А. Ю. Брегиной и Е. Я. Щербакковой для умеренных широт Евразии [3], [4]. В настоящей статье делается попытка на основе исходных материалов упомянутых авторов [4] найти $|v(\rho)|$ независимо от направления для четырех пунктов Европейской части СССР. При прослеживании частиц по картам барической топографии для этой цели вместо ρ удобнее использовать в качестве аргумента время t , за которое опре-

деляется ρ . Таким образом, появляется возможность оценить эффективную скорость проноса на поверхностях 850, 700 и 500 мб до расстояний, на которые такой пронос может быть прослежен по карте. К сожалению, при попытке строго подходить к оценке проноса приходится встречаться с рядом трудностей. По мере выхода тех или иных точек за пределы территории, освещенной картой, число случаев уменьшается, причем, естественно, что в первую очередь за пределы карты выбывают частицы, движущиеся наиболее быстро, в связи с чем по мере уменьшения числа частиц эффективная скорость их движения уменьшается.

В случае, когда частица подходит к фронту и перемещается на более высокую поверхность, скорость ее движения фактически увеличивается, между тем это увеличение также не учитывается. Чтобы по возможности уменьшить возникающие в связи с указанными факторами систематические ошибки, был употреблен следующий прием: скорость проноса за каждые сутки вычислялась отдельно с учетом того количества точек, которые можно проследить за данные сутки после начала движения. Опыт показал, что малые скорости продвижения частицы за предыдущее время сравнительно в меньшей степени сказываются на скорости в данные сутки, чем средняя за все время движения. Приводить пульсационные скорости к длительному периоду путем сравнений за предыдущее время по указанной причине оказалось нецелесообразно: это соответствует допущению, что скорость движения частицы в данный день не зависит от скорости ее движения в предыдущие дни. По картам барической топографии траектории частиц прослеживались как до их прохождения над данным пунктом, так и после. Поскольку расхождения между скоростями проноса в том и другом случае были невелики, автор считал возможным определять скорость проноса как среднюю на входе и на выходе, в связи с чем число рассмотренных случаев удвоилось.

Расчет скоростей проноса продолжался, пока в наличии оставалось более $\frac{1}{4}$ первоначально взятых случаев. В отдельных интересных случаях прослеживались траектории, полученные из числа случаев менее $\frac{1}{4}$ исходного, но такие случаи даны с вопросительным знаком. Обработке подвержен исходный материал Брегиной и Щербаковой за 1951 и 1953 гг. В результате подобной обработки была получена табл. 1. Число использованных случаев указано без удвоения. Скорость проноса прослежена в среднем до расстояний 3000—4000 км от исходного пункта. Эти расстояния частица проходит на уровне поверхности 850 мб за 4—5 дней, а на уровне поверхности 500 мб — за 3—4 дня.

Можно отметить, таким образом, что с высотой (от поверхности 700 мб к поверхности 500 мб) скорости переноса возрастают на 20—30%, а по мере увеличения интервала времени с момента выхода частицы эти скорости убывают, составляя, например, в 3-й день в среднем 65—80% скорости в 1-й день. К сожалению, число использованных случаев еще слишком мало, что приводит иногда к значительным колебаниям скоростей изо дня в день, особенно на 5—7-й день, когда число использованных случаев особенно мало.

Некоторые волнообразные колебания скорости проноса могут быть и реальными в связи с преобладанием в атмосфере определенных масштабов барических систем, однако число использованных случаев слишком мало, чтобы можно было быть уверенным в реальности получившихся колебаний. По-видимому, скорости проноса в 5-й и более поздние дни все же получены автором несколько преуменьшенными по сравнению с реальными, о чем можно судить, в частности, и по работе Щербаковой и Брегиной.

Таблица 1

Сезон и число случаев (в скобках)	850 мб					700 мб					500 мб						
	1-й День	2-й День	3-й День	4-й День	5-й День	6-й День	7-й День	1-й День	2-й День	3-й День	4-й День	5-й День	1-й День	2-й День	3-й День	4-й День	5-й День
Ленинград																	
Весна (10)	1115	900	715	615	—	—	—	1175	1030	1800	720	—	1330	1320	1145	1225	—
Лето (15)	920	755	635	600	645	480	—	1050	955	830	625	695	1175	1105	800	895	1043
Осень (7)	1080	1130	745	740	820	—	—	1310	1235	1260	505	—	1585	1335	1265	1080	—
Зима (8)	1045	825	795	540	740	—	—	1235	995	860	795	—	1415	1370	1150	—	—
Киров																	
Весна (9)	1020	970	810	750	—	—	—	1220	1030	1005	735	—	1420	1075	995	—	—
Лето (16)	930	845	775	580	430	—	—	1035	730	625	780	665	1215	1010	865	855	—
Осень (7)	1070	875	910	730	650	—	—	1260	1070	1106	830	—	1380	1305	1265	—	—
Зима (8)	1055	865	705	630	610	—	—	1115	925	930	—	—	1345	1055	1030	—	—
Харьков																	
Весна (10)	1010	905	690	610	845	—	—	1250	1010	890	915	—	1345	1125	1050	—	—
Лето (15)	850	805	785	820	375	—	—	935	960	950	895	705	1180	1080	645	1300	—
Осень (7)	1020	800	825	880	—	—	—	1165	990	980	1010	—	1200	1250	1050	—	—
Зима (8)	950	875	660	720	—	—	—	1025	920	950	—	—	1050	1025	1050	825	—
Ростов-на-Дону																	
Весна (6)	780	640	750	600	220	240	305	1045	850	865	395	—	1225	1195	700	—	—
Лето (7)	780	770	855	625	860	—	—	985	920	990	940	—	1135	1030	950	—	—
Осень (4)	915	865	1060	970	—	—	—	745	940	700	655	—	1140	1045	1125	—	—
Зима (5)	710	555	590	700	800	—	—	960	1110	910	770	—	1010	980	1010	940	—

Таблица 2

Год	Число случаев с типами циркуляции, по Вангенгейму	Скорость проноса за сутки на уровнях изобарических поверхностей																				
		850 мб						700 мб						500 мб								
1951	3	2	3				935	790	720	665	555	505	1040	995	895	640	505	1250	1130	1125	970	680
1953	2	4	2				905	720	550	535	735	535	1050	915	765	610	825	1106	1080	475	780	1490

Переходя к характеристике проносов по районам, можно отметить общее убывание скоростей проноса с севера на юг. Это убывание сравнительно мало заметно до широты Харькова и четко выражено в Ростове-на-Дону, лежащем к югу от большой континентальной оси материка, где сравнительно часто преобладает антициклональная циркуляция. Однако в районе Ростова-на-Дону мало заметно убывание скоростей проноса со временем в связи с тем, что частица, выносимая в другие широты, обычно увеличивает свою скорость. По сезонам на высотах поверхностей 850—700 мб везде наибольшие скорости проноса отмечаются осенью, на высоте поверхности 500 мб к югу от Ленинграда — весной, за которой на севере следует зима, а на юге лето. В Ростове-на-Дону на высоте поверхности 700 мб сезон, когда отмечаются наибольшие скорости проноса, определить трудно.

Наименьшие скорости проноса до широты Харькова включительно на всех высотах приходится на лето, в Ростове-на-Дону, где зима отличается большой антициклоничностью — на зиму, причем лето по скорости проноса не уступает другим сезонам. В пределах рассмотренных случаев несколько преобладает тип циркуляции $\bar{W}$, по Г. Я. Вангенгейму. Для Ленинграда имеется следующее число случаев различных типов циркуляции по сезонам:

Сезон	W	E	C
Весна	4	3	3
Лето	5	7	4
Осень	3	3	1
Зима	4	3	1

Скорость переноса в основном исследована при сохранении одного и того же типа циркуляции, а вообще в разные годы скорости переноса могут довольно значительно меняться в зависимости от частоты появления циклонических и антициклонических вихрей, что можно, например, показать на примере лет 1951 и 1953 гг. в Ленинграде (табл. 2).

Данные за один год дают лишь порядок величин. За два года результаты получаются несколько более надежные, однако и их следует рассматривать как ориентировочные. Тем не менее, поскольку более полными данными автор пока не располагает, приведенные в табл. 1 материалы дают представление хотя бы о том, что для территорий масштаба до 4000 км пронос еще существенно превышает равнодействующую скоростей ветра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. и Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4. 1953.
2. Дроздов О. А. Данные по влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии. Труды ГГО, вып. 45 (107). 1954.
3. Щербакова Е. Я. и Брегина А. Ю. Изменения тепло- и влагосодержания воздушных масс в процессе трансформации в умеренных широтах Евразии. Труды ГГО, вып. 62 (124). 1956.
4. Щербакова Е. Я. и Брегина А. Ю. Исследование переносов тепла и влаги в связи с общей циркуляцией атмосферы. Труды ГГО, вып. 70. 1957.

СООТНОШЕНИЕ СРЕДНЕГО И ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕНОСОВ ВЛАГИ НАД ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ СССР

Для января, апреля и июля на основании средних из четырех лет по данным карт барической топографии и синоптических карт рассчитаны средний и турбулентный потоки влаги и дано их соотношение в общем переносе влаги на отдельных уровнях и в столбе 0—5 км. Используются данные переноса влаги для расчета баланса влаги в атмосфере. Дается сравнение коэффициента обмена, полученного по рассеянию траекторий, и коэффициента обмена для влаги.

Целью данного исследования является анализ поля распределения среднего и турбулентного потоков влаги над Европейской территорией СССР, выявление соотношения среднего и турбулентного потоков в общем переносе влаги.

Горизонтальный перенос влаги играет большую роль в формировании климата и распределении осадков. Учет количества влаги, переносимой в горизонтальном направлении, позволит ближе подойти к прогнозу осадков, уяснить физическую сторону условий формирования климата. Выявление роли турбулентного переноса влаги в общем переносе даст возможность оценить точность различного рода расчетов переносов влаги по средним климатологическим данным. Аналогичные исследования уже имеются для Североамериканского континента, Англии и восточной Азии [5, 6, 7]. Ввиду трудоемкости вычислений исследования были произведены только для января, апреля и июля 1951, 1952, 1954 и 1956 гг.

Были подобраны различные по условиям циркуляции и увлажнения годы. На взгляд автора, полученные данные можно использовать как климатологические для характеристики переноса водяного пара над Европейской территорией СССР (ЕТС).

В качестве исходного материала были использованы синоптические карты и карты барической топографии Ленинградского бюро погоды.

Расчеты были произведены для 25 точек на территории от 48 до 68° с. ш. и от 20 до 60° в. д. Шаг по параллели принимался равным 10°, шаг по меридиану — 5°.

Средний и турбулентный переносы влаги рассчитывались для отдельных уровней (поверхность земли, поверхности 850, 700 и 500 мб) и в столбе атмосферы 0—5 км.

От поверхности 850 мб до уровня земли производилась экстраполяция данных на основании небольшого числа аэрологических данных ниже уровня поверхности 850 мб. Ниже этого уровня, где величина и направление ветра подвержены более сильному изменению и сосредоточена половина всего количества водяного пара, находящегося

в атмосфере, экстраполяция, конечно, приводит к определенной ошибке, но, как показала практика, разница величин, полученных с помощью экстраполяции и непосредственно путем детального расчета по аэрологическим данным, невелика и в первом приближении можно обойтись данными на основных изобарических поверхностях и у поверхности земли. Перенос влаги выше поверхности 500 мб во внимание не принимался, так как данных выше этого уровня за более ранние годы в распоряжении автора не было, а за более поздние годы данные по точке росы на этих уровнях ненадежны и их мало.

Перенос водяного пара в атмосфере можно подразделить на две части: 1) средний перенос (P_1), обусловленный упорядоченными движениями частиц с некоторой средней скоростью v и направленный по этой скорости, который определяется довольно быстро по средним климатологическим данным; 2) турбулентный перенос (P_2), обусловленный отклонениями скоростей ветра от их средней величины, связанный с вихрями в атмосфере. Определение турбулентного переноса влаги является трудоемкой и нелегкой работой.

Вместе с тем меридиональный турбулентный перенос влаги в отдельных районах является довольно большой величиной, неучет которой может привести к существенной ошибке. Особенно важно учитывать турбулентный перенос влаги при расчете водного баланса отдельных областей, где турбулентный перенос влаги иногда может составлять величину, большую, чем средний перенос.

В расчетах автора использованы реальные ветры, осредненные по величине и направлению, и данные по температуре и точке росы. Бентон и Эсток при расчетах такого рода использовали геострофический ветер, поскольку на нем мало отражается влияние орографии и вихревых систем небольших размеров, кроме того, при редкой сети станций вообще выгоднее пользоваться геострофическим ветром.

В атмосфере реальный ветер несколько отличается от геострофического. Рассматриваемая территория в основном равнинная, а сеть станций довольно густая и автор хотел получить переносы влаги в атмосфере по фактическим данным о ветре, но осредненным по величине и направлению по ряду станций, близко расположенных, что позволяет лучше учесть общие закономерности и исключить влияние вихрей небольших размеров. Имея составляющие скоростей ветра и абсолютную влажность на разных высотах, можно определить общий и средний переносы влаги, а турбулентный перенос можно определить как остаточный член. Общий перенос влаги (зональный P_x или меридиональный P_y) на каждом уровне составляет

$$P_x = \frac{\sum_1^N v_x a}{N} \text{ г/м}^2 \text{ сек.}, \quad P_y = \frac{\sum_1^N v_y a}{N} \text{ г/м}^2 \text{ сек.},$$

где P_x , P_y — общий зональный (меридиональный) перенос влаги, v_x , v_y — соответствующая составляющая скорости ветра в метрах в секунду, a — абсолютная влажность в г/м³, N — число случаев в интервале времени.

Средний поток влаги

$$P_{1,x} = \bar{a} \bar{v}_x, \quad P_{1,y} = \bar{a} \bar{v}_y,$$

где $P_{1,x}$, $P_{1,y}$ — средний зональный (меридиональный) перенос влаги, $\bar{a}$ — средняя месячная абсолютная влажность, $\bar{v}_x$, $\bar{v}_y$ — средняя месячная скорость ветра (зональная, меридиональная).

Таблица 1

Средний и турбулентный потоки влаги на различных уровнях (г/см сек.) (средний из четырех лет)

 $P_{1\lambda}$ — средний зональный поток влаги $P_{2\lambda}$ — турбулентный зональный поток влаги $P_{1\varphi}$ — средний меридиональный поток влаги $P_{2\varphi}$ — турбулентный меридиональный поток влаги

Координаты	Поверхность земли				850 мб				700 мб				500 мб			
	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$
48° с. ш. — 20° в. д.	2,8	0,1	0,4	0,3	13,8	-0,5	0,8	0,6	9,8	-2,6	1,5	0,6	4,0	-1,0	0,6	0,4
53	5,3	4,6	3,1	0,8	13,7	1,3	3,8	0,9	12,6	-1,8	0,8	1,5	4,4	-0,8	0,4	0,4
58	4,6	2,7	2,2	2,0	9,6	1,1	2,5	2,1	6,8	-0,4	0,8	0,8	3,0	-0,0	0,4	-0,2
63	2,6	-0,1	1,2	1,9	8,3	1,1	2,1	0,8	5,4	0,5	1,3	-0,4	2,4	-0,5	0,6	-0,2
68	1,2	-0,4	0,8	0,0	6,6	3,5	1,3	0,6	4,6	1,4	0,3	0,6	1,7	0,2	0,9	0,3
53	2,4	3,0	1,8	1,5	13,6	2,5	0,9	1,0	10,2	0,7	0,1	1,2	4,8	0,0	0,6	0,2
58	2,1	4,9	1,2	1,4	11,4	2,5	2,4	1,5	8,1	0,6	1,1	1,6	3,8	-0,4	0,0	0,7
63	1,5	2,9	0,5	1,2	11,8	5,0	2,7	2,8	8,2	0,1	0,9	1,1	3,0	0,4	0,3	0,5
68	2,1	3,8	0,0	-	6,7	2,8	2,2	0,5	4,6	0,7	1,7	0,2	2,4	0,4	0,4	0,2
48	-4,4	2,4	1,4	1,8	6,6	4,9	0,6	1,5	4,5	1,5	0,6	1,3	1,6	0,0	0,3	0,5
53	0,7	5,0	0,4	2,1	11,0	5,7	2,7	2,8	8,8	1,3	1,3	1,0	5,0	0,3	0,2	0,8
58	1,6	3,4	0,5	1,3	10,8	3,8	1,7	2,4	7,0	2,1	0,8	1,5	3,7	1,0	0,2	0,2
63	1,3	3,4	0,6	0,6	8,8	2,0	1,9	1,9	5,3	0,7	1,4	0,9	3,4	0,6	-0,3	0,5
68	6,2	4,6	1,2	0,4	7,6	-0,2	2,2	0,7	4,9	-1,3	0,6	0,1	2,3	-0,0	0,3	0,2
40	3,0	2,0	1,0	1,1	6,5	3,3	0,7	2,5	7,2	0,4	0,4	0,9	1,8	-0,3	0,9	-0,1
50	-0,7	2,8	1,2	1,2	7,1	6,2	1,0	1,8	7,2	0,8	0,1	0,8	4,2	-0,2	0,4	0,1
53	1,0	3,8	0,5	1,3	12,1	5,2	1,7	1,4	8,8	2,2	0,3	1,9	3,6	0,4	0,2	0,7
58	1,8	3,6	0,4	1,4	10,1	4,9	2,3	2,3	6,7	1,6	1,0	0,7	2,3	0,4	0,6	0,3
63	4,0	6,2	2,2	0,7	8,0	5,6	0,8	1,6	5,1	0,6	1,0	-0,1	1,5	-0,3	0,8	0,1
68	-1,2	0,6	0,8	1,8	0,8	5,6	1,3	2,2	4,5	2,0	0,0	0,8	3,3	-0,4	0,4	0,2
53	1,1	1,6	0,7	0,4	5,6	2,8	0,5	1,0	4,4	1,9	0,3	0,6	2,9	0,9	0,0	0,8

Январь

Координаты	Поверхность земли				850 мб				700 мб				500 мб			
	$P_{1\lambda}$		$P_{2\lambda}$		$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$
	$P_{1\lambda}$	$P_{1\varphi}$	$P_{2\lambda}$	$P_{2\varphi}$												
Январь																
58° с. ш. — 60° в. д.	2,6	1,8	0,9	0,6	9,7	8,3	1,2	0,8	8,4	2,3	0,1	0,4	3,5	0,7	0,2	0,4
63	1,4	2,9	0,6	0,7	8,7	4,0	2,9	0,0	7,1	2,2	0,7	-0,4	3,1	0,7	0,2	0,3
68	3,4	3,8	2,0	0,4	8,8	2,8	2,2	1,7	6,4	0,4	1,5	0,1	1,9	0,1	0,6	0,1
Апрель																
48° с. ш. — 20° в. д.	1,9	-3,6	0,1	1,5	8,8	2,4	0,6	2,8	9,9	0,6	-0,5	2,8	5,0	3,0	-0,4	-1,0
53	3,8	0,0	-1,5	1,8	17,3	1,5	0,6	3,0	14,3	3,3	1,1	1,4	5,8	0,8	0,1	1,2
58	5,9	0,4	-0,4	0,3	11,1	-0,8	-0,4	3,6	7,6	0,5	0,9	1,6	5,6	0,8	0,6	1,2
63	3,6	-0,8	0,0	1,2	13,2	2,0	1,6	1,7	8,8	1,2	0,3	-0,2	4,3	1,1	0,2	-0,5
68	3,6	3,6	-0,1	0,9	8,2	5,8	1,2	0,4	7,6	1,4	-0,6	0,7	2,7	0,9	0,3	0,9
48	-3,6	1,8	-0,9	1,3	9,1	10,0	-0,8	3,8	8,6	3,9	-0,9	0,2	4,1	2,6	0,0	-0,7
53	-0,3	4,6	-1,0	0,8	13,8	4,7	-1,6	5,2	11,6	4,2	0,1	2,4	5,1	2,2	0,2	0,3
58	2,8	2,6	0,2	1,3	14,7	0,6	0,6	1,1	11,2	0,4	1,1	1,8	4,6	2,4	0,2	0,6
63	2,6	3,6	-0,5	0,5	11,3	2,6	0,8	1,4	8,4	0,4	1,6	0,2	3,6	0,8	0,3	0,3
68	3,8	3,8	0,8	0,6	7,2	7,6	1,0	3,4	6,7	-0,4	-1,3	0,3	3,0	0,6	0,2	0,3
48	11,7	0,0	-0,2	0,6	-0,7	2,6	0,2	3,4	5,3	4,0	0,2	0,5	4,3	1,6	0,2	0,1
53	2,7	3,6	-0,4	0,4	11,5	8,8	0,9	1,5	8,7	2,0	0,8	0,9	7,1	1,1	-0,3	-0,2
58	5,4	3,1	0,5	0,1	21,4	6,2	0,6	-0,2	13,5	0,1	1,3	0,7	5,8	0,7	-0,1	-0,0
63	4,6	4,2	1,6	0,7	12,2	1,3	1,3	0,4	9,7	1,5	1,3	0,9	3,4	1,2	0,1	0,0
48	4,5	3,0	1,1	0,7	6,4	-1,6	-0,9	2,2	6,7	-3,2	0,8	-1,3	4,5	1,4	0,2	0,6
53	5,8	3,0	0,7	0,2	10,0	3,6	-2,2	1,9	6,5	2,2	2,0	1,1	7,2	0,7	0,1	0,4
58	3,2	4,6	0,0	0,7	15,6	6,0	0,4	2,8	8,6	1,5	2,2	2,6	4,8	-0,2	0,2	0,4
63	5,3	4,5	0,1	0,2	14,5	4,3	0,3	0,2	12,8	1,4	0,6	1,8	6,1	-0,1	0,3	0,2
48	4,8	6,9	0,8	0,3	8,8	3,0	0,6	1,2	10,9	0,8	0,8	1,4	3,5	0,7	0,4	0,1
53	4,6	2,6	3,6	1,1	11,2	4,8	5,8	0,8	7,0	0,1	1,0	1,4	6,2	1,6	0,1	0,8
58	-7,2	-2,1	0,2	1,1	9,9	3,0	1,2	0,9	9,3	2,1	0,7	4,2	5,8	0,4	0,1	0,2
63	2,6	2,1	0,6	0,4	13,4	0,2	0,0	1,4	10,9	0,5	0,6	0,6	6,6	-0,5	0,4	0,2
48	5,2	3,6	0,5	0,7	12,0	3,4	1,3	1,4	14,7	1,2	-0,3	0,7	5,3	0,0	0,2	-0,1
53	3,5	3,4	1,0	1,8	9,2	4,3	1,3	2,6	7,4	2,0	-0,0	1,2	3,7	0,0	0,2	0,4

Координаты	Поверхность земли						850 мб			700 мб			500 мб		
	P _{1λ}			P _{2λ}			P _{1φ}			P _{1λ}			P _{1φ}		
	P _{1λ}	P _{1φ}	P _{2λ}	P _{2φ}	P _{1λ}	P _{1φ}	P _{2λ}	P _{2φ}	P _{1λ}	P _{1φ}	P _{2λ}	P _{2φ}	P _{1λ}	P _{1φ}	P _{2λ}
48° с. ш. — 20° в. д.	7,2	-3,0	0,2	-0,5	27,5	-9,3	0,1	1,5	23,8	-7,1	0,7	1,3	8,6	-1,8	0,1
53	15,7	-2,0	-1,4	-0,3	35,6	-3,6	0,9	2,7	28,1	-2,3	-0,6	2,6	11,4	-0,9	0,5
58	16,3	0,8	-1,4	1,8	22,6	-2,4	0,1	3,3	13,6	-0,5	-0,3	0,9	7,2	1,0	-0,2
63	4,8	2,6	-1,2	1,4	10,0	4,1	0,1	2,6	10,0	2,8	-0,3	0,9	3,4	2,3	-0,4
68	-3,2	-3,6	-1,1	1,3	2,0	13,2	-0,8	2,2	3,2	10,8	0,6	0,5	2,0	5,0	-0,5
48	14,4	-17,4	-0,4	1,4	26,9	-17,8	-1,2	1,1	19,4	-6,7	0,8	0,5	8,4	-1,1	-0,6
53	12,6	-6,2	-0,3	-0,6	32,1	-7,0	-1,1	4,2	20,2	-3,0	0,8	1,8	9,5	-0,2	0,2
58	19,6	3,2	-3,0	0,8	22,8	-1,1	-1,1	3,6	13,7	0,2	0,0	1,3	5,5	0,3	0,1
63	-1,3	4,6	0,5	1,2	7,0	0,4	0,9	2,5	6,8	4,2	0,0	1,5	2,5	2,1	0,3
68	-1,4	-1,4	0,3	1,5	-2,9	16,7	-1,4	-2,5	2,4	8,6	0,0	1,1	1,7	3,5	1,0
48	9,6	-12,4	0,8	-0,4	20,8	-2,8	4,8	1,7	17,1	0,9	-1,3	3,0	8,8	0,3	0,4
53	12,8	-6,6	-1,0	0,0	19,7	0,6	0,4	-0,2	19,0	3,5	-0,2	0,3	9,0	1,5	0,4
58	8,2	5,6	-1,2	0,2	16,8	0,3	-0,3	3,3	4,3	5,1	-0,8	0,2	7,6	4,0	-0,2
63	-0,2	2,1	-0,4	1,4	10,6	-2,1	3,4	3,0	17,1	-7,4	-0,1	0,3	2,1	3,9	0,7
68	-4,4	-5,0	0,8	1,5	-1,2	-5,1	4,8	1,5	2,5	4,1	1,2	2,0	0,8	0,6	-0,1
48	8,8	-5,7	-0,1	0,1	18,5	5,1	0,2	3,5	17,1	7,4	-2,4	2,0	9,8	0,6	0,4
53	5,1	5,0	0,3	0,2	35,7	3,8	1,8	-0,5	25,1	4,3	-0,7	1,3	10,4	3,1	0,5
58	3,6	-4,1	0,4	0,2	9,8	7,6	0,2	6,6	10,6	8,1	1,1	2,2	5,7	3,8	-0,3
63	1,9	-3,8	-1,4	2,8	11,0	1,0	-0,2	1,9	9,4	4,4	-1,8	2,0	3,7	2,9	-0,2
68	-4,2	-12,4	1,3	2,3	8,0	-12,4	-1,2	3,9	6,6	0,4	-1,3	1,3	10,1	0,9	-0,1
48	-2,8	-3,8	-0,8	-0,2	12,0	2,1	1,1	1,2	12,6	-5,8	1,3	0,2	7,1	-1,5	0,2
53	3,5	-3,7	1,1	0,6	26,3	2,1	-1,9	0,0	16,7	2,9	0,3	1,8	6,3	1,1	0,0
58	8,7	-0,5	-0,2	3,0	19,1	8,5	0,6	2,4	10,6	3,6	-1,4	1,6	5,2	3,8	0,2
63	-1,7	-3,2	-0,2	2,6	5,0	7,0	-1,4	1,1	13,3	5,3	-1,8	2,3	6,3	1,1	-0,1
68	-3,3	-3,2	-0,2	2,6	14,8	7,0	-1,4	1,1	13,3	5,3	-1,8	2,3	6,3	1,1	-0,1

Июль

Примечание. Подожительный знак определяет поток влаги с запада и юга, отрицательный — поток влаги с востока и севера.

Общий поток влаги равен сумме среднего и турбулентного переносов влаги. Зная общий и средний переносы влаги, можно определить турбулентный как остаточный член, т. е. $P_2 = P - P_1$, где P_2 — турбулентный поток влаги.

Во всех исследованиях автор не ставил цель рассчитать перенос влаги, который производится в атмосфере вертикальными движениями (это является темой отдельных исследований), и рассчитывал только горизонтальный перенос, хотя вертикальное перемешивание и при макрообмене играет немалую роль.

Остановимся на распределении переносов влаги на отдельных уровнях в январе (средние из четырех лет). У поверхности земли перенос влаги невелик и в меридиональном направлении влаги переносится больше (в среднем для ЕТС $3,9 \text{ г/м}^2\text{сек.}$), чем в зональном ($2,8 \text{ г/м}^2\text{сек.}$). Средний зональный перенос влаги на большей части территории направлен с запада на восток, на юго-востоке — с востока на запад, что обусловлено выносом влаги по западной и юго-западной периферии отрога сибирского антициклона. Восточный перенос составлял $3-4 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$ (табл. 1). Средний западно-восточный перенос к востоку ослабевает как вследствие уменьшения влагосодержания атмосферы, так и вследствие ослабления западно-восточного переноса. На севере западно-восточный перенос влаги больше, чем в центре, вследствие увеличения скоростей ветра на побережье у поверхности земли. У поверхности земли средний западный перенос меньше, чем на поверхности 500 мб.

На поверхности 850 мб с запада на восток переносится наибольшее количество влаги по сравнению с другими рассматриваемыми уровнями, так как на этом уровне влагосодержание еще большее и скорости ветра уже достаточно велики. На более высоких уровнях влагосодержание атмосферы уменьшается и, несмотря на увеличение скоростей, перенос влаги становится меньше. Средний зональный перенос влаги на поверхностях 850 , 700 и 500 мб имеет максимальное значение на юго-западе, минимальное на севере как вследствие уменьшения влагосодержания, так и вследствие ослабления скоростей по сравнению с центральными районами.

Второй минимум на поверхностях 850 и 700 мб наблюдается на юго-востоке и обусловлен уменьшением влагосодержания и увеличением выносов влаги с востока по западной периферии отрога сибирского антициклона. На уровне поверхности 500 мб всюду преобладает западный перенос и этот минимум исчезает.

С увеличением высоты роль зонального переноса влаги увеличивается. На уровнях поверхностей 850 , 700 и 500 мб зональный перенос влаги значительно больше меридионального. На уровне поверхности 850 мб в среднем для ЕТС с запада на восток переносится влаги в 2 раза больше, чем с юга на север, на поверхности 700 мб — в 5 раз и на поверхности 500 мб — примерно в 8 раз. Наибольшее количество влаги переносится в слое $0,5-1,5 \text{ км.}$

Средний меридиональный перенос влаги у поверхности земли в среднем для ЕТС больше зонального, так как в нижних слоях западно-восточный перенос выражен слабо и скорости ветра имеют значительную меридиональную составляющую.

На всей территории средний меридиональный поток влаги направлен с юга на север. Максимальное значение его наблюдалось в центре и на севере ЕТС (более $4 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$), а наименьшее — на юге и на северо-западе (до $0,1 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$).

Средний меридиональный перенос на поверхности 850 мб всюду также был направлен с юга на север и наибольшее его значение наблю-

далось в центре и на востоке ЕТС ($6 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$), а наименьшее — на западе (около $1 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$).

На поверхностях 700 и 500 мб на западе территории наблюдалось правое вращение ветра с высотой и перенос влаги над ЕТС был направлен с севера на юг по западной периферии ложбины, расположенной над ЕТС. На поверхности 700 мб наибольший результирующий перенос влаги наблюдался на востоке территории и имел южное направление. На поверхности 500 мб поток влаги в меридиональном направлении составлял менее $1 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$

Обмен влагой между высокими и низкими широтами осуществляется не только упорядоченными движениями, но и беспорядочным турбулентным переносом влаги.

Турбулентный зональный перенос влаги у поверхности земли в среднем для ЕТС составлял 30% общего зонального переноса влаги, меридиональный — 27% общего меридионального переноса (по абсолютной величине). При этом турбулентный перенос влаги уменьшался с юга на север. На юге ЕТС турбулентный зональный перенос составлял около 40%, меридиональный — 35%. На севере зональный турбулентный перенос влаги составлял 25—30%, меридиональный — 10%. Зональный турбулентный перенос влаги более $1 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$ занимал значительную часть на западе и небольшую территорию на юге и северо-востоке. На остальной территории турбулентный зональный перенос влаги составлял менее $1 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$ Турбулентный меридиональный перенос влаги на значительной части территории был более $1 \text{ г/м}^2 \text{ сек.}$

Зональный турбулентный перенос влаги с увеличением высоты уменьшается от 30% у поверхности земли до 10% на поверхности 500 мб. На поверхности 850 мб на юге ЕТС турбулентный зональный поток составлял менее 10% общего зонального потока, на севере и западе — около 20%. На поверхностях 700 и 500 мб турбулентный зональный поток составлял 10—16%, при этом минимальное значение наблюдалось на юго-востоке (менее 10%). Доля водяного пара, переносимого за счет турбулентности в меридиональном направлении, с увеличением высоты растет от 27% у поверхности земли до 40% на поверхности 500 мб. Следует указать, что соотношение среднего и турбулентного переносов влаги на высоте поверхности 500 мб рассчитывается грубо, так как здесь сами потоки влаги малы.

Перейдем к интегральному переносу влаги (в столбе 0—5 км). Он определялся графически. Приток влаги на ЕТС в январе совершался одним ярко выраженным потоком, направленным с юго-запада на северо-восток. Вынос влаги происходил с Атлантического океана и Средиземного моря. При входе на территорию поток имел почти западное направление, при продвижении к востоку приобретал значительную южную составляющую по западной периферии сибирского антициклона и восточной периферии ложбины над ЕТС. На востоке поток по своей величине становится значительно меньше, так как значительная часть влаги над ЕТС расходуется на осадки. Над ЕТС основная масса влаги переносится ниже уровня поверхности 700 мб. В слое 0—1,5 км переносится около 38% влаги, в слое 1,5—3 км — 35% и в слое 3—5 км — около 27% влаги. Общий юго-западный перенос влаги на юго-западе и в центре ЕТС составлял более 500 г/см сек. На севере интегральный перенос был несколько больше 300 г/см сек. , на юго-востоке — 280 г/см сек. Небольшой юго-западный перенос влаги на юго-востоке обусловлен уменьшением влагосодержания атмосферы и повторяемости скоростей западных румбов в нижнем слое атмосферы, а следовательно, увеличением выноса влаги с востока по сравнению с другими районами ЕТС.

Распределение по территории среднего потока аналогично общему, только средний поток отличается от общего на величину турбулентного переноса (рис. 1а).

Средний зональный перенос влаги значительно больше меридионального, к востоку роль меридионального переноса увеличивалась. Средний зональный перенос влаги имел максимальное значение на юго-западе и в центре ЕТС (более 500 г/см сек.), минимальное — на юго-востоке (150 г/см сек.).

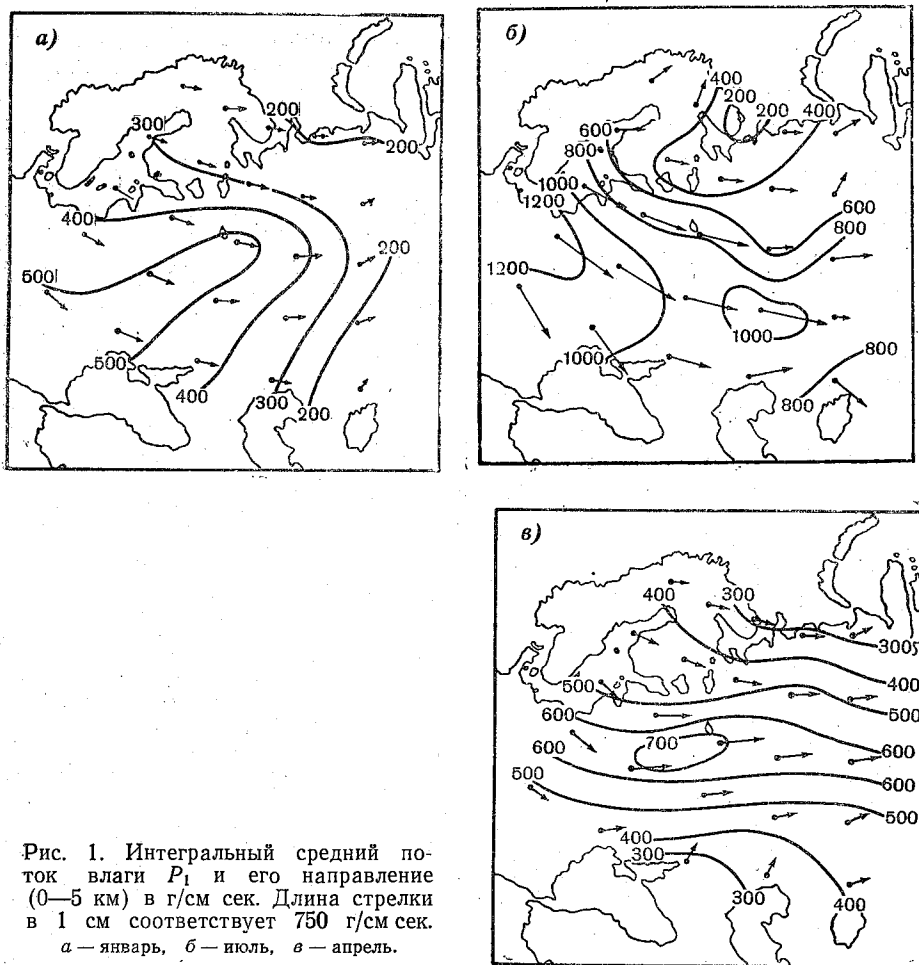


Рис. 1. Интегральный средний поток влаги P_1 и его направление (0—5 км) в г/см сек. Длина стрелки в 1 см соответствует 750 г/см сек.
а — январь, б — июль, в — апрель.

Максимальное значение меридионального переноса наблюдалось к востоку от Москвы (более 100 г/см сек.), минимальное — западнее Москвы (около 20 г/см сек.).

Турбулентный перенос влаги в столбе в январе имел юго-западное направление и совпадал по направлению со средним переносом, только имел большую южную слагающую. Максимальное его значение по абсолютной величине наблюдалось к западу от 42-го меридиана между 52 и 65° с. ш. (более 100 г/см сек.) (рис. 2а), наименьшее — на востоке территории между 52 и 60° с. ш. (40 г/см сек.). Наиболее интенсивный зональный неупорядоченный перенос влаги наблюдался на западе и между 60—65° с. ш. (70—80 г/см сек.), меридиональный — в центре ЕТС (80—90 г/см сек.).

В среднем для рассматриваемой территории в январе зональный перенос влаги составлял 14%, меридиональный — 37%, общий турбулентный перенос влаги составлял 18%. В центре и на западе территории неупорядоченными движениями переносилось 20—25% влаги, на севере, востоке и юго-западе — 15—17%.

Перенос влаги тесно связан с общей циркуляцией атмосферы, поэтому в отдельные годы переносы влаги могут резко различаться по величине, направлению выносов и их географическому распределению.

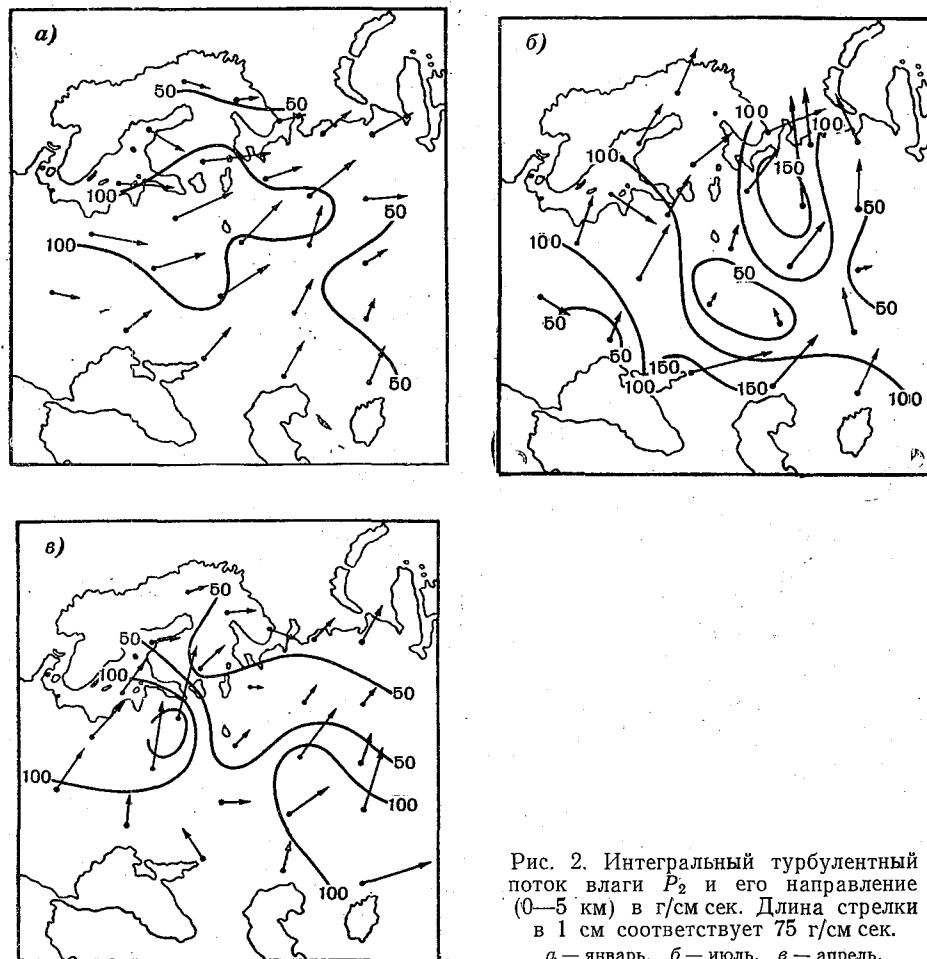


Рис. 2. Интегральный турбулентный поток влаги P_2 и его направление (0—5 км) в г/см сек. Длина стрелки в 1 см соответствует 75 г/см сек.
а — январь, б — июль, в — апрель.

Особенности распределения переносов влаги в 1951 и 1952 гг. были подробно описаны раньше.

Коротко остановимся на особенностях распределения переносов влаги в январе 1952 и 1954 гг. (рис. 3 а, 4 а) как наиболее резко различающихся по условиям циркуляции.

В январе 1952 г., по типизации Вангенгейма, преобладал западный тип циркуляции, наблюдалось высокое влагосодержание атмосферы и большие скорости ветра, особенно в центре ЕТС. В январе 1954 г. западного типа циркуляции не наблюдалось вообще, а восточный и центральный типы повторялись одинаковое число раз. Влагосодержание атмосферы было наименьшее по сравнению с рассмотренными месяцами. В январе 1952 г. средний перенос влаги на всей территории

был направлен с юго-запада на северо-восток; наибольшее количество влаги переносилось на западе и в центре ЕТС (более 800 г/см сек.), наименьшее — на севере (менее 300 г/см сек.). Наиболее интенсивный турбулентный перенос влаги наблюдался в полосе, вытянутой от берегов Черного и Азовского морей на северо-восток. В январе 1954 г. в западной части территории средний перенос влаги был направлен с се-

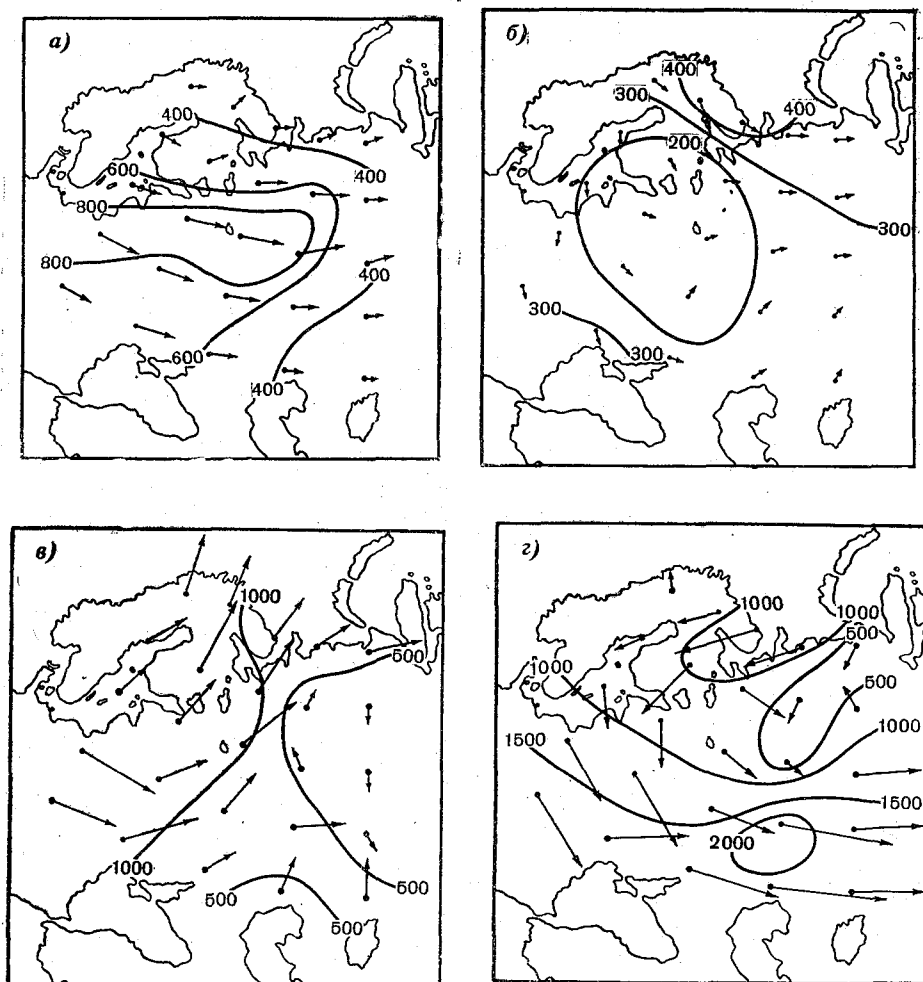


Рис. 3. Интегральный средний перенос влаги P_1 и его направление в отдельные годы (0—5 км) в г/см сек. Длина стрелки в 1 см соответствует 750 г/см сек.

а — январь 1952 г., б — январь 1954 г., в — июль 1954 г., г — июль 1956 г.

веро-запада по западной периферии ярко выраженной ложбины, расположенной над ЕТС. При смещении к востоку поток приобрел западное, а затем юго-западное направление. Средний перенос влаги в январе 1954 г. в центре ЕТС в 5—6 раз меньше переноса 1952 г. (к западу от 48° в. д. средний перенос был меньше 150 г/см сек.), на юге и востоке ЕТС — в 2—3 раза, а на севере в 1954 г. перенос влаги был больше, так как в этом году здесь влагосодержание атмосферы и скорости ветра были больше, чем в другие месяцы. Турбулентный перенос влаги в 1954 г. был более интенсивным на западе территории. Здесь турбулентный перенос влаги составлял 150—180 г/см сек., на северо-востоке —

70—80 г/см сек., на юго-востоке — меньше 50 г/см сек. На западе турбулентный перенос влаги был больше среднего и направлен с юго-запада на северо-восток, а средний — с северо-запада на юго-восток. Таким образом, в январе 1954 г., когда была резко развита меридиональность процессов, наблюдалось некоторое усиление турбулентного обмена.

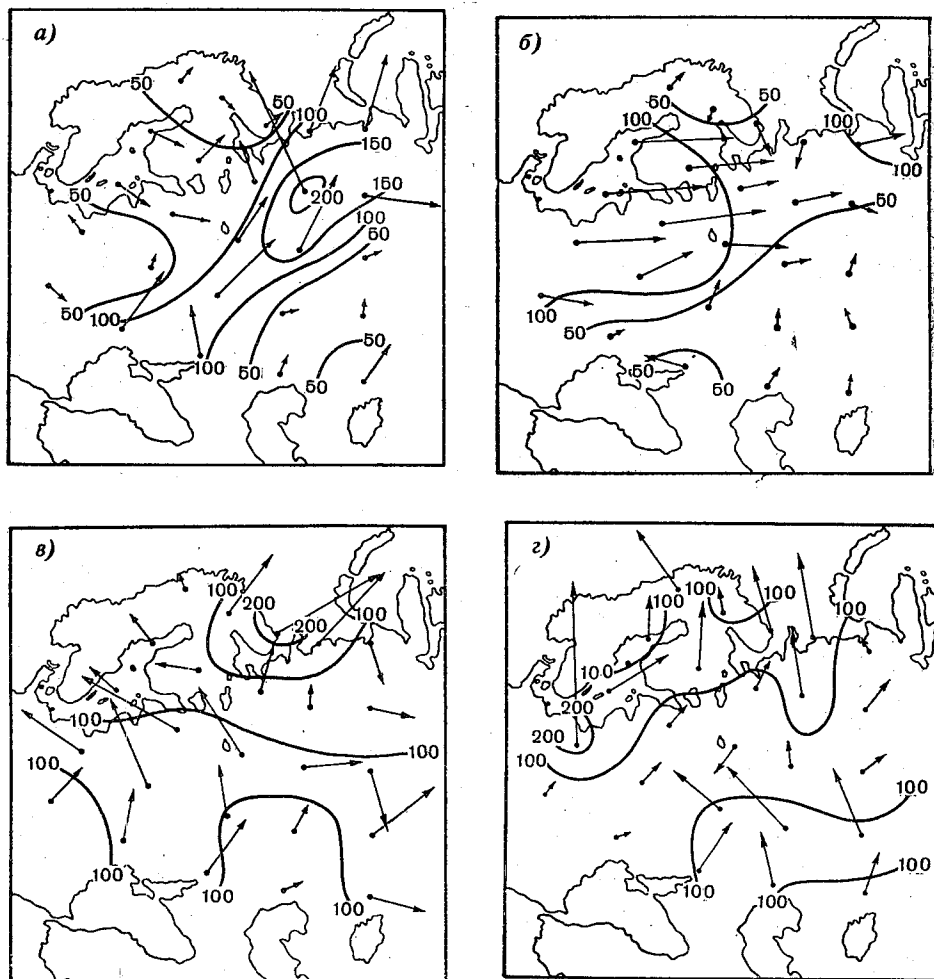


Рис. 4. Интегральный турбулентный перенос влаги P_2 и его направление в отдельные годы (0—5 км) в г/см сек. Длина стрелки в 1 см соответствует 750 г/см сек.

а — январь 1952 г., б — январь 1954 г., в — июль 1954 г., г — июль 1956 г.

Переходим к описанию переносов влаги в июле. От января к июлю происходят значительные изменения в горизонтальном и вертикальном распределении переносов водяного пара. В июле западно-восточный перенос влаги над ЕТС примерно в 2 раза больше, чем в январе, на севере эти различия значительно меньше.

Хотя летом влага сосредоточена в более нижних слоях атмосферы, но вследствие слабых скоростей на этих уровнях (0—1,5 км) в процентном отношении влаги переносится несколько меньше, чем в январе. Если за 100% принять количество влаги, переносимой в слое 0—5 км, то в слое 0—1,5 км переносится примерно 33%, в слое 1,5—3 км — 35%

и в слое 3—5 км — около 32%. Таким образом, в нижнем слое зимой влаги переносится больше, чем летом, в слое 1,5—3 км переносится одинаковое количество влаги зимой и летом, а в слое 3—5 км переносится влаги больше летом, так как летом скорость ветра с высотой растет быстрее, а влагосодержание атмосферы на этом уровне больше, чем зимой. У поверхности земли к югу от большой континентальной оси поток имел северо-западное направление, к северу — юго-западное. Средний зональный перенос влаги к югу от 60—64° с. ш. положителен, т. е. направлен с запада на восток, к северу отрицателен, т. е. направлен с востока на запад. Наибольшее значение зонального потока наблюдалось на юго-западе (больше 15 г/м²сек.), на севере восточный перенос составлял небольшую величину (меньше 5 г/м²сек.). Начиная с уровня поверхности 850 мб, зональный перенос всюду положителен. Наибольшее количество влаги с запада на восток переносится на уровне поверхности 850 мб. Зональный перенос к югу от 60° с. ш. составлял больше 20 г/м²сек., и наибольшее его значение наблюдалось на юго-западе (30—35 г/м²сек.), на крайнем юго-востоке зональный перенос несколько ослаблен и усилен меридиональный. На севере зональный перенос влаги мал (меньше 5 г/м²сек.).

На поверхности 700 мб зональный перенос влаги еще велик и всюду направлен с запада на восток. Изолиния 15 г/м²сек. охватывает территорию к югу от 58° с. ш., на юго-западе территории западный перенос составлял 20—25 г/м²сек., на севере — 2,5—5 г/м²сек.

На поверхности 500 мб в связи с уменьшением влагосодержания атмосферы зональный перенос влаги в 2—2,5 раза меньше переноса на поверхности 700 мб. Средний меридиональный перенос влаги на всех уровнях меньше зонального. У поверхности земли к югу от 55° с. ш. средний меридиональный перенос влаги был направлен с севера на юг (к югу от ветрораздельной линии азорского максимума) и на севере в связи с частыми выносами с севера у поверхности земли, в центре ЕТС перенос влаги был направлен с юга на север. С увеличением высоты площадь, занимаемая выносами с севера, уменьшается, меридиональный перенос влаги с севера наблюдался только на юго-западе по восточной и северной периферии азорского максимума и по западной периферии ложбины, расположенной над Восточной Европой; на остальной территории поток влаги направлен с юга на север.

Наибольшее значение меридиональный перенос у поверхности земли имел на юге (12—15 г/м²сек.), на поверхности 850 мб — на юго-западе (около 10 г/м²сек.), на поверхностях 700 и 500 мб максимальный меридиональный перенос влаги сосредоточен в восточной части.

Турбулентный перенос влаги в июле в процентном отношении несколько меньше переноса в январе. По абсолютной величине турбулентный перенос в июле больше. Зональный перенос влаги за счет неупорядоченных движений в атмосфере с высотой ослабевает. В среднем для рассматриваемой территории зональный турбулентный перенос влаги уменьшается от 19% у поверхности земли до 10% на поверхности 500 мб. На всех уровнях наибольшее количество влаги за счет турбулентности переносится на севере. Здесь турбулентный перенос влаги составлял больше 30%.

Наибольшее значение в процентном отношении меридионального турбулентного переноса влаги наблюдалось в западной части рассматриваемой территории, а у поверхности земли — на севере и северо-востоке.

Увеличение меридионального турбулентного переноса влаги у поверхности земли на северо-востоке, по-видимому, обусловлено влиянием Уральского хребта на турбулентный обмен. Следует указать, что тур-

булентный меридиональный перенос влаги нередко составлял величину, большую 100% общего меридионального переноса влаги, так как часто средний и турбулентный меридиональные переносы влаги имели различное направление и общий перенос оказывался меньше турбулентного. Зональный турбулентный перенос влаги очень редко составлял величину, большую 100%. Турбулентный меридиональный перенос влаги на всех высотах был направлен с юга на север, за исключением отдельных станций. Турбулентный зональный перенос влаги на значительной части территории (в центре и на востоке) на всех высотах был направлен с востока на запад.

Таким образом, летом средний и турбулентный переносы влаги часто имели разные направления. Средний перенос имел направление юго-западное и северо-западное, турбулентный — южное, юго-восточное и юго-западное и значительно меньше среднего переноса влаги. В январе направление турбулентного и среднего переносов в общем совпадали, а величина турбулентного переноса также значительно меньше среднего.

Остановимся на распределении интегральных переносов влаги от поверхности земли до высоты 5 км.

Общий интегральный перенос влаги к югу от большой континентальной оси был направлен с северо-запада на юго-восток, далее к северу перенос становится западным, а затем юго-западным в соответствии с изменением направления скоростей ветра. Максимальное значение западного переноса с небольшой северной составляющей наблюдалось на юго-западе (более 1200 г/см сек.), минимальное значение юго-западного переноса — на севере (около 200 г/см сек.). Распределение среднего переноса аналогично суммарному (рис. 1 б).

Средний меридиональный перенос влаги в столбе атмосферы 0—5 км значительно меньше зонального (на западе в 5—10 раз, на юге и востоке ЕТС в 2—3 раза), а на северо-западе меридиональный перенос влаги больше зонального. Роль среднего зонального переноса влаги от центральных районов ЕТС к северу и югу уменьшается, а меридионального увеличивается.

Турбулентный перенос влаги в столбе атмосферы 0—5 км в процентном отношении в июле несколько меньше, чем в январе. Суммарный турбулентный перенос влаги в июле в среднем для ЕТС составлял 15%, в январе — 18%. Турбулентный перенос влаги минимальное значение имел в центре ЕТС (меньше 10%), к югу доля результирующего турбулентного переноса влаги увеличивалась до 15%, на севере — до 40%. Рассмотрим соотношение зонального (меридионального) турбулентного переноса влаги в общем зональном (меридиональном) переносе.

Зональный турбулентный перенос влаги в общем зональном переносе влаги составлял для ЕТС 10% с максимумом на севере ЕТС (25%), минимумом в центре ЕТС (1%), на юго-востоке турбулентный зональный перенос влаги составлял 10%.

Роль меридионального турбулентного переноса влаги в общем меридиональном переносе влаги велика. Для ЕТС меридиональный перенос влаги составлял 36%, при этом наиболее интенсивный меридиональный турбулентный перенос влаги наблюдался на западе рассматриваемой территории; здесь он достигал величин, больших 40%. Интегральный турбулентный перенос влаги на северо-востоке и в центре ЕТС был направлен с юго-востока на северо-запад, на самом юге и на северо-западе ЕТС — с юго-запада на северо-восток.

Таким образом, на большей части территории средний и турбулентный переносы влаги имели разные направления.

В отдельные месяцы переносы влаги существенно различаются по величине и направлению. Наиболее сильно различались по условиям циркуляции июль 1954 и 1956 гг. По типизации Г. Я. Вангенгейма, в 1954 г. примерно одинаково повторялись западный и восточный типы и совсем не встречался центральный. В 1956 г. преобладал центральный тип (24 случая), циклоны часто образовывались на территории ЕТС, наблюдалось 7 случаев западного типа, а восточного типа не наблюдалось вообще.

В июле 1954 г. на карте барической топографии 500 мб над ЕТС расположен ярко выраженный гребень высокого давления. По западной периферии этого гребня над западной частью рассматриваемой территории наблюдался вынос влаги с запада, а затем западный перенос приобретал значительную южную составляющую; на востоке территории по восточной периферии гребня перенос влаги имел северную составляющую. Средний перенос влаги на западе территории составлял больше 1100 г/см сек., на востоке на значительной территории — меньше 500 г/см сек. Максимальный турбулентный перенос влаги наблюдался в центре и на юге и соответствовал примерно наибольшей повторяемости циклонических образований и фронтальной деятельности в этих областях. На побережье Баренцева моря вновь наблюдалось увеличение турбулентного переноса влаги (рис. 4 в).

Турбулентный перенос влаги на западе территории направлен с востока на запад, на севере и востоке — с юго-запада на северо-восток.

Совершенно другое направление и распределение по территории имел перенос влаги в июле 1956 г. Над Арктикой был развит антициклон, над ЕТС расположена ложбина низкого давления. По западной периферии этой ложбины перенос влаги имел северо-западное направление, к востоку он приобретал западное, а затем юго-западное направление. Максимальный перенос влаги наблюдался на юге ЕТС (1600—2000 г/см сек.).

Турбулентный перенос влаги в полосе, вытянутой с юго-запада на северо-восток, был преимущественно меньше 50 г/см сек., на северо-запад и юго-восток турбулентный перенос влаги увеличивался (больше 100 г/см сек.). На большей части территории турбулентный перенос имел юго-восточное направление, реже юго-западное.

Автором еще были рассчитаны переносы влаги для апреля. В апреле средний зональный перенос влаги у поверхности земли несколько меньше июльского и больше январского. Зональный перенос всюду, исключая самую юго-восточную точку и небольшую территорию юго-запада, был направлен с запада на восток. Наиболее интенсивный западный перенос наблюдался на юге и северо-востоке ЕТС. В апреле отрог сибирского максимума отступил на восток, но все же на крайнем юго-востоке еще преобладали ветры восточных румбов, поэтому результирующий вынос влаги был направлен с востока. На юго-западе ЕТС в нижних слоях атмосферы характерна неустойчивость ветров, поэтому западный перенос влаги составлял небольшую величину, в районе Одессы поток влаги был направлен с востока.

Средний меридиональный перенос влаги у поверхности земли на большей части территории сравним с зональным или даже несколько больше зонального, только на юге зональный перенос влаги значительно больше меридионального. Меридиональный перенос, как и в январе, всюду направлен с юга на север, исключая юго-запад и юго-восток, где перенос имел северное направление.

Роль среднего меридионального переноса влаги очень невелика на юге и западе, где меридиональный перенос составляет примерно $\frac{1}{5}$ часть

от зонального, в центре и на севере в меридиональном направлении влаги переносится столько, сколько в зональном или больше.

Турбулентный зональный перенос влаги у поверхности земли по абсолютной величине меньше переноса в январе и июле. В январе турбулентный перенос влаги всюду направлен с запада на восток, в июле на большей части территории — с востока на запад, в апреле на западе территории турбулентный перенос направлен с востока на запад, на юге и востоке — с запада на восток.

Турбулентный меридиональный перенос влаги так же, как и зональный, на большей части территории меньше $1 \text{ г/м}^2\text{сек.}$, на западе территории и небольшой части юго-востока турбулентный перенос больше $1 \text{ г/м}^2\text{сек.}$ В меридиональном направлении по абсолютной величине за счет неупорядоченных движений в атмосфере влаги переносится больше, чем в зональном. Меридиональный турбулентный перенос влаги всюду направлен с юга на север по направлению градиента влажности.

С увеличением высоты влагосодержание уменьшается, но существенно увеличиваются скорости ветра, поэтому на уровне поверхности 850 мб перенос влаги намного больше переноса у земной поверхности. Средний зональный перенос влаги имел максимальное значение в центре ЕТС (около $16 \text{ г/м}^2\text{сек.}$), к югу и к северу зональный перенос уменьшался в соответствии с ослаблением скоростей ветра. Зональный перенос влаги направлен с запада на восток. Средний меридиональный перенос направлен с юга на север и наибольшее его значение наблюдалось в центре и на юге ЕТС (около $8 \text{ г/м}^2\text{сек.}$). Средний меридиональный перенос влаги существенно меньше зонального.

Турбулентный зональный перенос влаги составлял небольшую величину, на большей части территории меньше $1 \text{ г/м}^2\text{сек.}$ Турбулентный меридиональный перенос влаги в центре и на западе ЕТС составлял больше $3 \text{ г/м}^2\text{сек.}$, в меридиональном направлении переносится неупорядоченными движениями на большей части территории влаги в 1,5—3 раза больше, чем в зональном.

В апреле на всех высотах ярко выражен максимум зонального переноса в центре ЕТС, обусловленный большими зональными скоростями в центре. В январе и июле максимальный перенос влаги наблюдался на юго-западе.

На уровне поверхности 700 мб перенос влаги в центре ЕТС составлял 11—14 $\text{г/м}^2\text{сек.}$ На севере и юге величины среднего зонального переноса различались мало, так как на севере влажность меньше, но зато зональные скорости больше, чем на юге. Средний зональный перенос всюду направлен с запада на восток.

Средний меридиональный перенос влаги направлен с юга на север, исключая небольшую территорию севера. Наибольшее количество влаги переносилось в меридиональном направлении на юге (больше $4 \text{ г/м}^2\text{сек.}$). Средний меридиональный перенос влаги значительно меньше зонального, особенно велика разница примерно к северу от Москвы, где меридиональный перенос может быть меньше зонального в 10 раз и больше, а на юге ЕТС — в 2—3 раза.

Турбулентный меридиональный перенос влаги значительно больше зонального. В среднем для ЕТС зональный турбулентный перенос влаги равен 9%, меридиональный — 47%. На уровне поверхности 500 мб, несмотря на малое влагосодержание, средний зональный перенос еще довольно велик и больше, чем у поверхности земли. Здесь зональные скорости велики, поэтому с запада на восток транспортируется достаточно большое количество влаги, в меридиональном направлении на этом уровне влаги переносится значительно меньше, чем

у земной поверхности, так как на высотах средние меридиональные скорости малы. Зональный и меридиональный переносы влаги всюду имели положительное направление.

Зональный турбулентный перенос влаги мал и в среднем для ЕТС равен 7%, меридиональный — около 35%.

Остановимся более подробно на соотношении среднего и турбулентного переносов влаги на различных уровнях.

Таблица 2

Количество влаги, переносимой неупорядоченными движениями, по отношению к общему (зональному, меридиональному) переносу влаги (в среднем для ЕТС) (%)

Месяц	Поверхность земли		850 мб		700 мб		500 мб	
	зональ- ный	меридио- нальный	зональ- ный	меридио- нальный	зональ- ный	меридио- нальный	зональ- ный	меридио- нальный
I	30	27	17	30	12	40	12	44
IV	19	27	12	37	9	47	7	34
VII	19	27	11	48	8	40	6	29

Как видно из табл. 2, для трех рассмотренных месяцев наблюдается уменьшение с высотой турбулентного зонального переноса влаги по отношению к общему зональному переносу влаги на данном уровне.

Наиболее интенсивный зональный турбулентный перенос влаги на всех уровнях в процентном отношении наблюдался в январе, наименее интенсивный — в июле. В январе зональный турбулентный перенос влаги уменьшается от 30% у поверхности земли до 12% на уровне 500 мб, в апреле — от 19 до 7% и в июле — от 19 до 6%, в июле и апреле количество влаги, переносимой неупорядоченными движениями в зональном направлении на всех уровнях, различается очень мало.

С высотой зональный турбулентный перенос влаги уменьшается, так как зональный градиент влажности на высотах очень мал, а средний зональный перенос влаги на этих уровнях еще достаточно велик, поэтому количество влаги, переносимой неупорядоченными движениями в направлении запад — восток, с высотой уменьшается.

Доля меридионального турбулентного переноса влаги в общем меридиональном переносе с высотой растет. В январе меридиональный турбулентный перенос растет от 27% у поверхности земли до 44% на поверхности 500 мб, в апреле — от 27% у поверхности земли до 47% на поверхности 700 мб, выше доля турбулентного меридионального переноса влаги в общем меридиональном переносе уменьшается. В июле роль меридионального турбулентного переноса влаги в общем меридиональном переносе тоже вначале растет, а затем падает. Рост роли меридионального турбулентного переноса влаги с высотой можно объяснить тем, что с увеличением высоты поток приближается к зональному, средние меридиональные скорости становятся малыми и средний меридиональный перенос влаги с высотой ослабевает, меридиональные же градиенты на высотах еще значительны и в ряде случаев превышают зональные, поэтому с высотой доля меридионального турбулентного переноса влаги в общем меридиональном переносе растет.

Апрель по условиям циркуляции ближе к зимним месяцам, поэтому и распределение потоков влаги напоминает зимнее распределение.

Интегральный поток влаги при входе на нашу территорию имел почти чисто западное направление, при продвижении к востоку от оси ложбины низкого давления, расположенной над западной Европой или ЕТС, поток приобретал значительную южную составляющую. Максимальное значение интегральный перенос влаги имел в полосе, вытянутой с запада на восток по центральной части ЕТС (больше 600 г/см сек.), к югу и северу перенос влаги уменьшился до 300—350 г/см сек. В апреле с юго-запада на северо-восток влаги переносилось значительно больше, чем в январе, но меньше, чем в июле.

Средний зональный перенос влаги в столбе 0—5 км максимальное значение имел в центре ЕТС (больше 600 г/см сек.) (рис. 1 в), на севере и юге средний перенос составлял величину, меньшую 300 г/см сек. Изолинии среднего зонального переноса влаги направлены вдоль широт. Средний меридиональный перенос влаги на большей части территории значительно меньше зонального, только на юге территории средний меридиональный перенос влаги незначительно меньше зонального или равен ему. Средний зональный перенос влаги всюду направлен с запада на восток, меридиональный — с юга на север, за исключением одной точки на Кольском побережье, где, по-видимому, сказываются местные особенности в распределении скоростей ветра и где вдоль берега преобладают ветры северных румбов.

Интегральный турбулентный перенос влаги наименьшее значение имел в полосе примерно 60—65° с. ш., к северу турбулентный перенос увеличился до 60—80 г/см сек., на юго-западе и юго-востоке — до 100—150 г/см сек. Турбулентный перенос на юго-западе территории был направлен с юго-востока на северо-запад, на остальной территории — с юго-запада на северо-восток. Исключение составляет точка на Кольском побережье, где турбулентный поток имел северо-западное направление. Турбулентный меридиональный перенос влаги значительно больше зонального, особенно велики эти различия на западе. Наиболее интенсивный зональный турбулентный перенос влаги наблюдался на юго-востоке территории и на севере. К югу от 60° с. ш. вдоль 30-го меридиана и на южной точке 40-го меридиана турбулентный перенос направлен с востока на запад, на остальной территории — с запада на восток. Турбулентный зональный перенос в апреле меньше, чем в январе, и больше, чем в июле.

В меридиональном направлении неупорядоченными движениями в атмосфере наибольшее количество влаги переносилось на западе территории, где перенос составлял 100—150 г/см сек., на остальной территории турбулентный перенос влаги меньше 100 г/см сек. Следует указать, что меридиональный турбулентный перенос влаги в среднем для ЕТС (по абсолютной величине) имел наибольшее значение в июле (75 г/см сек.), в апреле (65 г/см сек.) и в январе (50 г/см сек.).

Рассмотрим, как распределяется общий перенос влаги в процентах по слоям в отдельные месяцы в среднем для ЕТС (табл. 3).

Таблица 3

Месяц	Слой (км)		
	0—1,5	1,5—3	3—5
I	38	35	27
IV	33	35	32
VII	33	35	32

Если за 100% принять количество влаги, которое переносится в слое от поверхности земли до уровня поверхности 500 мб, то оказывается, что в январе наибольшее количество влаги переносилось в слое 0—1,5 км, в апреле и июле — в слое 1,5—3 км. В слое 3—5 км меньше всего влаги переносится в январе, так как в январе хотя на высотах 3—5 км скорости ветра и велики, но влагосодержание мало.

Хотя летом и весной значительная часть влаги и сосредоточена в нижних уровнях, но результирующие скорости ветра здесь малы, поэтому в нижнем слое влаги переносится меньше, чем на более высоких уровнях, где скорости переноса влаги велики.

Остановимся на особенностях распределения переносов влаги в апреле в отдельные годы. В апреле 1951 г., по типизации Вангенгейма, преобладал западный тип циркуляции (20 случаев), центральный тип не встречался совсем. Ложбина низкого давления была направлена на Западную Европу, ЕТС находилась под влиянием восточной периферии этой ложбины и гребня высокого давления, расположенного над Малой и Средней Азией, поэтому средний перенос влаги на большей части территории был направлен с юго-запада на северо-восток. На юго-востоке перенос влаги был направлен с юго-востока по западной периферии гребня высокого давления, а затем приобрел северную слагающую. Большой средний перенос влаги на широтах 55—65° с. ш. (1000—1200 г/см сек.) обусловлен большими средними скоростями ветра. На севере средний перенос уменьшался с запада на восток от 367 до 319 г/см сек. На юго-востоке средний перенос влаги мал (180—280 г/см сек.), так как здесь наблюдалось малоградиентное поле, небольшие средние скорости ветра. Турбулентный перенос влаги был направлен с юга на север с незначительной восточной или западной составляющей. Наибольшее его значение наблюдалось на юго-западе (120—150 г/см сек.), в центре ЕТС отмечалось уменьшение турбулентного переноса до 6 г/см сек. и на северо-западе — до 40 г/см сек.

В апреле 1954 г. наблюдалось 7 случаев с западным типом циркуляции, 12 случаев с восточным и 11 случаев с центральным. Ось ложбины низкого давления проходила через западную часть рассматриваемой территории. К западу от оси ложбины средний перенос был направлен с северо-запада на юго-восток, затем поток приобрел западное направление, а дальше к востоку — юго-западное. Наиболее интенсивный средний перенос наблюдался на востоке. Средний перенос влаги в апреле 1954 г. был примерно в 2 раза меньше среднего переноса в 1951 г. Турбулентный перенос влаги, наоборот, в 1954 г. был больше, чем в 1951 г. Наиболее интенсивный турбулентный перенос влаги наблюдался на востоке (до 250 г/см сек.) и юго-западе территории (до 150 г/см сек.).

При преобладании западной формы циркуляции был большой средний перенос влаги, при преобладании восточной и меридиональной форм циркуляции наблюдалось уменьшение среднего переноса влаги и некоторое увеличение турбулентного переноса по абсолютной величине и существенное увеличение турбулентного переноса влаги в процентном отношении. В дальнейшем будут произведены аналогичные разработки по типам циркуляции Вангенгейма.

На ЕТС в январе влага приносится через стенки, образованные западной и южной границами территории. При этом основная часть влаги приносится через западную, основной отток влаги происходит через восточную стенку и более слабый через северную.

В июле почти вся влага приходит через западную стенку, через западную и восточную части южной стенки водяной пар уходит с территории, правда, в небольшом количестве. Через восточную стенку так

же, как и зимой, происходит основной отток влаги, на северо-западе основной отток влаги происходит через северную стенку.

В апреле основной приток влаги осуществляется через западную стенку, но значительная часть влаги приходит на ЕТС и через южную, отток влаги происходит через восточную и северную стенки.

Данные о переносе водяного пара в атмосфере можно использовать для определения баланса влаги отдельных областей. Если не учитывать твердой и жидкой фаз, то баланс влаги в атмосфере в среднем для года можно определить по уравнению

$$(E - r) s + \int_0^z [(P_w - P_s) l_1 + (P_e - P_{ю}) l_2] dz = 0, \quad (1)$$

где E — испарение, r — осадки, s — площадь территории, P_w , P_s , $P_{ю}$, P_e — перенос влаги через западную, восточную, южную и северную стенки в столбе 0—5 км, l_2 — длина стенки по широте, l_1 — длина стенки вдоль меридиана.

Если рассчитывать баланс влаги для отдельных месяцев, то необходимо еще учитывать изменение влагосодержания атмосферы, хотя эта поправка и невелика. Зная горизонтальный перенос влаги, осадки и изменение влагосодержания атмосферы, можно рассчитать испарение с подстилающей поверхности. В расчетах автора принимается линейное изменение осадков, переноса влаги и испарения, что, конечно, вносит определенную неточность в расчеты.

В январе над рассматриваемой территорией выпал слой осадков в 23 мм, баланс влаги, переносимый в горизонтальном направлении, равен 24 мм, влагосодержание атмосферы за этот период уменьшилось на 1,0 мм. С учетом изменения влагосодержания атмосферы получаем невязку 2 мм, которая может характеризовать уход влаги через границу поверхности 500 мб в количестве испарение (E) плюс 2 мм. Вследствие того, что испарение в январе мало, эта невязка будет не так велика.

Расчет баланса влаги дает количественную проверку точности расчета переносов влаги. Если принять во внимание, что в расчетах автора не учитывается влага, сконденсированная в облаках, то можно сказать что зимой перенос водяного пара можно использовать для определения баланса влаги над ЕТС. Зимой выше поверхности 500 мб переносится незначительное количество влаги. Это подтверждают и данные, характеризующие количество переносимой влаги по отдельным слоям. Зимой в слое 3—5 км влаги переносится меньше, чем в июле и апреле. Процессы облакообразования, выпадение осадков и переносы влаги происходят в основном ниже поверхности 500 мб. Для отдельных областей связь между количеством переносимой влаги и осадками значительно хуже.

При расчете баланса влаги отдельных областей летом необходимо учитывать перенос влаги до больших высот, так как значительная часть ее переносится выше уровня поверхности 500 мб. В июле для ЕТС количество осадков составляло 70 мм, а баланс горизонтального переноса влаги — 40 мм. Влагосодержание атмосферы на большей части территории от начала к концу июля увеличивалось, а на юго-востоке уменьшалось, поэтому в среднем для ЕТС изменение влагосодержания атмосферы в июле невелико и равно 0,5 мм. Следовательно, испарение $E = 40 + 70 = 110$ мм, т. е. величина испарения получилась существенно больше суммы осадков, что долго продолжаться не может.

Если сравнить величину испарения с многолетней, полученной по методу М. И. Будыко, по-видимому, можно утверждать, что по последнему методу величины испарения получаются несколько завышенными

и сами расчеты горизонтальных переносов влаги в июле все же достаточно грубы. Очевидно, можно говорить, что действительное испарение меньше 110 мм, а атмосфера получает дополнительную влагу вследствие вертикальных движений.

Если рассчитать баланс влаги с учетом многолетнего испарения, рассчитанного по методу Будыко, получается невязка 35 мм, что указывает на необходимость учета летом переносов влаги на более высоких уровнях.

В работе [4] был рассчитан коэффициент горизонтального макрообмена для количества движения по рассеянию траекторий на различных уровнях. При такого рода расчетах коэффициент обмена дает правильное представление о его величине, но осредняется по территории. При рассмотрении макротурбулентных движений элементами турбулентности являются циклоны и антициклоны, которые смещаются главным образом в горизонтальном направлении и горизонтальные размеры которых значительно больше вертикальных, поэтому вертикальными движениями можно пренебречь.

Имея турбулентный поток влаги, автор считает интересным определить порядок коэффициента обмена для влаги и сравнить с результатами, полученными по рассеянию траекторий. В ряде исследований было показано, что коэффициент макрообмена различных свойств оказывается одинаков. По расчетам автора коэффициент макрообмена для влаги соответствует примерно коэффициенту обмена за 3 дня по рассеянию траекторий.

Коэффициент обмена для влаги был рассчитан для поверхности земли, поверхностей 850, 700 и 500 мб и средний для столба атмосферы 0—5 км.

Для определения коэффициента обмена (k) была использована формула, основанная на определении обмена,

$$P_Q = -k \frac{\partial Q}{\partial x},$$

где P_Q — поток влаги, Q — влагосодержание атмосферы, k — коэффициент обмена в направлении x . Отсюда легко получить

$$k = - \frac{P_Q}{\frac{\partial Q}{\partial x}}. \quad (2)$$

Эта формула точна, если ее применять к значениям коэффициента обмена за столь малые периоды, что основные величины, входящие в формулу (2), существенно не меняются. В данном случае, однако, k определяется за период порядка месяца, в пределах которого ни одна из величин, входящих в формулу (2), не остается постоянной. Если определяется осредненное значение k , формулы (1) и (2) законны лишь в том случае, когда k независимо от $\frac{\partial Q}{\partial x}$, что отнюдь не всегда имеет место в природе и на несоблюдении чего основан парадокс В. Шмидта, вентильный эффект и т. п.

Если при наличии корреляции все же пользоваться для определения месячных значений k формулой (2), получаемое значение не совпадает со средним значением k за месяц, что не исключает важности определяемой величины. В этом случае из формулы (2) получается такое значение k , не равное среднему значению k , которое надо подставить в формулу

$$\bar{P} = -k_s \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} \quad (3)$$

вместе со средней величиной $\frac{\partial Q}{\partial x}$, чтобы получить правильное значение потока влаги, т. е. получается некоторое эффективное значение k . Если корреляция между k и $\frac{\partial Q}{\partial x}$ невелика и знак k_z остается положительным, т. е. направление потока влаги совпадает с направлением среднего градиента ($-\frac{\partial Q}{\partial x}$), то значением k_z можно пользоваться для ряда практических расчетов. При значительной корреляции между k и $\frac{\partial Q}{\partial x}$; которая сказывается уже на знаке потока влаги, k_z , по существу, теряет физический смысл (может получиться отрицательным и его использование нецелесообразно, например, в июле).

Как же обстоит дело в данном расчете? В подавляющем большинстве случаев k_z получилось положительным, т. е. знак среднего потока влаги совпадал с направлением ее градиента. Тем не менее связь k с $\frac{\partial Q}{\partial x}$ все же обнаруживается, так как, сравнивая коэффициент турбулентности, полученный на основании формулы (3), с коэффициентом, определенным по рассеянию траекторий, видим, что k_z примерно равен k , полученному по рассеянию за первые три дня, когда он еще имеет тенденцию к дальнейшему росту. Значения k_z получаются несколько преуменьшенными. Это говорит о том, что величины потоков влаги колеблются меньше, чем следовало бы ожидать на основании колебаний $\frac{\partial Q}{\partial x}$, т. е. коэффициент корреляции между k и $\frac{\partial Q}{\partial x}$, видимо, отрицателен. Это справедливо, если учесть, что большой обмен, естественно, сглаживает разности значений.

Горизонтальное перемешивание зависит от размера турбулентных вихрей. При вычислении горизонтального коэффициента макрообмена важно знать характерный размер вихрей. В ряде работ было показано, что диаметры циклонов и антициклонов можно принять примерно равными 2000 км и градиент влажности взять на расстоянии радиуса, т. е. 1000 км.

На больших высотах (поверхность 500 мб) в связи с уменьшением абсолютных значений влажности точное измерение градиента влажности в указанной выше формуле затруднительно, поэтому величина коэффициента горизонтального обмена на этом уровне определяется довольно грубо.

Приведем значения зонального (k_λ) и меридионального (k_φ) коэффициентов обмена в среднем для ЕТС ($\text{см}^2/\text{сек.} \times 10^{10}$).

Таблица 4

	Поверхность земли	850 мб	700 мб	500 мб	Интегральный коэффициент обмена
Январь					
k_λ	1—2	5—6	6—7	1—2	4—5
k_φ	2—3	6—7	6—7	2—3	5—6
Июль					
k_λ	1,5—2,0	2,5—3,0	3,0—3,5	3,5—4,0	3,0—4,0
k_φ	0,5—1,0	2,0—2,5	4,0	3,5—4,0	2,5—3,0

Как видно из табл. 4, меридиональный коэффициент обмена в январе больше зонального.

Максимальное значение зонального коэффициента обмена наблюдалось на северо-западе территории (около $2 \cdot 10^{10}$ см²/сек.). Значения меридионального коэффициента обмена увеличиваются с запада на восток от 1,0 до $6,0 \cdot 10^{10}$ см²/сек. На уровне поверхности 850 мб наблюдается рост как зонального, так и меридионального коэффициентов обмена. Величина зонального коэффициента обмена падает от $10 \cdot 10^{10}$ см²/сек. на западе до $1,5 \cdot 10^{10}$ см²/сек. на юге. Наибольшее значение меридионального коэффициента обмена наблюдалось на широтах 60—65° (около $13 \cdot 10^{10}$ см²/сек.), наименьшее — на юге и юго-западе (около $2 \cdot 10^{10}$ см²/сек.). На поверхности 700 мб значения зонального и меридионального коэффициентов обмена примерно одинаковы и составляют 6— $7 \cdot 10^{10}$ см²/сек.

На поверхности 500 мб коэффициент обмена определяется грубо, но все же можно сказать, что на этой высоте наблюдается его уменьшение по сравнению с более низкими уровнями.

В работе [4] также было показано, что коэффициент макрообмена при осреднении вдоль траектории за 2—3 дня с высотой падает, что, по-видимому, можно объяснить уменьшением роли вихрей на высотах.

Величина коэффициента горизонтального обмена и турбулентного переноса влаги тесно связана с числом вихрей в атмосфере.

Распределение коэффициента турбулентного обмена и турбулентного переноса влаги примерно аналогично распределению повторяемости циклонов. На западе и в центре наблюдается не только увеличение числа циклонов, но и их интенсивности. Зона максимального перемешивания оказывается сходной с зоной максимальной фронтальной активности.

В июле коэффициент обмена для влаги меньше, чем в январе. Зональный коэффициент обмена несколько больше меридионального, как это получилось и при расчете вдоль траекторий для 1951 г.; наибольшее его значение наблюдалось на юге ЕТС 6— $7 \cdot 10^{10}$ см²/сек. Меридиональный коэффициент обмена распределяется по территории более равномерно, но все же наблюдается некоторое его увеличение на западе и севере. Связь коэффициента обмена с повторяемостью циклонов и их интенсивностью в июле получилась хуже, чем в январе. Высокие значения меридионального обмена соответствуют фронтальным зонам.

Таким образом, по данным автора коэффициент обмена для влаги в январе равен 6— $7 \cdot 10^{10}$ см²/сек., в июле — 4— $5 \cdot 10^{10}$ см²/сек., по рассеянию траекторий в июле коэффициент обмена равен примерно 5— $6 \cdot 10^{10}$ см²/сек., поэтому можно сказать, что коэффициент обмена, рассчитанный по рассеянию траектории за 2—3 дня, и коэффициент обмена для влаги приблизительно одинаковы. В апреле коэффициент обмена имеет промежуточное значение между январским и июльским.

На основании произведенных расчетов можно сделать следующие выводы. Турбулентный поток влаги для ЕТС составляет 15—18% общего переноса. Наиболее интенсивный турбулентный перенос влаги составляет 10% общего зонального переноса и меняется от 7% в апреле до 14% в январе. Таким образом, общий зональный перенос влаги можно определять довольно точно по средним климатологическим данным, что указывает на слабую корреляционную связь между зональной скоростью ветра и влажностью содержания.

Меридиональный турбулентный перенос влаги в общем меридиональном переносе составляет довольно большую величину — 36%. Благодаря наличию корреляции между меридиональной скоростью ветра и содержанием влаги общий меридиональный перенос влаги не может

удовлетворительно определяться по средним данным. Особенно важно учитывать турбулентный перенос влаги при расчете баланса влаги отдельных областей. В январе при расчете баланса влаги отдельных областей в 7 квадратах из 12 турбулентный перенос влаги составлял больше 50%, в июле — в 4 квадратах. Особенно велика роль турбулентного переноса влаги в балансе влаги отдельных областей к западу от 45-го меридиана и на юге.

Отдельные годы весьма существенно различаются по количеству переносимой влаги средним и турбулентным движением и по направлению выносов.

Коэффициент макрообмена для влаги примерно соответствует коэффициенту обмена по рассеянию траекторий за 2—3 дня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьева А. С. и Дроздов О. А. О зависимости горизонтального рассеяния от времени. Труды ГГО, вып. 84. 1958.
2. Григорьева А. С. К вопросу о горизонтальном обмене в атмосфере. Труды ГГО, вып. 84. 1958.
3. Григорьева А. С. Перенос водяного пара над Европейской территорией СССР в различные месяцы. Труды ГГО, вып. 89. 1959.
4. Дроздов О. А. Коэффициент макродиффузии и его использование для приближенного расчета соотношения переносов турбулентным и средним движением в атмосфере. Труды ГГО, вып. 84. 1958.
5. Benton G. S. and Estogue M. A. Water vapor transfer over the North American continent. Journal of meteorology. Vol. 11, No 6, 1954. Johns Hopkins, University.
6. Hsü shu-ying. Water vapor transfer and water balance over the eastern china. Acta meteorologica sinica, vol. 29, No 1. 1958.
7. Hutchings I. W. Water-vapour flux and flux divergence over southern England: summer 1954. Quart. I. R. Met. Soc., v. 83. 1957.

ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ФОРМЫ И ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСЯЧНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

При решении частной задачи выявления особенностей формирования средних месячных аномалий температуры воздуха на юго-востоке ЕТС использовались как качественные, так и количественные показатели атмосферной циркуляции. Получены достаточно хорошо выраженные синхронные, а также прогностические зависимости, которые указывают на необходимость комплексного использования различных характеристик циркуляции, а также на необходимость учета особенностей циркуляции в районах американского сектора.

Вопрос формирования крупномасштабных атмосферных процессов, определяющих месячные и сезонные величины метеорологических элементов, весьма сложен. Поэтому подход к его разрешению в течение всей истории развития метеорологии был многосторонен. Например, отыскивались связи метеорологических элементов с отдельными характеристиками атмосферной циркуляции [1], солнечной активности [2], просто зависимости одного метеорологического элемента от другого как в одном, так и в удаленных друг от друга местах (метод «мировой погоды» [3], [4] и т. д.). Трудно учесть одновременно все многообразие факторов, влияющих на формирование процессов и, в частности, термических аномалий. Поэтому при анализе средних месячных аномалий температуры с целью получения прогностических зависимостей целесообразно использовать такие характеристики, которые косвенным образом учитывают совместное влияние факторов, определяющих общую циркуляцию атмосферы, поскольку погодные характеристики в конечном итоге зависят от последней. К таким характеристикам можно отнести интенсивность и форму атмосферной циркуляции [1], [5]. Особенности формы и интенсивности циркуляции, проявляющаяся в каждом конкретном случае, есть результат совместного воздействия термического градиента полюс—экватор, подстилающей поверхности и других факторов.

Интенсивность и форма циркуляции, которые являются основными характеристиками общей циркуляции атмосферы, имеют много общего, но в то же время и существенно отличаются друг от друга. Отличительной чертой их является то, что форма циркуляции представляет собой в основном качественную характеристику, хотя до некоторой степени она может давать представление и об интенсивности переносов воздушных масс.

Наличие связи аномалий средних месячных температур воздуха с основными формами циркуляции показано в ряде работ Вангенгейма. Однако эта связь не всегда однозначна и при одной и той же форме

циркуляции отмечаются аномалии противоположного знака. Одной из причин этого является различная интенсивность циркуляции. Типы или формы атмосферных процессов дают представление прежде всего о локализации переносов воздушных масс.

В области изучения интенсивности атмосферной циркуляции и связанного с ней режима метеорологических элементов в настоящее время широко используются количественные показатели циркуляции. Различают зональный и меридиональный индексы. Тот и другой индексы циркуляции определяются направлением изогипс и их густотой. Являясь наглядной характеристикой интенсивности циркуляции, зональный и меридиональный индексы имеют тот недостаток, что одинаковое их изменение может быть вызвано различными по знаку возмущениями (ложбины и гребни). Это не безразлично для аномалий температуры, которые в значительной степени зависят от характера возмущений, а также их локализации.

Исходя из изложенного, можно считать, что имеет определенный смысл использовать одновременно обе характеристики циркуляции. Опыт такого комплексного использования характеристик атмосферной циркуляции был применен ранее при анализе термических аномалий на юго-востоке ЕТС.

Использование основных форм циркуляции Г. Я. Вангенгейма и индексов циркуляции А. Л. Каца позволило получить достаточно хорошо выраженные синхронные зависимости аномалий температуры на юго-востоке ЕТС одновременно от обеих характеристик циркуляции¹.

На основании этого можно было предполагать о наличии и прогнозистических связей. Изложение результатов работы в этом направлении и является целью настоящей статьи. Предварительно следует остановиться кратко на ранее полученных выводах, поскольку они будут необходимы для последующего изложения.

Нами была показана необходимость комплексного использования характеристик атмосферной циркуляции при анализе аномалий температуры, особенно в южных широтах ЕТС. Известно, например, что арктический воздух, смещающийся из районов Арктики на ЕТС, не всегда достигает ее южных широт. Дальнейшее продвижение арктического воздуха к югу в значительной степени должно зависеть от интенсивности циркуляции. Оказалось, что интенсивность переноса и его направление над изучаемой территорией определенным образом связано с интенсивностью циркуляции в отдаленных районах и в частности с интенсивностью циркуляции в американском секторе Северного полушария.

Получена четкая синхронная зависимость аномалий температуры на юго-востоке ЕТС от значения зонального индекса циркуляции американского сектора при одной и той же форме циркуляции. Действительно, сравнивая рис. 1а и 1б, где даны средние карты АТ₅₀₀ для дней, характеризовавшихся меридиональной формой (С) и высокими (1а) и низкими (1б) значениями зонального индекса американского сектора, можно заметить, насколько видоизменяется форма циркуляции, а следовательно, и характер воздушных течений в зависимости от интенсивности циркуляции в указанном секторе.

¹ Все изложенные ниже разработки проводились на материалах аномалий температуры по ст. Астрахань из тех соображений, что она находится, по существу, на границе естественного синоптического района (е. с. р.). Для этой территории часто не являются характерными закономерности, имеющие место в центральной части е. с. р. Между тем изучение условий формирования термического режима в южных районах нашей страны, имеющих большое народнохозяйственное значение, является одной из важных задач для составления долгосрочных прогнозов погоды.

В случае высокого значения (выше нормы) зонального индекса американского сектора (рис. 1а) гребень высокого давления над восточной частью Северной Атлантики, характерный для меридиональной формы (С), распространяется далеко к северу и северо-востоку. Изогипсы AT_{500} над ЕТС имеют при этом резко меридиональное направление и простираются с севера и северо-востока на юг и юго-запад вплоть до широт Северного Кавказа. Направление изогипс таково, что имела возможность ультраполярных вторжений арктического воздуха.

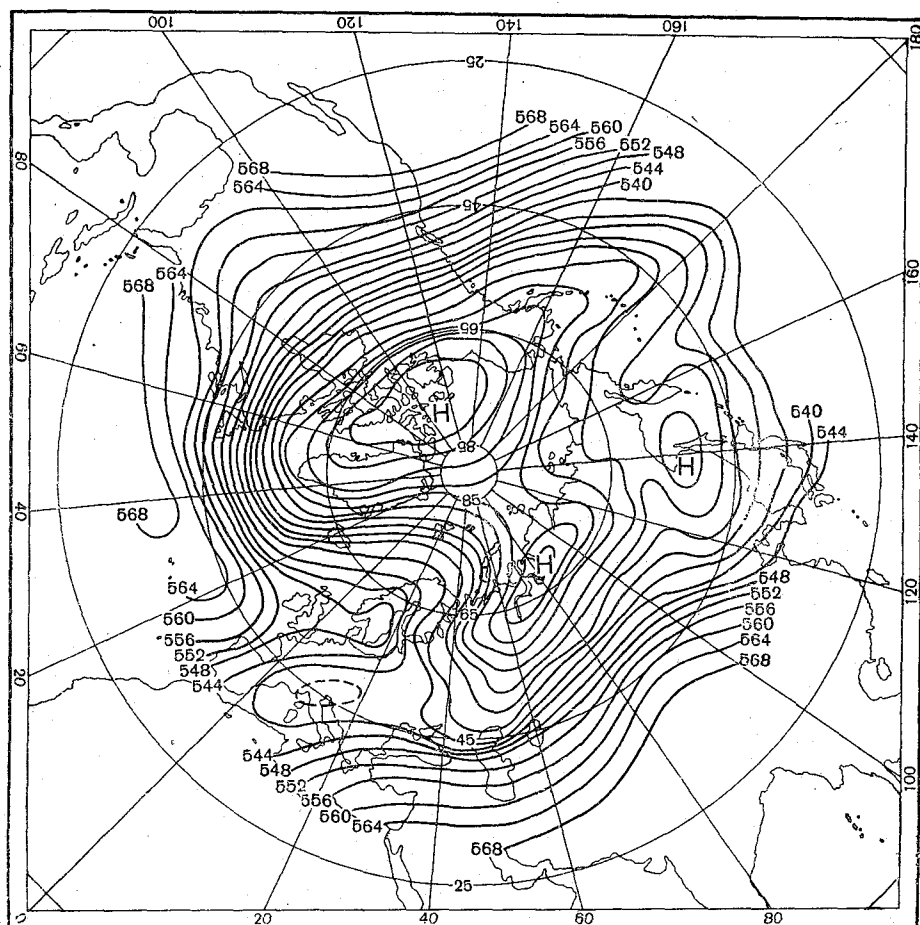


Рис. 1а. Средняя карта AT_{500} за дни с высокими значениями зонального индекса американского сектора при меридиональной форме циркуляции.

При малых значениях индекса в американском секторе Северного полушария ось того же гребня ориентирована на северо-запад, а вершина его имеет более плоскую форму, в связи с чем над ЕТС изогипсы в основном имеют северо-западное направление.

Существеннее всего здесь то, что следствием указанных видоизменений является резко различный характер аномалий температуры в изучаемом районе. В первом случае наблюдались исключительно низкие температуры, во втором — аномалии температуры выше нормы. Аналогичные изменения обнаруживаются и у восточной формы (Е).

Карты разностей геопотенциалов AT_{500} (рис. 2) для случаев высокого и низкого значений индекса позволяют заметить (если считать, что

колебания высоты поверхности AT_{500} определяются изменениями термического состояния слоя воздуха), что при высоких значениях зонального индекса в американском секторе в районе Скандинавии, Баренцева и Карского морей в нижней тропосфере значительно теплее, с чем и связано сильное развитие высотного гребня.

Таким образом, существует определенная синхронная связь между процессами, происходящими в американском секторе и европейской

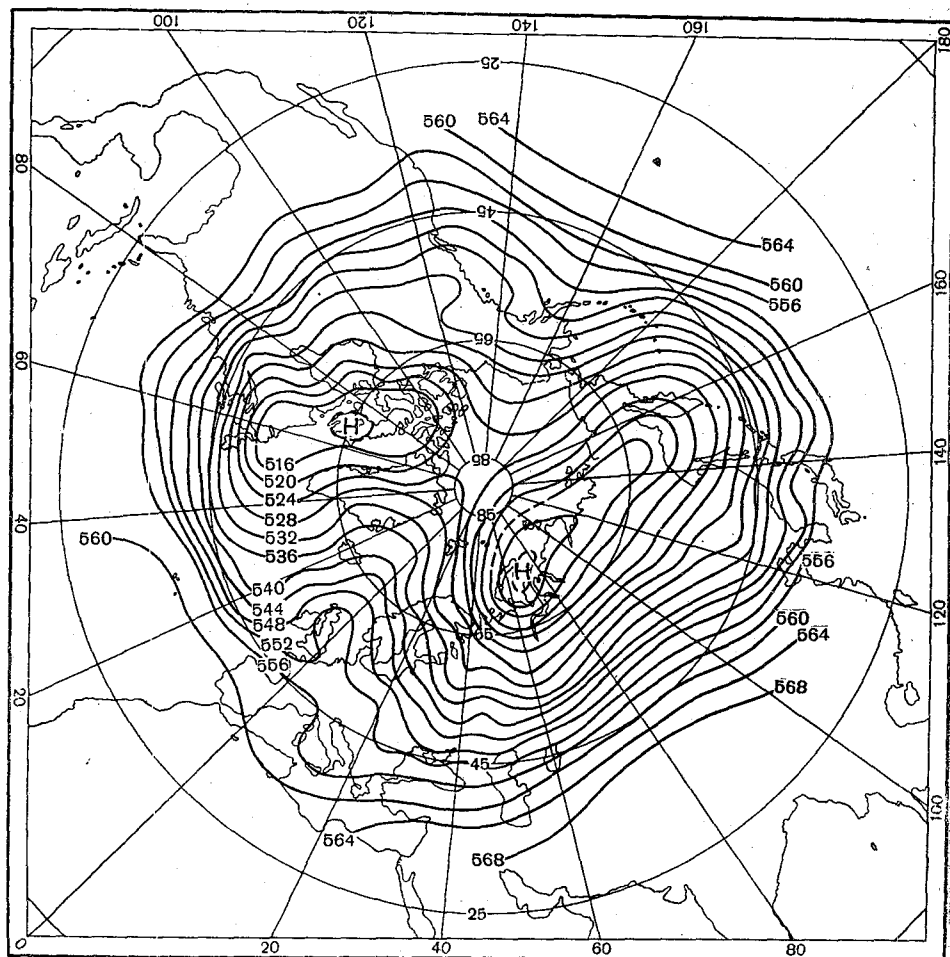


Рис. 16. Средняя карта AT_{500} за дни с низкими значениями зонального индекса американского сектора при меридиональной форме циркуляции.

части материка Евразии. Между тем такая связь отрицается в работе [1].

В работах Т. В. Покровской и автора показана связь аномалий средних месячных температур с основными формами циркуляции Вангенгейма и получены прогностические признаки, которые позволяют определить знак аномалии температуры в прогнозируемом месяце. Но учитывалась здесь только одна характеристика циркуляции — ее форма. Встает вопрос, имеет ли значение при этом интенсивность циркуляции в тех же прогностических месяцах. С целью разрешения этого вопроса был построен график зависимости знака аномалий температуры воздуха зимних месяцев (декабрь — март) по ст. Астрахань одновременно от

формы и интенсивности циркуляции в месяцах, выбранных в качестве прогностических (табл. 1). В табл. 1 приведены месяцы, особенности циркуляции в которых служат прогностическими признаками для знака аномалий соответствующего прогнозируемого зимнего месяца.

Поскольку ранее была установлена более тесная синхронная связь аномалий температуры с индексом зональной циркуляции американского сектора, то и здесь мы попытались использовать тот же индекс.

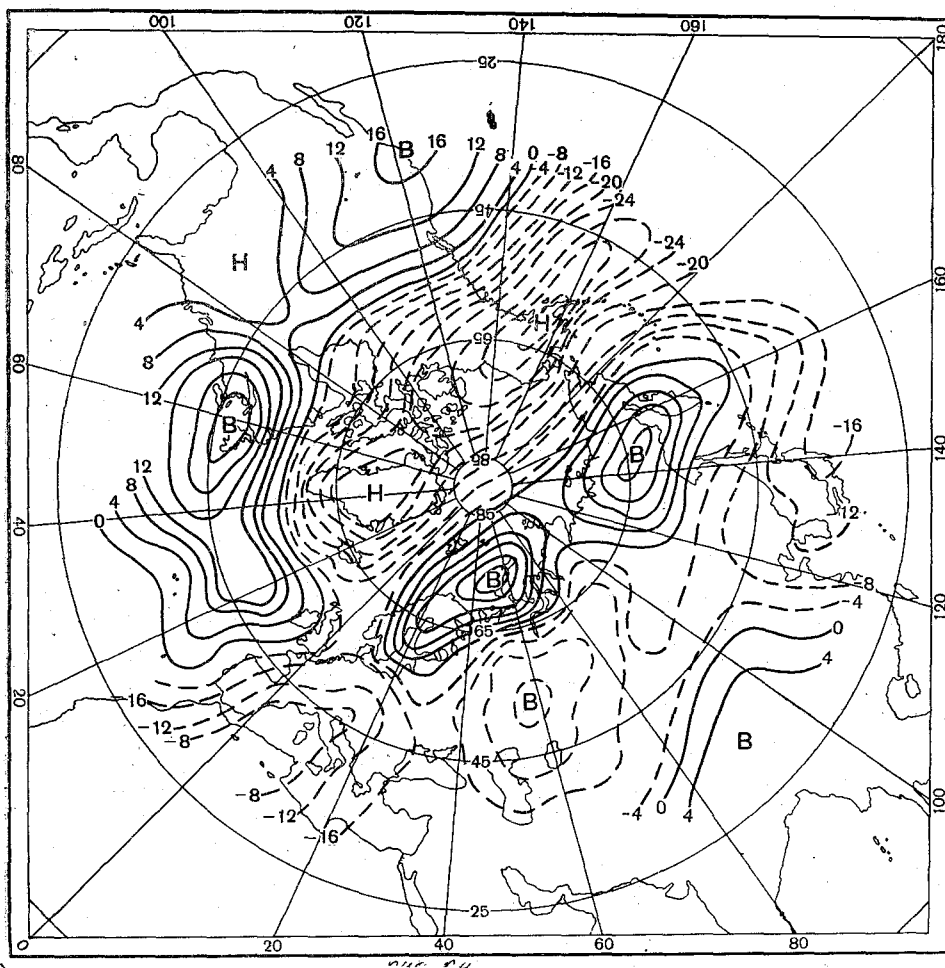


Рис. 2. Разность средних значений геопотенциалов AT_{500} между большой и малой зональностями в американском секторе при меридиональной форме циркуляции.

На рис. 3 по оси абсцисс отложены аномалии среднего месячного значения зонального индекса американского сектора, выраженные в процентах от среднего многолетнего, полученные как алгебраическая сумма за те месяцы, которые служат прогностическими. По оси ординат отложены отклонения от нормы числа дней с западной (W) формой циркуляции.

Таблица 1

Прогнозируемые месяцы

XII
I
II
III

Прогностические месяцы

VII, X
IX, X
X, XI, XII, I
VII, VIII, IX

ляции в тех же прогностических месяцах. На пересечении значений абсциссы и ординаты отмечался знак аномалии температуры воздуха.

Приведем пример. Для знака аномалии температуры прогнозируемого февраля прогностическими месяцами (признаками) являются предшествующие октябрь, ноябрь, декабрь и январь, т. е. считается, что особенности циркуляции этих месяцев существенным образом влияют на формирование аномалии температуры последнего месяца — февраля. Определяется среднее за эти месяцы отклонение от нормы зонального индекса американского сектора и отклонение от нормы числа дней с западной формой циркуляции. Первое откладывается по оси x , второе — по оси y . На пересечении ставится знак аномалии. На рис. 3 по значениям среднего отклонения числа дней с западной формой и индекса циркуляции в соответствующих прогностических месяцах дано распределение знака аномалий средних месячных температур воздуха ст. Астрахань всех зимних месяцев (декабрь — март) за период 1948—1957 гг. Из рис. 3 видно, что аномалии температуры распределились на поле графика с определенной закономерностью, указывающей прежде всего на наличие прогностической зависимости знака аномалии температуры от обеих характеристик циркуляции в предшествующих прогностических месяцах, т. е. как от формы циркуляции, так и от интенсивности зональной циркуляции в американском секторе (знак аномалии температуры меняется как по оси абсцисс, так и по оси ординат). Точки, соответствующие положительным отклонениям температуры, сосредоточиваются на графике во втором и четвертом квадрантах, отрицательные — в первом и третьем.

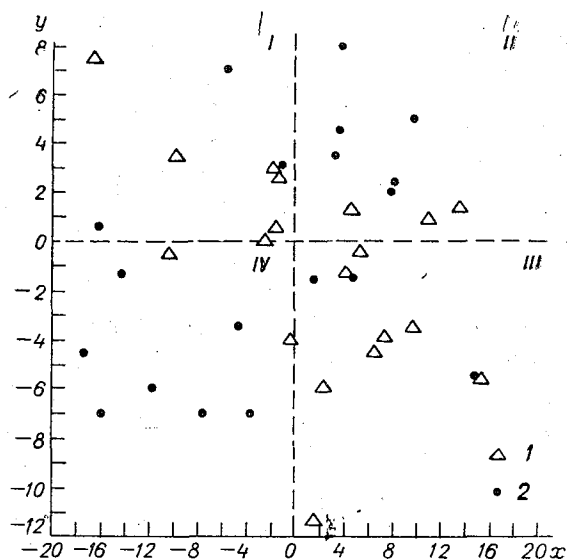


Рис. 3. Зависимость средних месячных аномалий температуры воздуха (XII—III) от формы и интенсивности циркуляции.

x — отклонения от нормы (%) зонального индекса американского сектора, y — отклонения от нормы числа дней с западной формой циркуляции, 1 — отрицательные аномалии температуры, 2 — положительные аномалии температуры.

Рассмотрим третий и четвертый квадранты. Точки, располагающиеся в третьем и четвертом квадрантах, относятся к тем случаям, когда в соответствующих прогностических месяцах число дней с западной формой циркуляции было ниже нормы, т. е. преобладал межширотный обмен (формы С и Е). При этом в американском секторе в одних случаях наблюдалась повышенная интенсивность зональной циркуляции, в других — пониженная. Распределение точек вдоль оси абсцисс показывает, что положительные аномалии температуры наблюдались в тех месяцах, которым предшествовала ослабленная интенсивность зональной циркуляции (четвертый квадрант) в соответствующих прогностических месяцах. Отрицательная аномалия температуры отмечалась при

повышенной зональной циркуляции (индекс выше или около нормы) в тех же месяцах. Иначе говоря, обнаруживается асинхронная связь аномалии температуры воздуха с интенсивностью зонального переноса и формой циркуляции.

Преобладание в предшествующих прогностических месяцах меридиональной или восточной формы циркуляции и сильно развитая при этом зональность в американском секторе (индекс выше нормы) определяет такое развитие макросиноптических процессов, которое приводит в последующем прогнозируемом месяце к возникновению отрицательной аномалии температуры. Положительные аномалии температуры наступают, если при прочих равных условиях индекс зональной циркуляции значительно ниже нормы. Преобладание в предшествующих прогностических месяцах западной формы (первый и второй квадранты) и повышенная при этом интенсивность зональной циркуляции в американском секторе определяет такое развитие процессов, которое приводит в последующем прогнозируемом месяце к возникновению положительной аномалии температуры. Пониженная интенсивность циркуляции при прочих равных условиях приводит к отрицательным аномалиям температуры.

Изменения знака аномалии температуры вдоль оси ординат показывают, что при одинаковой интенсивности зонального потока в американском секторе аномалии температуры могут быть различными по знаку в зависимости от наличия или отсутствия возмущений в западно-восточном переносе. Так, при значениях индексов зональной циркуляции, превышающих норму, отрицательные аномалии температуры наблюдались в тех месяцах, которым предшествовало в прогностических месяцах нарушение западно-восточного переноса, т. е. преобладала меридиональная или восточная форма циркуляции.

В случаях преобладания западной формы при повышенной интенсивности в американском секторе на юго-востоке ЕТС наблюдались положительные аномалии температуры.

Таким образом, формирование аномалии средней месячной температуры воздуха связано с характером переносов воздушных масс, а также с их интенсивностью.

Полученные закономерности пока не представляется возможным проверить на большем материале и статистически показать их достоверность потому, что индексы циркуляции имеются только за последние 10 лет. Однако, как уже отмечалось, синхронные закономерности, наметившиеся по материалам средних месячных значений индексов циркуляции и аномалий температуры подтвердились и на ежедневных данных. Это до некоторой степени дает основание полагать, что полученные связи не являются случайными, а имеют определенный закономерный характер. Кроме того, они достаточно физически понятны. Прежде чем осветить эту сторону вопроса, остановимся еще на одной зависимости.

Для того чтобы выяснить, имеются ли какие особенности в ходе интенсивности циркуляции в период, предшествующий тем или иным аномалиям температуры воздуха, рассматривался ход зонального индекса американского сектора в течение двух лет, предшествующих значительным положительным (первая и вторая градации) и значительным отрицательным (четвертая и пятая градации) аномалиям средней месячной температуры воздуха.

В группу месяцев с отрицательными аномалиями вошли декабрь 1948 г., январь 1950 и 1954 г., февраль 1949, 1950, 1951, 1954, 1956 гг., март 1949, 1952, 1953, 1954, 1956 гг. К группе месяцев с положительными аномалиями температуры отнесены декабрь 1947 г., январь 1948, 1955, 1956 гг., февраль 1948, 1952, 1953, 1955 гг., март 1951 г.

Для указанных групп аномалий температуры определялась повто-

ряемость положительных отклонений от нормы зонального индекса в американском секторе в одноименных предшествующих месяцах (—1, —2, ..., —15-й и т. д.) на протяжении 28 предшествующих месяцев. На рис. 4 представлен ход повторяемости (в процентах от общего числа случаев) положительных отклонений от нормы индекса циркуляции перед положительными и отрицательными аномалиями температуры. Характерно прежде всего различие в повторяемости высокого значения зонального индекса в прогнозируемых месяцах (нулевых).

Как видно на рис. 4, в холодные месяцы (отрицательные аномалии температуры) индекс зональной циркуляции в американском секторе чаще всего превышал норму (большая повторяемость положительных

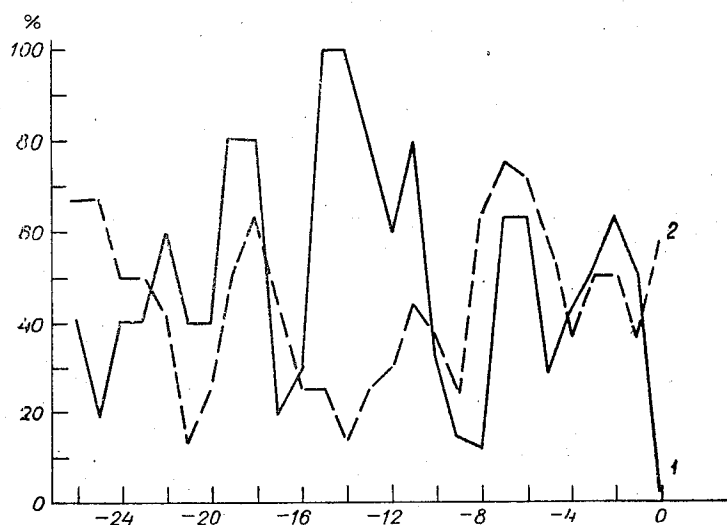


Рис. 4. Повторяемость (%) положительных отклонений от нормы зонального индекса американского сектора.
1 — перед положительными аномалиями температуры, 2 — перед отрицательными аномалиями температуры.

отклонений индекса). В теплые месяцы тот же индекс в большинстве случаев был ниже нормы. Таким образом, подтверждается синхронная связь, отмеченная выше, но проявлена она несколько слабее, потому что не учтена здесь форма циркуляции. На протяжении предшествующих 12 месяцев не наблюдается какого-либо существенного различия в ходе кривых. Напротив, можно заметить достаточно хорошую их согласованность, которая нарушена в —13, —14, —15-м месяцах (минус означает предшествующий). В последних повторяемость положительных отклонений индекса существенно различается. Особенно велика разница в —14-м месяце. При этом ход кривых противоположен ходу перед прогнозируемым месяцем (нулевым), а также перед —28-м месяцем, т. е. в 0 и 28-м месяцах положение кривых однозначно, в 14-м месяце — обратное. По всей вероятности, здесь наблюдается проявление цикличности, близкой к двухлетней [6]. Большое различие повторяемости высоких значений зонального индекса в —14-м месяце перед группой теплых и холодных месяцев позволяет считать его прогностическим признаком, по которому можно судить о тенденции в формировании последующих аномалий температуры. Из соотношения кривых следует, что через 14 месяцев после интенсивной зональной циркуляции в американском секторе велика вероятность наступления положительных аномалий температуры в зимний период; после ослабленной зональной циркуля-

ции более вероятны низкие средние месячные температуры (ниже нормы).

Чтобы проверить это на материале всех имеющихся зимних месяцев (около 40), был построен корреляционный график связи аномалии средней месячной температуры по ст. Астрахань с значениями отклонений от нормы зонального индекса американского сектора в предшествующем 14-м месяце (рис. 5). На графике видно, что такая связь имеет место и выражается уравнением линейной регрессии $y=0,18x+1,4$ для декабря—февраля и $y=0,08x-1,6$ для марта, где x — отклонение от нормы индекса зональной циркуляции американского сектора

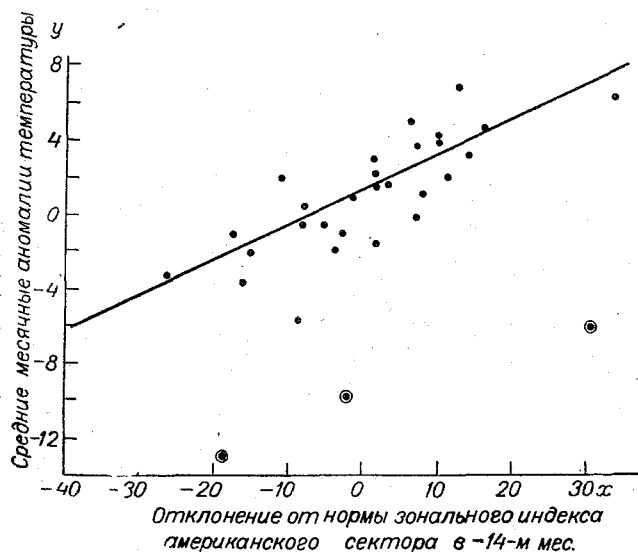


Рис. 5. Зависимость аномалии средней месячной температуры воздуха от индекса зональной циркуляции американского сектора предшествующего 14-го месяца. x — средние месячные отклонения от нормы индекса зональной циркуляции, y — отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха.

в предшествующем 14-м месяце, y — аномалия температуры прогнозируемого месяца (нулевого). Подставляя в уравнение вместо x значение отклонений от нормы индексов циркуляции предшествующего 14-го месяца, можно вычислить величины аномалий температуры зимних месяцев за отдельные годы.

В табл. 2 указаны прогностические месяцы, которые соответствуют прогнозируемым (n показывает год). Например, для того чтобы определить аномалию температуры в январе 1950 г., индекс циркуляции берется за ноябрь 1948 г. и т. д.

Таблица 2

Прогнозируемый месяц (0)

Прогностический (—14)

XII_n
I_n
II_n
III_n

X_{n-1}
XI_{n-2}
XII_{n-2}
I_{n-1}

Вычисленные аномалии температуры воздуха сопоставлялись с фактически наблюдавшимися. Предварительно они были переведены

в соответствующие градации по способу, указанному в работе [7]. Результаты сопоставлений вычисленных и фактически наблюдавшихся аномалий температуры приведены в табл. 3. Число совпадений по знаку составляет 72%, по величине с допуском ± 1 градация — 90%.¹

Для того чтобы иметь возможность хотя бы в общих чертах проследить за процессами, развивающимися после усиленной и ослабленной зональной циркуляции в американском секторе, строились интегральные кривые отклонений от нормы числа дней с каждой формой циркуляции. Выделялись группы месяцев, которым предшествовала в 14 месяцах усиленная и ослабленная зональная циркуляция при определенной форме, и для каждой группы определялось среднее отклонение от нормы числа дней с формой циркуляции в одноименных предшествующих месяцах от —1 до —14.

На рис. 6 приведены интегральные кривые отклонений числа дней с W(a), E(b), C(c) формами циркуляции для случаев, когда предшествующий 14-й месяц характеризовался преобладанием W (рис. 6, I), E (рис. 6, II) и C (рис. 6, III) формы циркуляции. Характерным в ходе кривых является то, что они имеют достаточно плавный переход от месяца к месяцу. Это означает, что от месяца к месяцу формы циркуляции не беспорядочно сменяли одна другую, что указывало бы на независимость преобразований форм от интенсивности циркуляции предыдущего периода, а выделялись продолжительные периоды времени (около 3—7 месяцев), в течение которых преобладала одна и та же форма циркуляции (кривая испытывает подъем), которая в последующий период, тоже достаточно продолжительный, становится менее развитой по сравнению с другой формой (кривая понижается, т. е. от месяца к месяцу число дней с данной формой циркуляции ниже нормы).

В качестве примера рассмотрим, какие изменения происходили в развитии меридиональной формы. На рис. 6, I а видно, что в 7 месяцах, непосредственно предшествующих прогнозируемому, когда интенсивность зональной циркуляции в американском секторе в прогностическом 14-м месяце была усиленной, меридиональная форма была слабо развита, т. е. число дней с данной формой ниже нормы. Более развитой оказалась западная форма. На юго-востоке ЕТС последующий месяц характеризовался теплым режимом (аномалии средних месячных температур выше нормы). Исключение составляли те случаи, когда при усиленной зональности в американском секторе 14-й месяц характеризовался меридиональной формой. В предшествующих первом, втором, третьем месяцах меридиональная форма также получила развитие, но наряду с ней была развита и западная, а в самом прогнозируемом месяце выше нормы оказалась лишь западная форма (рис. 6, III).

В случае слабой зональности в —14-м месяце предшествующие прогнозируемому 7 месяцев характеризовались меридиональной формой циркуляции. Таким образом, после ослабленной зональной циркуляции в —14-м месяце меридиональная форма получила сильное развитие, которое выразилось не только повышенной продолжительностью (число дней выше нормы), но и интенсивностью. О последнем на основании синхронных связей можно судить по наблюдавшимся в это время очень низким температурам.

Приведенные материалы являются еще одним подтверждением того, что процессы, происходящие в различных районах полушария, даже значительно удаленных друг от друга, тесно связаны между собой.

¹ Применен метод проверки оправдаваемости прогнозов, используемый в настоящее время в ЦИПЕ.

Таблица 3

Год	Месяц	Отклонение от нормы индекса —14-го месяца	Аномалия темпера- туры		Градации		Совпадение	
			вычис- ленная	факти- ческая	вычис- ленная	факти- ческая	по знаку	с допус- ком ± 1 градация
1948	XII	-26,1	-2,3	-3,3	4	4	+	+
1949	I	+1,2	+1,6	+2,9	3	2	+	+
	II	-40,3	-5,9	-2,0	5	4	+	+
	III	-24,8	-3,6	-2,5	5	4	+	+
	XII	-1,6	+1,1	+0,9	3	3	+	+
1950	I	-2,3	+1,0	-9,7	3	5	-	-
	II	-14,9	-1,3	-2,0	4	4	+	+
	III	+11,8	-0,7	+0,3	3	3	-	+
	XII	-7,8	0,0	+0,5	3	3	0,5	+
1951	I	-17,6	-1,8	-1,0	4	3	+	+
	II	-9,3	-0,3	-5,6	3	5	+	-
	III	-4,5	-1,9	+1,8	4	2	-	+
	XII	-11,1	-0,6	+2,0	3	2	-	+
1952	I	+11,1	+3,4	+2,1	2	2	+	+
	II	+0,6	+1,5	+2,3	2	2	+	+
	III	-3,9	-1,9	-2,9	4	4	+	+
	XII	-5,6	+0,4	-0,5	3	3	-	+
1953	I	+1,2	+1,6	+2,9	3	2	+	+
	II	+14,3	+4,0	+3,3	2	2	+	+
	III	+7,3	-1,0	-1,0	4	4	+	+
	XII	-2,8	+0,9	-1,1	3	3	-	+
1954	I	-16,4	-1,6	-3,7	4	4	+	+
	II	-18,6	-2,0	-12,8	4	5	+	+
	III	-19,8	-3,2	-4,9	5	5	+	+
	XII	+3,3	+1,9	+1,7	2	2	+	+
1955	I	+7,0	+2,5	+3,8	2	2	+	+
	II	+33,6	+4,4	+6,2	2	1	+	+
	III	+18,7	-0,1	-0,1	3	3	+	+
	XII	+6,7	+2,6	-0,1	2	3	-	+
1956	I	+8,2	+2,9	+1,2	2	2	+	+
	II	+30,2	+6,8	-6,0	1	5	-	-
	III	-13,0	-2,1	-2,8	4	4	+	+
	XII	-3,9	+0,7	-1,9	3	4	-	+
1957	I	+1,6	+1,7	-1,4	3	4	-	+
	II	+6,2	+2,5	+3,6	2	1	+	+
	III	-8,5	-2,3	0,0	4	3	0,5	+
	XII	+10,0	+3,2	+3,3	2	2	+	+
1958	I	+15,8	+4,2	+4,7	1	1	+	+
	II	+12,4	+3,6	+6,3	2	1	+	+
							72 %	89,7 %

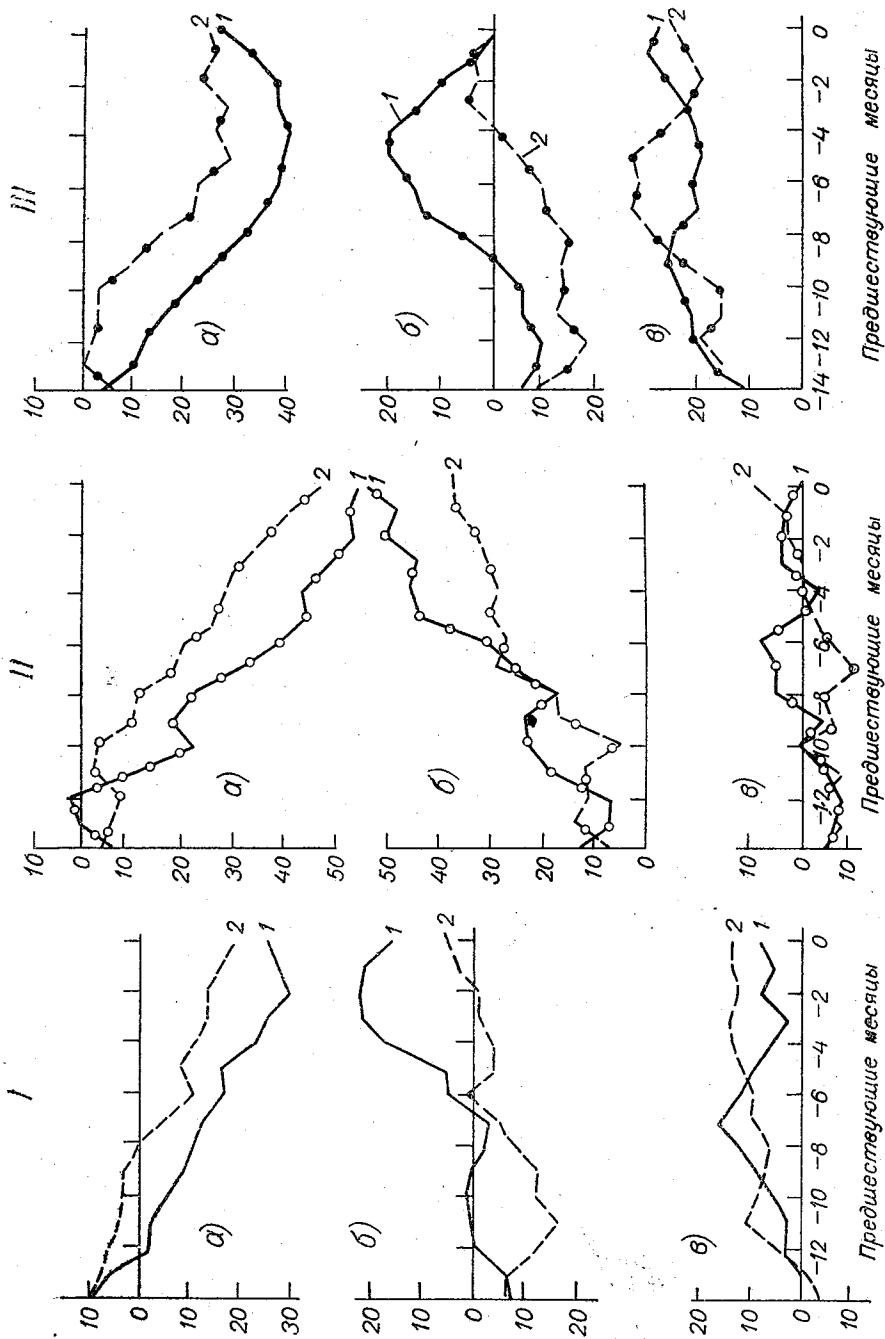


Рис. 6. Интегральные кривые отклонения числа дней с $W(a)$, $E(б)$ и $C(в)$ формами циркуляции для случаев, когда в -14-м месяце преобладала форма $W(I)$, $E(II)$ и $C(III)$.

1 — индекс зональной циркуляции предшествующего 14-го месяца выше нормы, 2 — индекс зональной циркуляции ниже нормы.

В частности, атмосферные процессы, происходящие над Северной Америкой, существенным образом оказывают влияние на формирование процессов и аномалий температуры на ЕТС. Полученные закономерности до некоторой степени понятны и физически могут быть обоснованы.

При изучении особенностей формирования атмосферных процессов, обуславливающих аномалии температуры воздуха над Европейской частью материка Евразии, неоднократно отмечалась особая роль Атлантического океана. По последнему вопросу имеется довольно обширная литература. Не останавливаясь детально на этих исследованиях, отметим, что вопрос связи температуры воды Гольфстрима и температуры воздуха в Европе не был решен однозначно. Указывалось на наличие прямой связи [8], но большая часть авторов получила обратную зависимость, которую можно считать более правильной [9], [10].

Сопоставляя отклонения температуры в Европе с температурой Атлантического течения, Э. Я. Лесгафт обратил внимание на то, что траектория циклонов меняется в зависимости от степени развития гребня высокого давления над Норвежским морем. Последнюю считали зависимой от изменения температуры воды Гольфстрима. Отмечается также, что ветви Гольфстрима претерпевают изменения как по температуре, так и по дальности распространения к северу и северо-востоку. «Чем далее на север заходит это течение, тем дальше должно простираться его нагревающее влияние, тем ближе к полюсу должна быть расположена вершина барического отрога» [9].

В работах [1], [10] рассматривается влияние океана на термобарическое поле тропосферы. Также отмечается, что высотный гребень над Норвежским морем развит тем сильнее, чем выше температура поверхности воды. В этом случае сильнее развит меридиональный обмен и над ЕТС наблюдаются низкие температуры воздуха. Гребень получает меньшее развитие при более низких температурах воды, и меридиональный обмен при этом ослаблен.

Итак, как показано в [1], [10], развитие гребня высокого давления зависит от изменения температуры Северо-Атлантического течения. В то же время выше показано влияние интенсивности зональной циркуляции в американском секторе на видоизменение форм циркуляции и, в частности, на видоизменение меридиональной формы. При повышенной зональности в предшествующем 14-м месяце гребень высокого давления, характерный для меридиональной формы, в последующем развит слабее, чем при пониженной. Сопоставляя вышеизложенные связи с выводами в работах [9], [10], можно предполагать, что асинхронная связь аномалий температуры на ЕТС с интенсивностью зонального переноса в американском секторе не случайна и осуществляется на протяжении нескольких месяцев (около 5—6), по-видимому, через атмосферу. Такая связь, как, например, связь аномалии средней месячной температуры с интенсивностью циркуляции предшествующего 14-го месяца осуществляется через гидросферу. Процессы, происходящие над американским сектором, оказывают влияние на перенос и температуру воды, что в свою очередь влияет на развитие процессов, обуславливающих аномалии температуры воздуха изучаемого района. То, что механизм связи аномалий температуры с интенсивностью зональной циркуляции в американском секторе не одинаков с происходящими в непосредственно предшествующих месяцах и значительно удаленных (например, 14-й месяц), видно из того, что знак первой и второй связи обратный.

Роль атмосферных процессов в колебаниях температуры воды в настоящее время почти не оспаривается. Н. А. Белинский [11] наглядно показал, как меняется температура в океане в зависимости от процессов

над сушей, в частности над Северной Америкой. Получены высокие коэффициенты корреляции между осредненными аномалиями температуры воды в Атлантике и интенсивностью циклонической и антициклонической деятельности в районе Северной Америки. «Усиление антициклонической циркуляции над Америкой соответствует понижению температуры воды, а усиление циклонической деятельности — ее повышению. Объясняется это тем, что при антициклонической циркуляции воздух на океан приходит из северных районов Америки и поэтому имеет низкую температуру и влажность, поэтому потери тепла поверхностью моря на теплообмен и испарение усиливаются. При циклонической деятельности над районами Северной Америки над западной частью Атлантического океана преобладают ветры с южной составляющей».

Первое положение соответствует в нашем случае повышенным значениям индекса зональной циркуляции потому, что наличие области высокого давления в южных широтах Северной Америки и обуславливает большие меридиональные градиенты давления, а тем самым и высокие значения зонального индекса циркуляции. При циклоничности меридиональные градиенты давлений и индексы зональной циркуляции в умеренных широтах малы. Отсюда следует, что интенсивные зональные потоки с материка на океан в зимний период времени способствуют большому охлаждению воды, чем ослабленные потоки.

В последующем через период времени около 14 месяцев более низкая температура воды Северо-Атлантического течения способствует слабому развитию высотного гребня над районами Скандинавии, и над ЕТС устанавливается слабо выраженная меридиональная или зональная циркуляция, обуславливающая теплый фон. При слабых потоках воздуха с материка охлаждение воды на западе океана меньше. В последующем более высокая температура воды Северо-Атлантического течения является причиной мощного развития высотного гребня, обуславливающего заложи арктических масс воздуха до южных широт ЕТС, что приводит к понижению температуры воздуха.

На данном этапе можно привести вышеизложенные физические представления о связи аномалий средних месячных температур воздуха на юго-востоке ЕТС с интенсивностью зональной циркуляции в американском секторе.

Таким образом, приведенные материалы показывают, что при анализе термических аномалий с целью отыскания прогностических зависимостей целесообразно использовать комплекс характеристик атмосферной циркуляции. При этом необходимо учитывать особенности циркуляции в районах, значительно удаленных от рассматриваемой территории. Атмосферные процессы над районами Северной Америки влияют на формирование процессов и термических аномалий на ЕТС.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кац А. Л., Морской Г. И., Семенов В. Г. Формирование крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимнее время. Труды ЦИП, вып. 49. 1957.
2. Вителъс Л. А. Магнитные бури как солнечный репер атмосферной циркуляции. Бюллетень комиссии по исследованию Солнца АН СССР, № 1 (15). 1949.
3. Визе В. Ю. Арктика и Африка. В книге «Атмосфера земли». 1953.
4. Воейков А. И. Непериодические изменения температуры и их объяснение. В кн. «А. И. Воейков. Избранные сочинения», т. II. АН СССР. 1952.
5. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов погоды Арктики. Труды АНИИ, т. 34. 1952.

6. Баур Ф. Долгосрочный прогноз погоды. В кн. «Вопросы предсказания погоды». Сб. перев. статей под ред. Н. А. Багрова и Г. И. Морского. Гидрометеиздат. Л. 1958.
7. Нэмайс Дж. Тридцатидневные прогнозы (обзор опыта за 10 лет). Сб. перев. статей под ред. Н. А. Багрова и Г. И. Морского. Гидрометеиздат. Л. 1958.
8. Sandström I. The Gulfstream, Arkiv för. Matematik, Astr, och Fysik, v. 30, N 18, Stockholm. 1944.
9. Лесгафт Э. Я. Влияние температуры Гольфстрима на общий ход циркуляции в Европе в зимнее время. Изв. Российского общ-ва, т. XXXV, вып. 1. 1899.
10. Семенов В. Г. О связи интенсивности атмосферной циркуляции с температурой подстилающей поверхности. Метеорология и гидрология, № 1. 1952.
11. Белинский Н. А. К вопросу о взаимодействии океана и атмосферы. Метеорология и гидрология, № 8. 1953.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В статье исследованы многолетние колебания климата и некоторых дендрологических показателей в Центрально-Черноземных областях. Установлена связь указанных колебаний с различными характеристиками атмосферной циркуляции и с солнечной активностью.

Вопросу изменения и колебания климата посвящена обширная литература, но для территории Центрально-Черноземных областей (ЦЧО) специальных разработок по этому вопросу не имеется.

Целью настоящей работы явилось выявление колебаний климата на территории ЦЧО и выяснение причин, обуславливающих эти колебания.

Для выявления изменений и колебаний климата обычно применяется метод сглаживания путем получения 10-, 20-, 30-летних и т. д. скользящих средних. Методика получения скользящих средних изложена в учебниках по климатологии. Для изучения колебаний климата Е. С. Рубинштейн [15], например, применяла 10-летние скользящие средние, И. Е. Бучинский — 10- и 30-летние скользящие средние. Скользящие средние с периодом осреднения 10 лет и более дают хорошее представление об изменениях климата и облегчают нахождение больших или «вековых» периодов в колебании климата. Поэтому метод скользящих средних с периодом осреднения в 10 лет и более широко применяется, например, при анализе мощных вековых воздействий солнечной активности на землю.

Для целей настоящей работы период осреднения в 10 лет и более оказался неприемлемым, так как он исключает все ритмы продолжительностью около 10 лет (например, цикл солнечной активности, равный 11,3 года и 5—6 годам). Поэтому нами был принят метод построения скользящих средних с осреднением в 4—5 лет. Этим было достигнуто исключение ритмов продолжительностью 2—3 года и были выявлены ритмы в 5—6 лет и более. (Период сглаживания для каждого элемента указан в подписях к рисункам.)

В отдельных случаях для получения векового хода индексов солнечной активности применялся метод построения 22-летних скользящих средних. Преимущество 22-летних скользящих перед другими, например 10- и 20-летними, видно при анализе векового хода чисел Вольфа и индекса a и b М. С. Эйгенсона (рис. 3).

Для исключения коротких периодов в колебаниях числа дней с глубокими циклонами и мощными антициклонами, а также в интенсивности циркуляции атмосферы сглаженные Л. А. Вительсом по 3 года значения этих величин в дальнейшем были дополнительно сглажены по 5 лет.

Для анализа колебаний климата были использованы данные по тем-

пературе воздуха и осадкам. Кроме этих элементов, для отдельных пунктов были обработаны материалы наблюдений за большие периоды над относительной влажностью воздуха, испарением, абсолютным максимумом и минимумом температуры воздуха, стоком рек, уровнем грунтовых вод, а также приростом древесины деревьев. Данные о приросте деревьев были получены из литературных источников, а о приросте древесины деревьев Каменной Степи — в Отделе агролесомелиорации института сельского хозяйства им. Докучаева. Разумеется, что в работе не помещены все обработанные материалы.

В работе приведены материалы наблюдений над элементами, типичные для территории ЦЧО. Одновременно имелось в виду более наглядно показать разнообразие колебаний отдельных элементов и разнообразие проявлений индексов солнечной активности.

Для выяснения взаимосвязи в ходе метеорологических и других элементов строились совмещенные графики скользящих средних величин, периодограммы и графики связи.

Температура воздуха

Многолетние колебания температуры воздуха для Тамбова, Каменной Степи, Полтавы и Курска представлены на рис. 16. Этот рисунок показывает, что колебания среднегодовой температуры воздуха на территории ЦЧО однородны, так как кривые хода температуры воздуха идут в этих пунктах параллельно. За период с 1830 по 1954 г. в ходе температуры воздуха имелось 6 циклов. Наиболее высокие температуры воздуха наблюдались в 1888—1890, 1904, 1915, 1923—1924, 1936—1937 и 1946—1947 гг., низкие температуры наблюдались в 1882, 1893, 1909, 1917—1919, 1929, 1942 и 1953—1954 гг. Таким образом, цикл 1882—1893 гг. имеет продолжительность 11 лет, 1893—1909 гг. — 16 лет, 1909—1919 гг. — 8—10 лет, 1919—1929 гг. — 10—12 лет, 1929—1942 гг. — 13 лет и 1942—1954 гг. — 11—12 лет. Наибольшим является цикл 1893—1909 гг., но здесь следует учесть продолжительный период с пониженной температурой, равный 5 годам. Если его не считать, то продолжительность этого цикла будет равна 11 годам. Из других циклов следует отметить цикл, начавшийся в 1929 г. и окончившийся в 1943 г. и имеющий самую большую продолжительность и наибольший период повышения температуры, равный 7—9 годам для разных пунктов.

Представляет интерес рассмотрение хода средней температуры за январь—февраль. Представленная на рис. 1а кривая хода средней температуры января—февраля построена с исключением векового хода температуры по методу, изложенному в работе Н. А. Белинского [3]. В результате после получения векового хода температуры за январь—февраль и дальнейшего его исключения, ряд температуры, средней из этих двух месяцев, оказался сокращенным на 10 лет. На рис. 1а приводится кривая только за январь—февраль, как наиболее показательная. В другие месяцы связь оказалась несколько хуже, чем в январе—феврале. За некоторые месяцы имеются графики в работах [7], [8]. Рассматривая кривую хода средней температуры января—февраля, можно указать, что продолжительность одного цикла равна 10,8 года, т. е. точно такая же, как и продолжительность одного цикла солнечной активности, выраженной индексом Вольфа за идентичный промежуток времени. Сдвиг во времени фаз максимальной и минимальной температуры по отношению к экстремальным точкам солнечной активности равен 2 годам (на рис. 1 кривая средней температуры января—февраля смещена влево на 2 года).

Уровень грунтовых вод в Каменной Степи

Кривая уровня грунтовых вод построена по фактическим данным без сглаживания. До 1947 г. кривая взята из работ Г. Ф. Басова [1], а с 1947 г. достроена по данным гидрологической станции Каменная Степь. Как было показано в работах [7], [8], колебания уровня грунтовых вод по длительности циклов совпадают с колебаниями среднегодовой температуры воздуха и абсолютного минимума температуры воздуха, но противоположны им по фазе. Годам низкой температуры соответствуют годы высокого стояния уровня грунтовых вод и наоборот. О связи уровня грунтовых вод с солнечной активностью указано в работе Эйгенсона [21] и в работах [7], [8].

В работе [21] Эйгенсон использовал данные Басова, поэтому, естественно, данные об уровне грунтовых вод за более поздний период не смогли быть проанализированы. Анализ колебаний уровня грунтовых вод за два последних цикла солнечной активности показывает, что колебания грунтовых вод Каменной Степи в многолетнем разрезе в первые циклы текущего столетия параллельны колебаниям индекса Вольфа, а в 30-х годах прямая связь нарушается. Каждый цикл колебаний грунтовых вод становится двухвершинным. При этом в цикле 1924—1933 гг. главный максимум приходится на максимум индекса Вольфа, а второстепенный — на минимум индекса Вольфа. В цикле грунтовых вод 1938—1956 гг. главный максимум стояния грунтовых вод наблюдается в год минимума солнечной активности, а второстепенный — в год максимума. Таким образом, налицо 5—6-летняя ритмичность в ходе грунтовых вод за последние два цикла солнечной активности. Это указывает на то, что в колебаниях грунтовых вод проявляется не индекс Вольфа, а индексы а и б Эйгенсона, о которых будет сказано позже. Связь колебаний грунтовых вод с индексом Вольфа оказалась нарушенной. На рис. 16 это нарушение прослеживается хорошо.

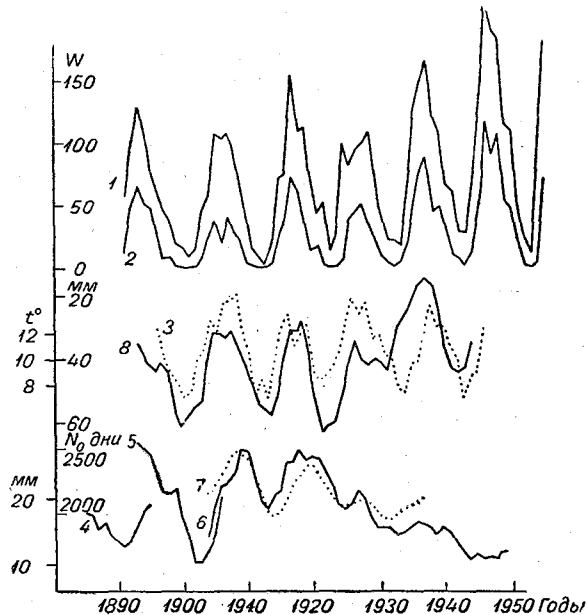


Рис. 1 а. Колебания элементов первой группы и солнечной активности (индекс Вольфа).

- 1 — максимальные погодиные значения индекса Вольфа, 2 — минимальные погодиные значения индекса Вольфа, 3 — средняя температура воздуха за январь—февраль $\left(\frac{1+11}{2}\right)$ (исключен вековой ход по методу Н. А. Белинского), 4 — прирост древесины вяза для Великого Анадоля (по Г. Н. Высоцкому, сглажено по 5 лет), 5 — прирост древесины вяза для Великого Анадоля (по И. М. Лабунскому, сглажено по 5 лет), 6 — прирост древесины вяза для Каменной Степи (сглажено по 5 лет), 7 — число дней с мощными антициклонами (взято по Л. А. Вителюсу с дальнейшим сглаживанием по 5 лет), 8 — прирост древесины березы для Каменной Степи (сглажено по 5 лет).

Прирост древесины березы бородавчатой и вяза

На рис. 1а приведены данные прироста вяза для Великого Анадоля и Каменной Степи и березы для Каменной Степи. Рассматривая кривые колебания прироста этих деревьев, видим, что продолжительность циклов для этих деревьев одинакова, но противоположна по фазе. Максимальный прирост древесины вяза соответствует минимальному приросту древесины березы. На рисунке видно, что прирост древесины этих деревьев имеет такую же цикличность, как и температура января—февраля. При этом кривые прироста древесины вяза и средней температуры января—февраля идут параллельно, а кривые прироста древесины

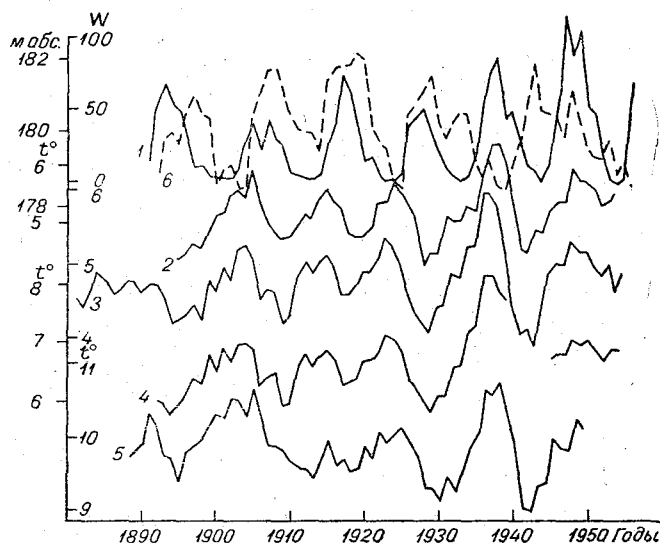


Рис. 1б. Колебания элементов второй группы и солнечной активности (индекс Вольфа).

1 — минимальные погодичные значения индекса Вольфа, 2 — среднегодовая температура воздуха в Каменной Степи (сглажено по 5 лет), 3 — среднегодовая температура воздуха в Тамбове (сглажено по 4 года), 4 — среднегодовая температура воздуха в Курске (сглажено по 5 лет), 5 — среднегодовая температура воздуха в Полтаве (сглажено по 4 года), 6 — уровень грунтовых вод по колодезю № 1 в Каменной Степи.

березы имеют зеркальный ход по отношению к ходу температуры. (На рис. 1а кривая прироста древесины березы изображена в перевернутом виде.)

Из этого рисунка видно, что продолжительность циклов прироста древесины березы и вяза точно такая же, как и солнечной активности, выраженной индексом Вольфа.

Число дней с мощными антициклонами¹

Число дней с мощными антициклонами получено из работы Л. А. Вительса [5]. На рис. 1а видно, что число дней с мощными антициклонами в многолетнем разрезе изменяется параллельно приросту древесины вяза.

¹ Число дней с мощными антициклонами получено для всех 8 районов Вительса, т. е. с полным сохранением его метода. Как было указано ранее, сглаженные Вительсом значения N_0 по 3 года были дополнительно сглажены по 5 лет.

Так, максимум числа дней с мощными антициклонами приходится на 1908, 1920, 1928 и 1937 гг., т. е. на те же годы, что и максимум прироста древесины вяза. Характерно, что общая тенденция в числе дней с мощными антициклонами и прироста древесины вяза одинакова. Амплитуда колебаний как первой, так и второй кривой постепенно уменьшается, и наблюдается уменьшение прироста древесины и уменьшение числа дней с антициклонами. Это обстоятельство представляет самостоятельный интерес и, вероятно, говорит о приспособлении вяза к ясной погоде, в то время как для березы такая погода неблагоприятна.

Выше были рассмотрены группы элементов, имеющих довольно тесную связь между собой. Следует подчеркнуть хорошую связь между солнечной активностью, выраженной числом Вольфа, числом дней с мощными антициклонами, температурой января — февраля и приростом древесины вяза и березы. Это первая группа элементов.

Ко второй группе элементов относится среднегодовая температура воздуха, абсолютный минимум температуры воздуха и уровень грунтовых вод, которые имеют между собой хорошую, но противоположную по фазе связь. Эти элементы до середины 30-х годов XX столетия имеют прямую связь с солнечной активностью, выраженной индексом Вольфа. С середины 30-х годов связь этих элементов с солнечной активностью стала обратной.

На рис. 1б видно, что до окончания третьего цикла солнечной активности XX столетия ход температуры воздуха был зеркален ходу индекса Вольфа, а ход уровня грунтовых вод — параллелен ходу индекса Вольфа с некоторым сдвигом фаз. В дальнейшем связь этих элементов

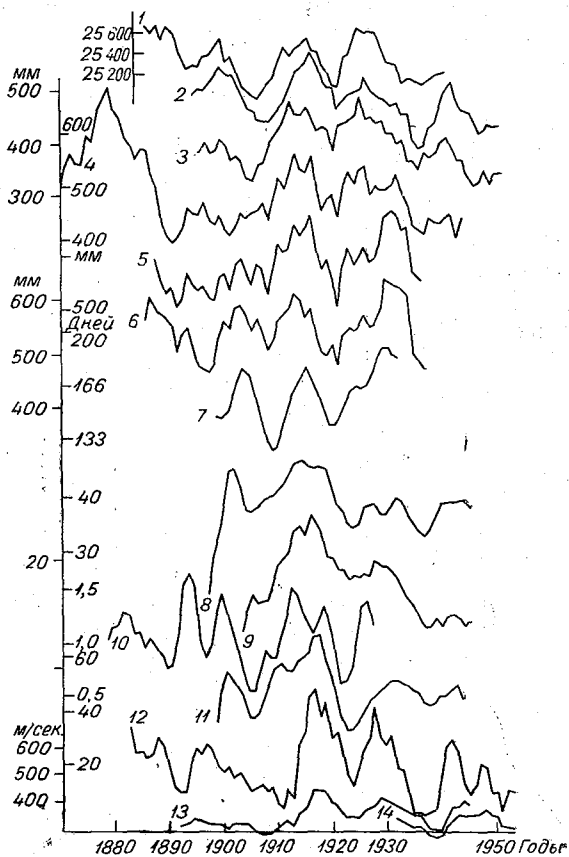


Рис. 1в. Колебания элементов третьей группы и солнечной активности (вековой ход индекса α Эйгенсона).

1 — вековой ход индекса α , 2 — среднегодовая относительная влажность воздуха в Каменной Степи (сглажено по 5 лет), 3 — сумма осадков за год в Каменной Степи (сглажено по 5 лет), 4 — сумма осадков для Воронежа, 5 — сумма осадков для запада Курской области, 6 — сумма осадков для Брянска, 7 — интенсивность циркуляции атмосферы ($N_1 + N_2$) со сдвигом по 2 года влево (взято для 8 районов по Вителю с дальнейшим сглаживанием по 5 лет), 8 — прирост древесины липы в Каменной Степи (сглажено по 5 лет), 9 — прирост древесины ясеня в Каменной Степи, 10 — прирост древесины сосны в Бузулукском бору (по В. Е. Рудакову), 11 — прирост древесины сосны в Каменной Степи, 12 — годовой сток р. Дона у г. Калача (сглажено по 5 лет), 13 — меженный сток р. Дона у г. Калача (сглажено по 5 лет), 14 — меженный сток р. Хопра у х. Бесплемянного (сглажено по 5 лет).

с солнечной активностью стала изменяться, и во время максимума солнечной активности, наблюдавшегося в 1937 г., она стала обратной, т. е. максимуму солнечной активности стал соответствовать максимум температуры и низкий уровень грунтовых вод.

Годовая сумма осадков

На рис. 1в приведены кривые многолетних колебаний сумм осадков по району г. Воронежа, западу Курской области, району г. Брянска и Каменной Степи. При рассмотрении этих кривых можно выделить многоводные и маловодные годы. Так, большое количество осадков выпадало в конце 70-х — начале 80-х годов XIX столетия, в начале XX столетия, в 1912—1917, 1926—1935 гг. и начале 40-х годов XX столетия. Минимальное количество осадков наблюдалось в начале 90-х годов XIX столетия, во второй половине первого десятилетия XX столетия, в начале 20-х годов, конце 30-х и 40-х годов. Таким образом, за послед-

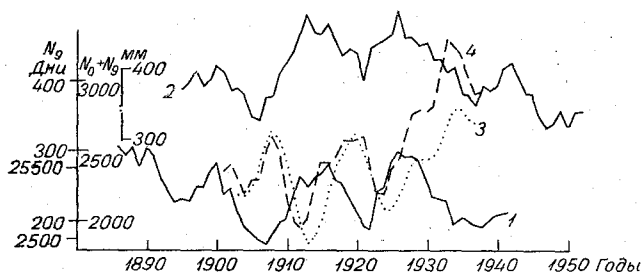


Рис. 1г. Колебания солнечной активности, сумм осадков в Каменной Степи и циркуляции атмосферы.

1 — вековой ход индекса а, 2 — сумма осадков за год в Каменной Степи (сглажено по 5 лет), 3 — интенсивность циркуляции атмосферы (см. рис. 1в), 4 — число дней с глубокими циклонами (взято по Вительсу).

ние 87 лет наблюдалось 5 циклов в колебаниях количества осадков. Продолжительность одного цикла в среднем равна 17,4 года, а двух соседних циклов — 34,8 года или приблизительно 35 годам, что соответствует брикнеровскому циклу колебаний осадков. На территории ЦЧО можно выделить следующие циклы в колебаниях осадков: 1870—1891, 1891—1906, 1906—1921, 1921—1937 и 1937—1948 гг. Каждый из этих циклов имеет один максимум и один минимум в количестве выпадающих осадков. Наибольшую продолжительность имеет первый цикл (21 год) и четвертый (16 лет), наименьшую — пятый цикл (11 лет).

На территории ЦЧО имеет место некоторое несовпадение отдельных циклов по фазе для различных районов. Так, второй цикл для района г. Воронежа был несколько раньше, чем для других районов. В четвертом цикле максимальное количество осадков на востоке наблюдалось в начале цикла, а на западе — в конце. Остальные циклы как по фазе, так и по продолжительности на всей территории совпадают. В целом следует отметить, что характер выпадения осадков по территории Центрально-Черноземных областей однороден, но максимумы и минимумы количества осадков в отдельные циклы могут наблюдаться по территории в различные годы.

На рис. 1в приведен ход интенсивности циркуляции атмосферы¹ (со

¹ Под интенсивностью циркуляции в данном случае понимается сумма числа дней с мощными антициклонами и глубокими циклонами для всех 8 районов Вительса.

сдвигом на 2 года влево). Как показывает рис. 1в, ход количества осадков на территории ЦЧО в точности соответствует многолетнему ходу интенсивности циркуляции для большинства районов. В самом деле, наиболее высокая интенсивность циркуляции атмосферы наблюдалась в 1906, 1917 и 1932 гг. (с учетом сдвига на 2 года), что совпадает с годами максимального количества осадков.

Для района Каменной Степи ход количества осадков, как это показано на рис. 1г и 2, противоположен ходу интенсивности циркуляции атмосферы, т. е. в годы с усиленной циркуляцией наблюдается уменьшение осадков и наоборот. Это объясняется тем, что Каменная Степь в годы увеличения интенсивности циркуляции атмосферы находится в антициклональном районе. (Интенсивность циркуляции атмосферы рассчитана для 8 районов Вительса.) К западу будет наблюдаться постепенное увеличение числа циклональных дней, и уже в районе Брянска отмечается почти полное совпадение (сдвиг фаз равен всего 2 годам) фаз максимального количества осадков и повышенной интенсивности циркуляции атмосферы.

На рис. 1в показано, что ход относительной влажности воздуха почти точно совпадает с ходом количества осадков. Поэтому выводы, справедливые для осадков, будут приемлемы для относительной влажности воздуха.

Прирост древесины ясеня, липы, сосны и дуба

На рис. 1в приведены графики многолетних колебаний прироста древесины деревьев (кроме Каменной Степи, приводятся данные по Бузулукскому бору и Шипову лесу). Анализ этих графиков позволяет сделать вывод о связи колебаний прироста этих деревьев с осадками и относительной влажностью воздуха. Причем как для вяза и березы, так и для второй группы деревьев заметна однородность колебания прироста¹ древесины на большой территории. Например, в приросте древесины сосны в Каменной Степи и в Бузулукском бору имеется много общего. Фазы колебания прироста этих деревьев точно совпадают, но, в отличие от Каменной Степи, каждый цикл прироста в Бузулукском бору имеет по две хорошо выраженные вершины.

Прирост древесины Шиповского дуба в общих чертах совпадает с приростом древесины деревьев (ясень, липа, сосна) Каменной Степи и Бузулукского бора. В отличие от этих деревьев, прирост древесины дуба имеет более плавный ход, что говорит о большой инерции роста дуба и малой зависимости прироста древесины дуба от случайных колебаний сумм осадков. В то же время циклы большого периода в колебаниях количества осадков хорошо проявляются в колебаниях прироста древесины дуба.

Третья группа метеорологических элементов (осадки, относительная влажность воздуха, испарение с почвы, сток р. Дона², прирост древесины деревьев — ясеня, липы, сосны и дуба) имеет в многолетних колебаниях также ритмичный характер, но средняя продолжительность циклов (вместо 10,8 года для элементов первой группы) равна 17,4 года.

Прирост древесины дуба за 170 лет имеет следующие по продолжительности ритмы: первый — с 1770 по 1793 г. (23 года), второй — с 1793 по 1832 г., (39 лет), третий — с 1832 по 1857 г. (25 лет), четвер-

¹ Прирост древесины показан на рис. 1в и 3.

² Многолетние колебания испарения с почвы и стока р. Дона рассмотрены подробно в работах [7], [8] и в настоящей работе не рассматриваются. На рис. 1в приведена только кривая стока р. Дона.

тый — с 1857 по 1880 г. (23 года), пятый — с 1880 по 1907 г. (27 лет), шестой с 1907 по 1940 г. (33 года). Средняя продолжительность одного ритма, таким образом, составляет 28,3 года и колеблется от 23 до 39 лет, т. е. близка к брикнеровскому периоду.

Сопоставляя ход осадков и других элементов третьей группы с колебаниями солнечной активности, выраженной индексом Вольфа, можно сразу сказать, что никакой связи между сравниваемыми величинами нет.

В связи с тем, что при сопоставлении многолетних колебаний метео-элементов третьей группы с колебаниями солнечной активности, выраженной индексом Вольфа, не обнаружено никакой связи, в настоящей

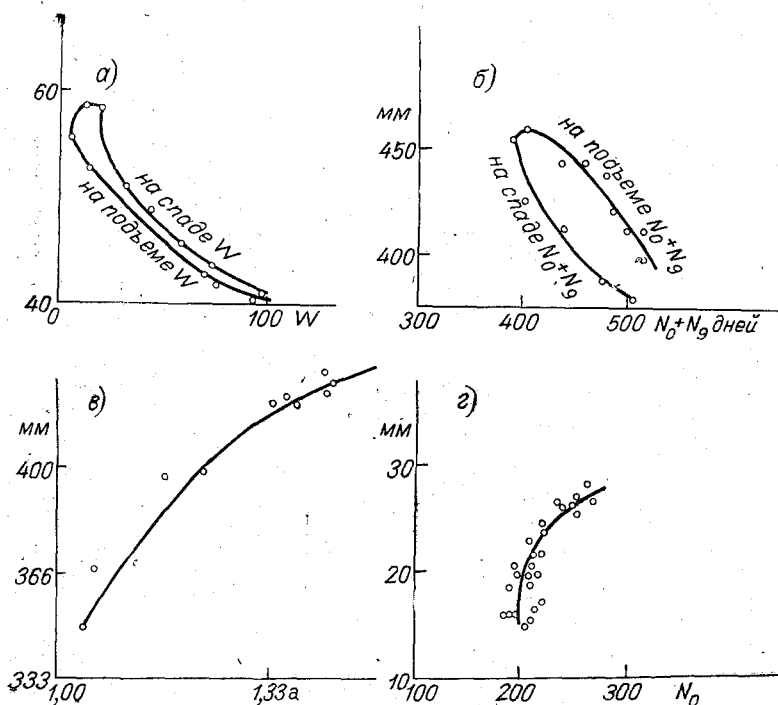


Рис. 2. Графики связи прироста древесины березы и индекса Вольфа (а), годовой суммы осадков в Каменной Степи и интенсивности циркуляции атмосферы (б), годовой суммы осадков в Каменной Степи и индекса а (в), прироста древесины вяза в Каменной Степи и числа дней с мощными антициклонами (г).

работе предпринята попытка найти причину колебания количества осадков на территории ЦЧО. Предпосылкой служит хорошая связь осадков и интенсивности циркуляции атмосферы (рис. 1г и 2). Число дней с глубокими циклонами заимствовано из работы Вительса [5].

Для нахождения взаимосвязи солнечной активности с колебаниями элементов третьей группы были использованы данные о солнечной активности, выраженной различными индексами. В настоящее время известно около 30 индексов солнечной активности [20].

Наиболее распространенным является индекс, предложенный Вольфом, так называемое «относительное число солнечных пятен». Преимущества и недостатки этого индекса изложены в работах Эйгенсона [20], [21]. В работе [20] Эйгенсон и Прокофьева приводят систематизированные погодичные сведения о новом индексе солнечной активности — индексе средней мощности солнечных явлений. Этот индекс

представлен двумя разновидностями. Индекс а представляет собой среднюю продолжительность жизни всех групп солнечных пятен, выраженную в оборотах Солнца; индекс б представляет собой среднюю продолжительность жизни повторяющихся групп солнечных пятен, выраженную в оборотах Солнца.

Необходимость привлечения нового индекса солнечной активности для отыскания гелиогеофизических связей объясняется тем, что примерно с середины 30-х годов XX столетия индекс Вольфа перестал быть репрезентативным для некоторых геофизических явлений, которые хорошо отображались им ранее [5], [20], [21].

В настоящее время установлено, что в некоторых геофизических явлениях проявляется воздействие не 11-летнего цикла солнечной активности, выраженного индексом Вольфа, а более мощного векового хода солнечной активности, выраженного тем же индексом [2], [5], [21]. Вековой ход солнечной активности, выраженный индексом Вольфа, проявляется в многолетних колебаниях уровня некоторых озер, в колебаниях циркуляции атмосферы и т. д. [2].

Индексы а и б Эйгенсона проявляются в колебаниях уровня некоторых озер. Они хорошо коррелируют с интенсивностью циркуляции атмосферы и другими геофизическими явлениями. Геофизические проявления погодичных значений индексов а и б достаточно полно рассмотрены в ряде работ Вительса [5] и Эйгенсона [20], [21].

На территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР в некоторых геофизических явлениях, как это было показано выше, достаточно хорошо проявляется солнечная активность, выраженная индексом Вольфа. Особенно хорошо она проявляется в колебаниях температуры воздуха в январе—феврале и в приросте древесины березы и вяза. Достаточно хорошо солнечная активность, выраженная индексом Вольфа, проявляется в первых трех циклах солнечной активности XX столетия в таких величинах, как уровень грунтовых вод в Каменной Степи, Мелекессе, Горьком и Великом Анадоле [8] и среднегодовая температура воздуха в Тамбове, Каменной Степи, Курске и Воронеже, о чем уже сказано ранее. В середине 30-х годов связь этих элементов с солнечной активностью, выраженной числом Вольфа, нарушилась и стала обратной. Нарушение связи некоторых метеорологических элементов с солнечной активностью неоднократно отмечалось Эйгенсоном и другими исследователями.

Солнечная активность, выраженная индексом Вольфа, не проявляется на территории лесостепной и степной зон в таких явлениях, как атмосферные осадки, относительная влажность воздуха, испарение с почвы, прирост древесины дуба, ясеня, липы, сосны и других деревьев. Не выявляется связь между этими явлениями и ходом индексов а и б Эйгенсона, если брать среднегодовые значения этих индексов.

С целью установления связи между изменениями солнечной активности и метеорологическими элементами среднегодовые значения индексов Вольфа и Эйгенсона (а и б) были сглажены путем последовательного осреднения по 22 годам. Таким путем был получен вековой ход чисел Вольфа и индексов а и б. Вековой ход солнечной активности представлен на рис. 3. Анализ векового хода солнечной активности, выраженной числом Вольфа, приводится в ряде работ А. Я. Безруковой [2], М. С. Эйгенсона [21], Б. М. Рубашева и других. Анализ векового хода индексов а и б проводится впервые. Из анализа рис. 3 видно, что в 1907—1908 гг. наблюдался минимум числа солнечных пятен в вековом ходе солнечной активности (выраженной индексом Вольфа), затем происходило постепенное увеличение числа солнечных пятен. Увеличение это происходит не плавно, а в виде волн с максимумами в 1918,

1927, 1939 гг. В настоящее время наблюдается максимум в вековом ходе числа солнечных пятен. Необходимо отметить одно интересное обстоятельство. Минимум в вековом ходе чисел Вольфа приходится на максимум первого в XX столетии цикла солнечной активности, выраженного среднегодовыми значениями чисел Вольфа.

Вековой ход индекса a^1 не имеет тенденции к повышению или понижению. За 56 лет (с 1886 по 1942 г.) в вековом ходе индекса a имелось 4 максимума и 4 минимума, а всего за это время было немногим более 3 ритмов в вековом ходе индекса a .

При сопоставлении векового хода индекса a с ходом осадков оказывается, что как продолжительность циклов, так и фазы максимумов и минимумов точно совпадают, а два соседних цикла дают в сумме около 35 лет., т. е. близко к брикнеровскому периоду. На рис. 3 видно,

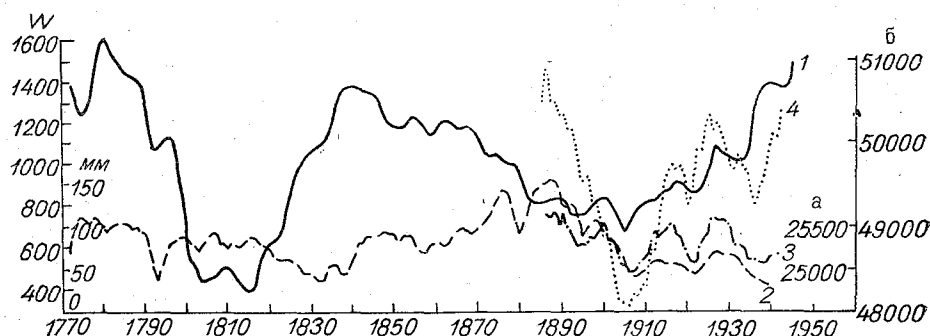


Рис. 3. Вековой ход солнечной активности и прирост древесины Шиповского дуба.

1 — вековой ход индекса Вольфа, 2 — прирост древесины дуба (сглажено по 5 лет), 3 — вековой ход индекса a Эйгенсона, 4 — вековой ход индекса b Эйгенсона.

что максимальную величину индекс a имел в конце 80-х, начале 90-х годов XIX столетия и в конце 20-х годов XX столетия. В эти же годы отмечалось увеличение количества осадков в лесостепной и степной зонах.

В вековом ходе индекса b за 56 лет имелось всего 3 максимума и 3 минимума. Все фазы ритмов индекса в совпадают с фазами ритмов индекса a и индекса Вольфа, за исключением ритма 1895—1906 гг. Ритм этого цикла в ходе индекса b не выражен.

Интерес представляет и то обстоятельство, что с середины 30-х годов XX столетия вековой ход индексов a и b стал противоположен ходу чисел Вольфа. Это раздвоение хода чисел Вольфа и индексов a и b (или средней продолжительности существования групп солнечных пятен) было обнаружено Вительсом по среднегодовым значениям указанных индексов.

Сопоставление векового хода индексов a и b позволяет обнаружить причину многолетних колебаний количества осадков, интенсивности циркуляции атмосферы, испарения с поверхности почвы, стока некоторых рек и прироста древесины ряда деревьев на территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР.

Анализ представленных кривых колебания некоторых метеорологи-

¹ Сведения об индексах a и b , опубликованные в работе [21], приводятся с 1875 по 1947 г., после сглаживания по 22 годам (для получения векового хода) ряд сократился также на 22 года, поэтому на рис. 3 данные об индексах a и b и индексе Вольфа приведены за разные по продолжительности периоды. (Сведения об индексе Вольфа известны автору по 1956 г.)

ческих элементов, интенсивности циркуляции атмосферы и прироста древесины деревьев позволяет сделать следующие выводы.

1. Солнечная активность в ходе различных метеорологических элементов проявляется по-разному. Так, в многолетнем ходе температуры воздуха за отдельные месяцы, прироста древесины березы и вяза, а также в числе мощных антициклонов проявляется солнечная активность, выраженная среднегодовыми значениями индекса Вольфа.

2. В течение первых трех циклов солнечной активности XX столетия выявляется связь между ходом среднегодовой температуры воздуха в лесостепной и степной зонах, уровнем грунтовых вод и солнечной активностью, выраженной индексом Вольфа, а в середине 30-х годов эта связь становится противоположной, вероятно, вследствие «раздвоения» чисел Вольфа и индексов а и б.

3. В многолетних колебаниях атмосферных осадков, относительной влажности воздуха, испарения с почвы, числа глубоких циклонов, интенсивности циркуляции атмосферы и прироста древесины дуба, липы, сосны и других деревьев проявляется вековой ход индекса а. Причем вековой максимум осадков так же, как и вековой максимум индексов а и особенно б наблюдается в конце 80-х — начале 90-х годов XIX столетия и в конце 20-х годов XX столетия.

О тесноте связи между солнечной активностью, интенсивностью циркуляции атмосферы и ходом ряда метеорологических элементов можно судить по рис. 2, где небольшой разброс точек указывает на надежность связей.

Для построения рис. 2 предварительно были получены значения каждого элемента за средний ритм или за идентичные промежутки времени для двух элементов. При этом соблюдалась строгость при подсчете средних величин элементов. Так, если для одного элемента были получены средние величины за определенные годы, то точно за эти же годы были получены средние и для второго элемента. При выводе среднегодовых значений элементов за средний цикл учитывались все значения элементов, т. е. брались погодичные данные за все годы наблюдений.

График связи прироста древесины березы и чисел Вольфа построен путем выделения нулевых лет в каждом цикле солнечной активности, затем были просуммированы все нулевые, плюс первые, плюс вторые годы и т. д. и минус первые, минус вторые годы и т. д. Всего просуммировано 5 лет на подъеме активности (минус 1, 2, 3, 4, 5-е годы) и 7 лет на спаде активности (плюс 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7-е годы).

Нулевыми годами в ходе прироста древесины березы были взяты те же, что и в ходе солнечной активности. После производства такой операции было получено 12 среднегодовых значений индекса Вольфа за средний цикл и столько же за средний цикл прироста древесины березы. В подсчет брались только те годы, по которым имелись сведения о приросте древесины и индексах Вольфа.

На графике связи хорошо выражена петля. Петлеобразный характер связи солнечной активности и прироста древесины указывает на небольшое отклонение (на минус 0—2 года) максимумов солнечной активности от максимумов прироста древесины березы.

График связи осадков в Каменной Степи и интенсивности циркуляции атмосферы, под которой в данном случае понимается сумма числа дней с мощными антициклонами (N_0) и глубокими циклонами (N_9), построен точно таким же образом, как и предыдущий. Различается только число лет, взятых на спаде ($N_0 + N_9$) и на подъеме. На этом графике более четко виден петлеобразный характер связи интенсивности циркуляции и количества осадков в Каменной Степи, что также является

следствием некоторого несовпадения экстремальных точек в ходе этих двух элементов.

График связи индекса a и осадков в Каменной Степи построен так же, как и два предыдущих, но за нулевой год для обоих элементов взят год минимума, и осреднение производилось для плюс лет (плюс первого, плюс второго и т. д.). Разброс точек на этом рисунке несколько больше, чем на двух предыдущих.

График хода прироста древесины вяза в Каменной Степи и число дней с мощными антициклонами построен по погодичным данным. (Число дней с мощными антициклонами сглажено Вительсом по 3 года и затем еще по 5 лет, прирост древесины вяза сглажен по 5 лет.)

На рис. 2 показаны полученные реальные связи. Нет необходимости останавливаться на анализе связи других рассматриваемых в настоящей работе элементов. По аналогии с только что рассмотренным рисунком такие же связи можно получить и для других элементов.

Вековой ход различных индексов солнечной активности позволяет вскрыть закономерности колебания климата на территории лесостепной и степной зон.

Установленные в настоящей работе закономерности позволили подтвердить собранные на основании опроса сведения о водности прудов и озер юго-востока Воронежской области, приведенные в работе А. В. Шнитникова [18]. Высокий уровень воды в озерах и прудах точно совпадает с приведенными выше многоводными годами.

Тесная связь между приростом древесины некоторых деревьев и солнечной активностью позволяет проследить за колебанием солнечной активности за те годы, когда не имелось данных о продолжительности существования групп солнечных пятен. Так, по приросту древесины дуба Шиповского леса можно установить, что максимальных значений индекс a (и, вероятно, индекс b) достигал, кроме указанных выше лет, в 1878, 1849, 1817, 1808, 1780 гг.

Наконец, при соответствующей статистической обработке материалов по установленным гелиогеосвязям можно перейти к составлению прогноза изменения температуры, влажности воздуха, осадков, испарения, стока воды некоторых рек и прироста древесины в лесах (Бузулукский бор, Шипов лес, Хреновский бор, Высокий Анадольский лес и т. д.).

Неодинаковое геофизическое проявление различных индексов солнечной активности вполне объяснимо. Так, согласно исследованиям советских ученых [19], [20], «физический смысл индекса Вольфа состоит в том, что он является мерой напряженности коротковолновой ультрафиолетовой радиации Солнца». Поэтому, вероятно, с индексом Вольфа большую связь имеют такие элементы, как прирост древесины вяза и березы. Воздействие коротковолновой радиации, по-видимому, более ощутимо в годы с антициклональным режимом погоды (см. ход элементов первой группы).

Индекс средней мощности солнечных явлений (индексы a и b) отражает корпускулярную радиацию Солнца. С этими индексами имеют хорошую связь такие геофизические явления, как магнитная характеристика земли, число полярных сияний и появление спорадического Е слоя [20]. С этими индексами, как показали Вительс [5], Ракипова [13], [14] и Эйгенсон [20], [21], связана и циркуляция атмосферы, так как она зависит от гелиокорпускулярной радиации.

Осадки, как известно, зависят от интенсивности циркуляции атмосферы. Поэтому индексы средней мощности солнечных явлений проявляются в многолетних колебаниях осадков и других, связанных с осадками, явлениях (испарение, относительная влажность, прирост древесины ряда деревьев).

Данные, полученные для территории Центрально-Черноземных областей, оказалось возможным распространить и на другие районы. Для этой цели были использованы фактические данные о приросте деревьев из работ Г. Н. Высоцкого [6], И. М. Лабунского [9] для Великого Анadolя, И. М. Науменко [11] для Воронежского заповедника, В. Г. Нестерова [12] и В. Е. Рудакова [16] для Бузулукского бора и Ф. Шведова для Одессы. По данным некоторых из этих авторов построены графики колебания прироста древесины в определенных районах. Как показано на рис. 1а, 1в, 3, прирост древесины деревьев для Каменной Степи, Шипова леса и других районов хорошо согласуется между собой. Эти графики подтверждают вывод о солнечной природе колебаний климата в лесостепной и степной зонах Европейской территории СССР.

Приведенные в настоящей работе материалы позволили установить разнообразие проявлений солнечной активности на геофизические явления в Центрально-Черноземной полосе. Изменение в потоке ультрафиолетовой радиации Солнца приводит к изменению прироста древесины березы и вяза, так как на жизнь последних, вероятно, оказывает воздействие прежде всего ультрафиолетовая радиация, прохождению которой через атмосферу способствует антициклональная погода. Колебания индекса Вольфа сказываются также и на геомагнитном возмущении земли [1].

Изменение в потоке корпускулярной радиации, характеризуемой индексами а и б, сказывается на циркуляции атмосферы, что затем проявляется в количестве осадков, стоке рек, испарении, приросте древесины некоторых деревьев и т. д.

Несмотря на то, что детальному анализу подвергнуты в основном материалы наблюдений на территории ЦЧО, настоящая работа не имеет чисто регионального характера и выводы, справедливые для этой территории, с успехом могут быть применимы для других районов. Здесь имеется в виду возможность использования гелиогеосвязей, установленных в настоящей работе, а именно: изменения в солнечной активности — изменения в циркуляции атмосферы — колебания климата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басов Г. Ф. Итоги пятидесятилетнего изучения гидрологической роли лесных полос Каменной Степи. Почвоведение, № 8. 1948.
2. Безрукова А. Я. Влияние солнечной активности и характера атмосферной циркуляции на колебание уровня озер и на засухи. Труды лаборатории Озероведения АН СССР, т. III. 1954.
3. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Гидрометеиздат. 1957.
4. Бучинский И. Е. О климате прошлого Русской равнины. Гидрометеиздат. 1957.
5. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебания климата. Труды ГГО, вып. 8 (70). 1948.
6. Высоцкий Г. Н. Биологические, почвенные и фенологические наблюдения и исследования в Великом Анadolе. Труды опытных лесничеств. Мариупольское лесничество. 1901.
7. Дугинов В. И. и Коробейников В. А. Многолетние колебания уровня грунтовых вод в Каменной Степи и их связь с колебаниями метеорологических элементов. Разведка и охрана недр, № 8. 1957.
8. Дугинов В. И. и Коробейников В. А. Ритмические колебания грунтовых вод Каменной Степи и причины, вызывающие их. Тезисы докладов III Всесоюзного гидрологического съезда. Гидрометеиздат. 1957.
9. Лабунский И. М. Разведение лесов на водоразделах в Донбассе. Сталино. 1950.
10. Мустель Э. Р. Обсуждение возможных источников геоактивных корпускул в оболочке Солнца. В кн. «Физика солнечных корпускулярных потоков и их воздействие на верхнюю атмосферу Земли». АН СССР. 1957.

11. Науменко И. М. Усыхание дуба в Воронежском заповеднике и лесхозах Воронежской области, его причины и практические мероприятия, с ним связанные. Труды Воронежского государственного заповедника, вып. III. 1949.
12. Нестеров В. Г. Использование опыта лесных культур для степного лесоразведения. Агробиология, № 1. 1949.
13. Ракипова Л. Р. О механизме связи между тропосферой и верхними слоями атмосферы. Труды ГГО, вып. 28 (90). 1951.
14. Ракипова Л. Р. Влияние корпускулярных потоков на динамические возмущения в верхней атмосфере. В кн. «Физика солнечных корпускулярных потоков и их воздействие на верхнюю атмосферу Земли». АН СССР. 1957.
15. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменений климата. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 22. 1946.
16. Рудаков В. Е. К вопросу о силе связи приближенных закономерных зависимостей. Изв. Молдавского филиала АН СССР, № 4 (7—8). 1952.
17. Шведов Ф. Дерево как летопись засух. Метеорологический вестник, № 5. 1892.
18. Шнитников А. В. Малые водоемы южной части черноземного центра и пути улучшения их состояния. Вопросы географии, сб. 23. 1950.
19. Эйгенсон М. С., Гневышев М. Н., Оль А. И., Рубашев Б. М. Солнечная активность и ее земные проявления. Гостехиздат. 1948.
20. Эйгенсон М. С. и Прокофьева И. А. Новый индекс солнечной активности. Бюллетень комиссии по исследованию Солнца, № 5—6 (19—20). 1950.
21. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов. 1957.

ОБРАЗОВАНИЕ ЧАСТНЫХ ЦИКЛОНОВ НАД ЮЖНЫМИ РАЙОНАМИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

В статье изложены данные по повторяемости и условия образования частных циклонических возмущений на юге Красноярского края, над Минусинской котловиной.

Установлены необходимые условия для частного циклогенеза над указанным районом. Основными из них являются увеличение контраста температуры в области высотной фронтальной зоны над восточными районами Казахстана в результате адвекции холодного воздуха в эти районы, небольшая вертикальная мощность клина холодного воздуха над Минусинской котловиной накануне образования частного циклона, топография. Рассмотрены особенности формирования облачности и осадков при образовании частных циклонов над Минусинской котловиной в связи с влиянием горных хребтов на распределение давления и вертикальных движений воздуха. Выявлено отличие процессов образования осадков в исследуемом случае от случаев циклогенеза над равнинной местностью. Выводы, полученные в статье, могут быть использованы в практической работе синоптиков Красноярского и других соседних УГМС.

В настоящей статье излагаются условия образования частных циклонических возмущений над южными районами Красноярского края.

Под южными районами Красноярского края подразумевается та часть края, которая расположена южнее 55-й параллели.

Границы этой территории большей частью проходят вдоль горных хребтов, которые окружают ее, образуя так называемую Минусинскую котловину.

С частными циклонами обычно связано выпадение интенсивных осадков на этой территории, поэтому изучение условий их образования представляет практический интерес для работников службы погоды.

С этой целью использованы приземные и высотные синоптические карты, составлявшиеся в Красноярском бюро погоды, по которым были отобраны случаи возникновения частных циклонов над южными районами Красноярского края в основном за период 1952—1957 гг., кроме того, рассмотрены отдельные случаи за 1951 и 1958 гг.

Всего было отобрано для анализа 50 случаев возникновения частных циклонов над районами Минусинской котловины.

Повторяемость их по отдельным месяцам распределяется следующим образом (табл. 1).

Как следует из данных таблицы, наибольшая повторяемость частных циклонов наблюдается в теплое время года с максимумом (22%) в июле.

Увеличение повторяемости образования циклонов в это время года согласуется с сезонными особенностями общей циркуляции атмосферы, которая, как это следует из работы [3], характеризуется усилением

Таблица I

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Всего
Количество . . .	—	3	4	1	4	7	11	8	3	5	4	—	50
В процентах от общего числа	—	6	8	2	8	14	22	16	6	10	8	—	100

циклонической деятельности над материком Евразии и, в частности, над Сибирью летом.

Для возникновения частных циклонов над южными районами

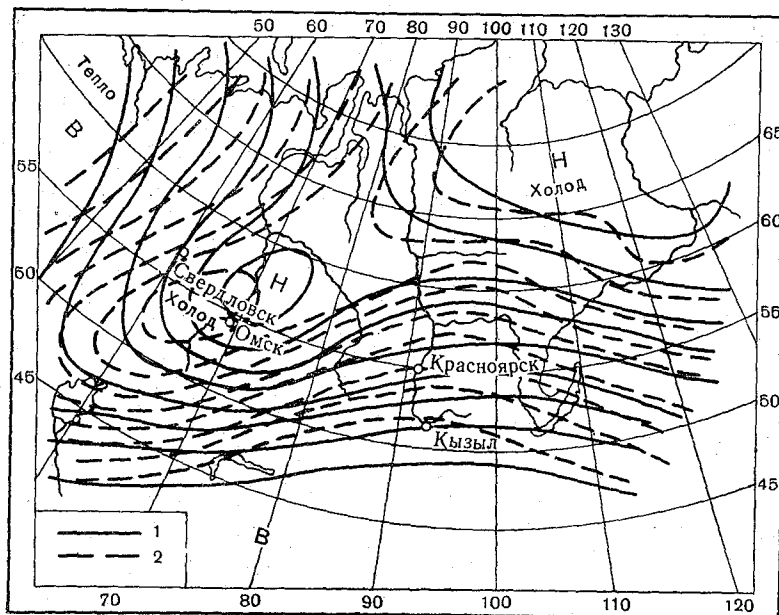


Рис. 1. Схема термобарического поля.

1 — изогипсы AT_{700} , 2 — изогипсы OT_{1000}^{500} .

Красноярского края необходимо такое распределение полей температуры и давления в нижней тропосфере, которое характеризуется наличием высотной фронтальной зоны, т. е. зоны увеличенных градиентов температуры и давления на уровне 3—5 км над районами южной Сибири и Казахстана. Эта зона ориентирована с юго-запада на северо-восток и отделяет высотную холодную депрессию над Западной Сибирью от субтропической области высокого давления. У поверхности земли высотной фронтальной зоне соответствует фронт (иногда два). Схема подобного термобарического поля дана на рис. 1.

Оформление высотной фронтальной зоны, типичной для циклогенетических процессов над южными районами Красноярского края, происходит в результате предшествующего распространения холодных воздушных масс арктического происхождения на территорию Западной Сибири в тылу циклона, смещающегося на восток. При этом происходит развитие ложбины высотного циклона, располагающегося над Западной Сибирью, в южном или в юго-западном направлении на Казахстан и северные районы Средней Азии и изменение адвекции холода. Массы

холодного воздуха, вторгаясь из высоких широт в тылу циклона над Западной Сибирью, вначале распространяются за холодным фронтом по западной и южной периферии этого циклона на Алтай и южные районы Красноярского края.

Возникновению частных циклонов здесь, таким образом, всегда предшествует вхождение холодного воздуха в Минусинскую котловину. В дальнейшем холодный фронт, достигнув горных хребтов Алтае-Саянской горной системы, задерживается последними и становится стационарным.

Адвекция холода над южными районами Красноярского края ослабевает и даже прекращается совсем.

Наоборот, развитие высотной ложбины над Казахстаном вызывает здесь усиление адвекции холода на центральные и восточные районы Казахской ССР и северные районы среднеазиатских республик.

Адвекция холода приводит к увеличению горизонтальных градиентов температуры в значительном слое тропосферы, т. е. к фронтогенезу. Тропосферный фронтогенез усиливается орографическим фронтогенезом при приближении холодных воздушных масс к горным хребтам Восточного Казахстана и Средней Азии.

Для выяснения роли, которую играет контраст температуры в образовании частных циклонов, определялись изменения горизонтальных градиентов температуры во фронтальной зоне над территорией Казахстана за сутки до возникновения частного циклона над Минусинской котловиной. Величина контраста температуры определялась по картам OT_{1000}^{500} и выражалась числом геопотенциальных декаметров на определенном отрезке расстояния в направлении, перпендикулярном к фронтальной зоне. Для сравнимости величины контрастов приводились к единице расстояния, равной 100 км.

Результаты определения приведены в табл. 2.

Таблица 2

Число случаев	Горизонтальные градиенты			Величина суточного увеличения горизонтального градиента температуры (дкм/100 км)		
	увеличивались	оставались без изменения	уменьшались	средняя	наибольшая	наименьшая
40 (100%)	35 (88%)	5 (12%)	0	1,8	4,7	0,2

Из таблицы следует, что в подавляющем большинстве случаев (88%) возникновению частных циклонов над югом Красноярского края предшествует увеличение контрастов средней температуры во фронтальной зоне в районах, расположенных юго-западнее Минусинской впадины. Отсюда следует, что данный фактор является одним из необходимых условий образования частных циклонов в этом районе.

Замедление продвижения холодного фронта у южной границы Красноярского края, являющееся следствием прекращения притока холодного воздуха на территорию южной части Красноярского края и смежных с ним районов, обуславливает здесь малую вертикальную мощность холодного воздуха.

Средняя высота нижней границы фронтальной поверхности, определенная по данным аэрологических зондажей в Красноярске для 43 случаев образования циклонов, составила 1300 м. Вертикальный разрез

атмосферы (рис. 2) за утро 19/VIII 1955 г. дает представление о положении фронта над югом Красноярского края в момент, предшествующий возникновению частного циклона над Минусинской котловиной днем 19/VIII 1955 г. Как видно на рисунке, фронтальная поверхность у Красноярска располагается на высоте около 2 км. К югу в соответствии с наклоном высота фронта уменьшается. При небольшой вертикальной мощности холодный воздух, как правило, не переваливает Саянские хребты.

В тех случаях, когда в результате непрекращающейся адвекции холодного воздуха вертикальная мощность его над территорией Минусинской котловины превышает высоту окружающих горных хребтов, холодный фронт переваливает через горы и холодные воздушные массы распространяются далее к югу и востоку. В этих случаях образования циклонических возмущений над котловиной не происходит.

Таким образом, вторым благоприятным фактором для образования частных циклонов над Минусинской котловиной является стационарность фронта в этом районе, на котором впоследствии возникает возмущение.

В горных районах на распределение давления как у поверхности земли, так и на различных уровнях, на основании исследований [1], [2], оказывает влияние также орография.

Благодаря орографическим возмущениям воздушных течений создаются благоприятные условия для образования областей низкого давления на подветренных склонах горных хребтов и в котловинах.

Этот фактор следует учитывать также при рассмотрении процессов циклогенеза над Минусинской котловиной, которая при господствующих юго-западных ветрах при описанной выше ориентировке высотной фронтальной зоны, находится на подветренной стороне по отношению к горным хребтам Алтая и Кузнецкого Алатау.

В результате совокупного действия рассмотренных выше факторов над югом Красноярского края на синоптических картах наблюдается возникновение локального очага падения давления, приводящего к образованию здесь частного циклонического возмущения.

Частные циклоны, возникающие над южными районами Красноярского края, характеризуются следующими особенностями.

1. Горизонтальные размеры циклона определяются размерами Минусинской впадины.

2. Они слабо выражены в барическом поле; разница давления в центре циклона и на его периферии обычно не превышает 5—6 мб.

3. Формирующиеся циклоны являются низкими барическими образованиями. На уровне поверхности 700 мб они не обнаруживаются.

4. Возникнув над котловиной, циклоны через 6—12 часов заполняются на месте. Одновременно к востоку от Саянского хребта, на подветренной его стороне образуется новый циклон.

Перейдем к рассмотрению эволюции облачности и осадков, связанных с образованием частных циклонов над южными районами Красноярского края.

С возникновением циклонов обычно связано развитие облачных систем типа As—Ns и выпадение осадков. Процесс формирования облачности и осадков тесно связан с наличием в области циклона восходящих вертикальных движений воздуха, возникающих вследствие нестационарности процессов в свободной атмосфере, а также трения в приземном слое.

Благодаря этим движениям воздух на определенном уровне достигает состояния насыщения и наступает конденсация или сублимация водяного пара, находящегося в атмосфере.

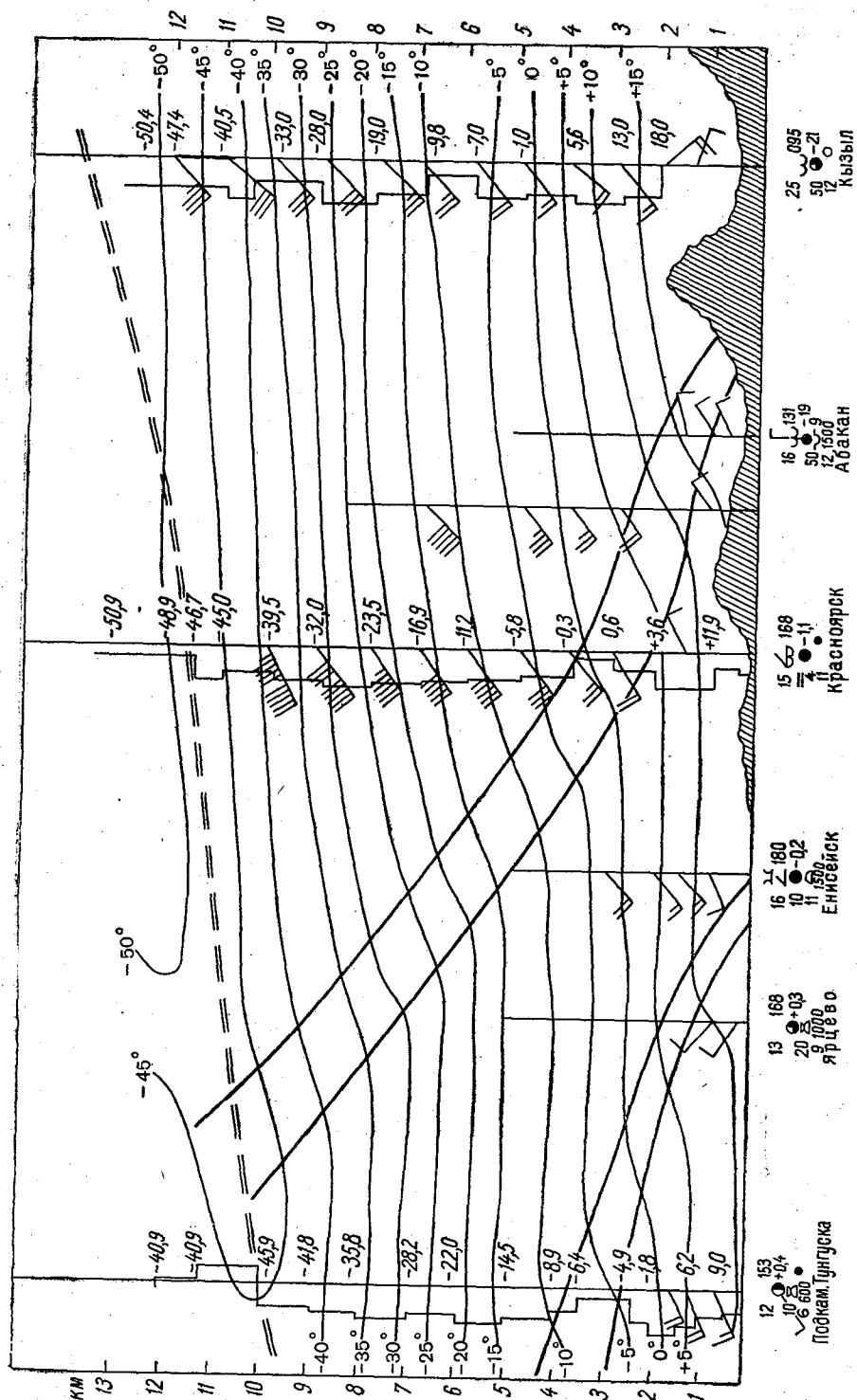


Рис. 2. Вертикальный разрез атмосферы. Утро 19/VIII 1955 г.

Исследования показали, что особенность орографического циклогенеза, т. е. циклогенеза у подветренных склонов гор и в котловинах, которая отличает его от обычного процесса образования циклонов над равниной, заключается в том, что в первоначальной стадии развития циклонического возмущения не происходит образования облачности и выпадения осадков, которые появляются в более поздней стадии развития циклонического возмущения. На рис. 3 для нескольких случаев образования частных циклонов над Минусинской котловиной даны кривые изменения давления во времени по наблюдениям за климатологические сроки и отмечалось начало и окончание выпадения осадков по данным наблюдений в Абакане. Указана также скорость и направление ветра. Графики показывают, что в тот промежуток времени, когда наблюдается падение давления, т. е. происходит углубление циклона (период, характеризующийся наибольшим развитием восходящих движений), осадки, как правило, отсутствуют. Выпадение их начинается в период начала роста давления, т. е. при заполнении циклона. Объяснение этому факту следует искать в том, что при орографическом циклогенезе (как, например, в данном случае) необходимо учитывать два вида вертикальных движений: движения вследствие нестационарности процессов и трения и движения, появляющиеся в результате возмущения воздушных потоков под влиянием горных хребтов. Последний вид вертикальных движений, как показывают исследования [2], зависит от высоты горного хребта и скорости ветра. При этом для наветренных склонов характерны восходящие токи воздуха, а для подветренных — нисходящие.

При образовании частного циклона над Минусинской котловиной в первый период его развития, когда на высотах 2—5 км господствуют юго-западные ветры, котловина (по крайней мере ее западная часть) находится на подветренной стороне по отношению к горным хребтам Алтая и Кузнецкого Алатау. Поэтому над ней преобладают нисходящие вертикальные движения воздуха орографического происхождения, приводящие к удалению воздуха от состояния насыщения и размыванию облачности.

Этим следует объяснять отсутствие в данный период осадков в южных районах Красноярского края.

Рассмотрим теперь условия образования осадков.

Весь процесс циклогенеза над Минусинской котловиной можно разделить на два периода. В начальный период над югом Красноярского края и прилегающими районами на высотах 2—5 км сохраняется юго-западный поток в соответствии с направленно-высотной фронтальной зоны. При такой структуре поля течений воздушный поток отклоняется под влиянием горных хребтов, окружающих котловину, и обтекает ее с севера. Адвекция холодного воздуха происходит западнее котловины. Непосредственный заток воздуха в район котловины минимальный. В этот период, как было указано выше, в котловине образуется локальный очаг падения давления, приводящий к образованию частного циклона. Погодные условия при этом характеризуются отсутствием сколько-нибудь заметного развития облачности и выпадения осадков вследствие преобладания нисходящих вертикальных движений воздуха, обусловленных орографией. Продолжительность первого периода составляет обычно от 6 до 12 часов.

Одновременно с процессом циклогенеза над Минусинской котловиной в тылу ее (по направлению течений) над районами Алтая и Восточного Казахстана происходит сопряженный с ним процесс антициклогенеза. Этому способствуют такие факторы. Во-первых, вследствие адвекции холода, наблюдающейся в этих районах, происходит накопле-

ние холодного воздуха у наветренных склонов горных хребтов. Вторых, при обтекании воздушным потоком горных хребтов вызывается отклонение его влево (к северу) в сторону низкого давления, усиливается конвергенция (сходимость) ветров и увеличивается циклоническая кривизна линий тока.

Указанные факторы приводят к росту приземного давления и повышению изобарических поверхностей на высотах. Следствием этого является развитие гребня высокого давления над Алтаем, изменение ориентировки высотной фронтальной зоны и направления течений в ней.

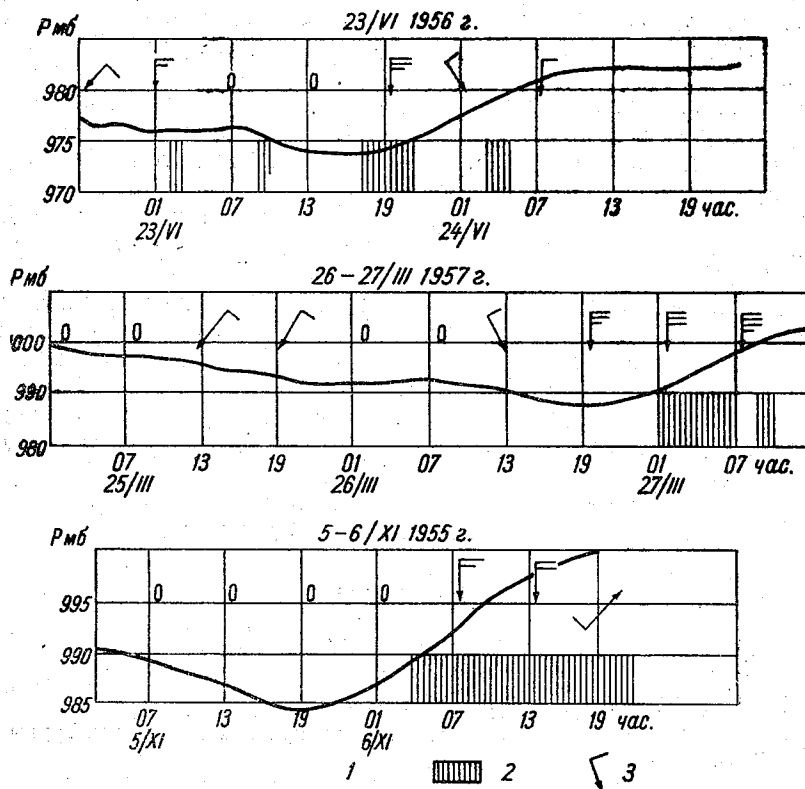


Рис. 3. Ход давления, ветра и осадков в Абакане при образовании частных циклонов над Минусинской котловиной.

1 — ход давления (на уровне станций), 2 — период выпадения осадков, 3 — ветер (0 — штиль).

Юго-западные ветры, наблюдавшиеся до этой стадии процессов, сменяются над южной частью Красноярского края на западные и даже северо-западные. При этом создаются благоприятные условия для затoka холодного воздуха в котловину, смещения сюда области высокого давления.

Наблюдавшееся падение давления у земли сменяется ростом, который приводит к заполнению циклона. С этого момента начинается второй период процесса частного циклогенеза, который часто характеризуется выпадением интенсивных осадков в южных районах края. Выпадение осадков начинается с того момента, когда открывается доступ холодному воздуху в котловину в тылу образовавшегося циклона.

Заток холодного воздуха осуществляется с северной (наиболее открытой) стороны котловины в результате изменения направления

воздушных течений во фронтальной зоне и появления северных составляющих в направлении ветров. Склоны горных хребтов со стороны котловины, которые ранее были подветренными, вследствие изменения циркуляции становятся наветренными, и вдоль них получают развитие восходящие движения.

Изменение направления ветра ясно видно из графиков (рис. 3), где переходу ветра на северную четверть обычно сопутствует начало роста давления и выпадение осадков.

В связи с вторжением холодного воздуха в котловину происходит более или менее интенсивное вытеснение теплого воздуха в верхние слои (где он, адиабатически охлаждаясь, приходит в состояние насыщения) и конденсация водяного пара, что является причиной выпадения осадков.

Интенсивность выпадающих осадков зависит от влагосодержания взаимодействующих воздушных масс (главным образом теплого воздуха, в котором в основном происходит конденсация влаги при подъеме его вверх).

Зона осадков распространяется обычно на всю территорию Минусинской котловины, а также на смежные районы, прилегающие к Восточному Саяну, в частности на район Красноярска.

Продолжительность второго периода процесса циклогенеза также составляет 6—12 часов. Признаком наступления этого периода является достаточно резкое изменение на синоптической карте знака барических тенденций (переход от падения к росту).

Одновременно с заполнением циклона над Минусинской котловиной происходит образование циклона на восточных (подветренных) склонах Восточного Саяна.

Процесс заканчивается развитием над югом Красноярского края и прилегающими районами области высокого давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В. В. К вопросу о влиянии гор на изменение давления в средней атмосфере. Метеорология и гидрология, № 4. 1955.
2. Мусаелян Ш. А., Садоков В. П. Учет влияния неровностей рельефа поверхности земли в краткосрочном прогнозе. Труды ЦИП. 1954.
3. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИП. вып. 1 (28). 1947.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СУММ ОСАДКОВ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕГО ПЕРИОДА ПО ЗАСУШЛИВЫМ РАЙОНАМ ЕВРОПЕЙСКОЙ И АЗИАТСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В СВЯЗИ С ИЗМЕНЧИВОСТЬЮ ЭЛЕМЕНТОВ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

В статье отмечены структурные особенности и пространственные взаимоотношения в многолетнем ходе сумм осадков периода май—июнь по лесостепным и степным районам территории Советского Союза. В связи с этим рассмотрены особенности многолетних изменений повторяемостей основных групп типов циркуляции Б. Л. Дзержевского. Выводы статьи могут представить интерес для научных исследований, касающихся проблемы изменения и колебания климата.

Со времени организации постоянной сети метеорологических станций появилась возможность обобщать и научно обосновывать данные инструментальных наблюдений, делать выводы о наблюдавшихся изменениях погодных и климатических характеристик. В последнее время все чаще стали заниматься изучением структурных особенностей климата в прошлом с целью хотя бы ориентировочного суждения об изменениях климата предстоящего будущего.

Автором рассмотрен многолетний режим увлажнения вегетационного периода в засухоопасных районах Европейской и Азиатской территории СССР с точки зрения изучения структуры многолетних изменений, пространственных связей в колебании этой характеристики климата и влияния на увлажнение рассматриваемых районов элементов общей циркуляции атмосферы.

Изучение особенностей режима увлажнения вегетационного периода представляет, с одной стороны, большой теоретический интерес. С другой, практической, стороны, автору представилось необходимым решение этой важной для засушливых районов задачи, поскольку периоды неблагоприятных в сельскохозяйственном отношении колебаний климата особенно сильно и особенно часто сказываются в момент вегетации яровых культур на территории степных и лесостепных районов [2].

Семилетним планом, принятым на XXI съезде КПСС, намечено дальнейшее освоение и эксплуатация целинных и залежных земель Казахстана и Алтайского края. В связи с этим является актуальным изучение пространственных связей в проявлении режима увлажнения, т. е. решение вопроса о районах страховки урожая в случае засух.

Урожай яровых культур имеет высокую степень корреляции с количеством осадков, выпавших в весенне-летний период, поэтому приняты к рассмотрению суммы осадков в мае и июне. На исследуемой территории выбраны станции, имеющие не менее 50 лет наблюдений. Для обработки исследуемого материала применен распространенный и до-

вольно эффективный метод осреднения по скользящим десятилетиям. Кривые скользящих средних величин могут обнаружить тенденцию систематического изменения или характер циклических колебаний около среднего уровня. Предварительный анализ кривых многолетней изменчивости сумм осадков вегетационного периода показал, что, во-первых, изменений эволюционного характера за период регулярного наблюдения по приборам не было; во-вторых, изменения в режиме увлажнения вегетационного периода представляют собой повторяющиеся, достаточно четко выраженные циклы недостаточного и избыточного увлажнения:

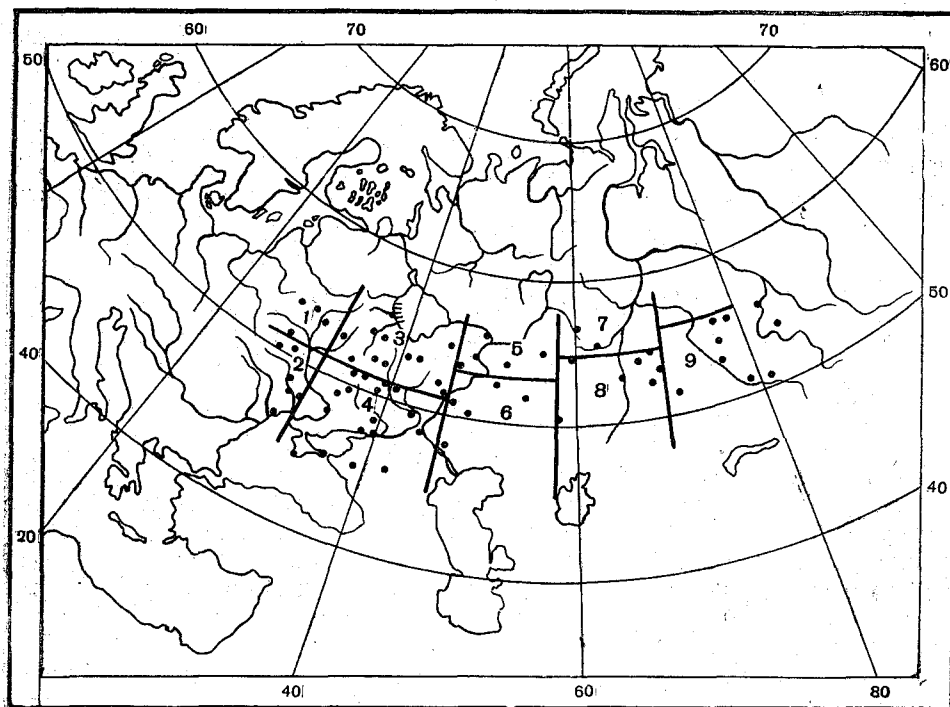


Рис. 1. Карта районов.

в-третьих, ход кривых в пространстве подчиняется определенной закономерности: между одними районами колебания в режиме увлажнения происходят синхронно и синфазно, между другими очевидна тенденция к оппозиционным соотношениям.

Однотипность многолетних изменений количества весенне-летних осадков близлежащих станций позволила всю рассматриваемую территорию подразделить на районы, показанные на рис. 1. Остановимся на описании структуры многолетней изменчивости увлажнения вегетационного периода по отдельным районам. В качестве примера на рис. 2 приведены кривые выборочных станций, характерных для определенного района. Самая нижняя кривая (Горки) типична для западных районов территории. В ее ходе обнаруживается три полных цикла без систематического изменения сумм осадков. Максимальные значения сумм были около десятилетий 1883—1892, 1902—1911, 1925—1934 гг.; минимальные значения сумм наблюдались около десятилетий 1890—1899, 1910—1919, 1935—1944 гг.

В Западной Украине (Киев, Житомир) наблюдалось постепенное повышение сумм осадков, сопровождающееся циклоническими колеба-

ниями продолжительностью в 5—10 лет, до десятилетия 1924—1933 гг., после чего было довольно резкое снижение их к десятилетию 1934—1943 гг. В последние годы суммы осадков увеличились незначительно.

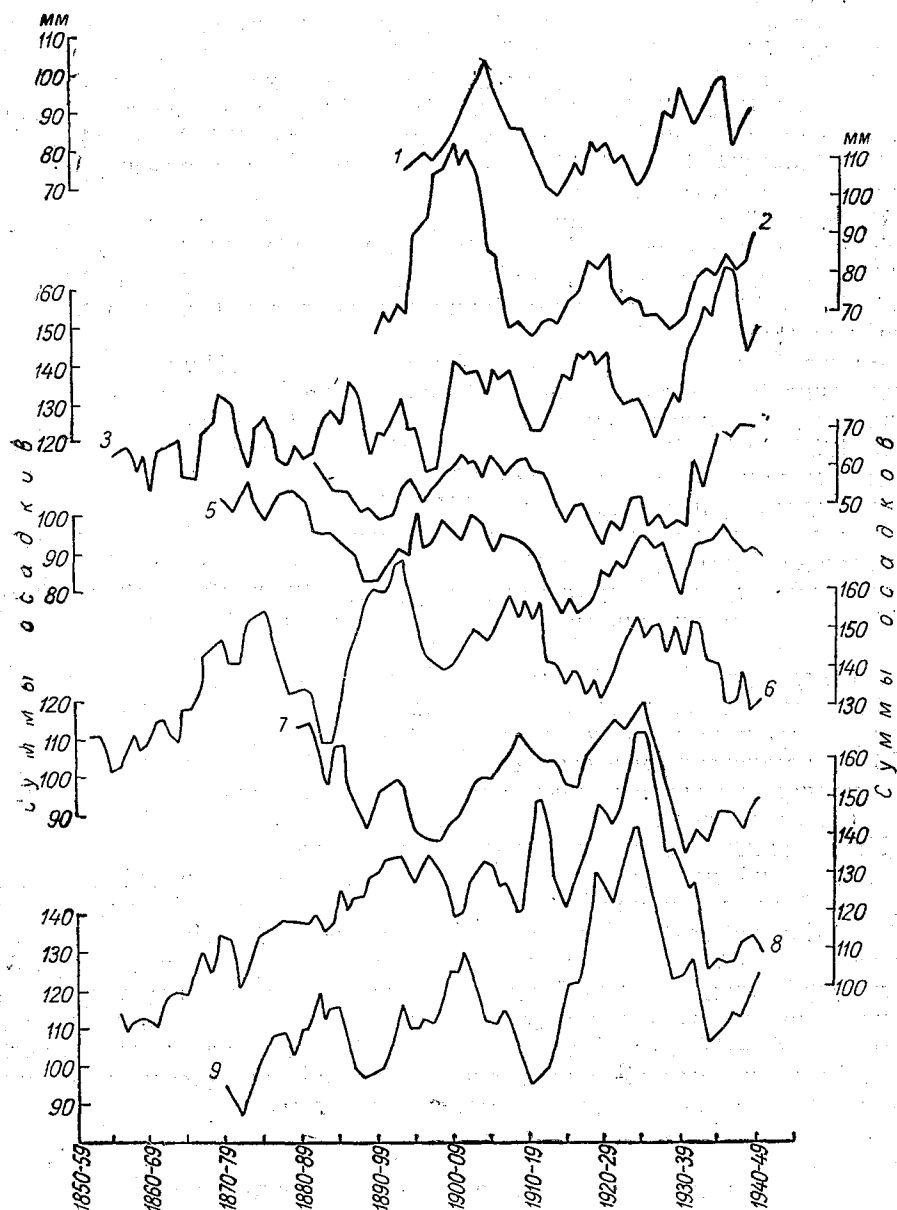


Рис. 2. Изменчивость сумм весенне-летних осадков.

1 — Новосибирск, 2 — Петропавловск, 3 — Златоуст, 4 — Малоузенск, 5 — Казань, 6 — Луганск, 7 — Земетчино, 8 — Киев, 9 — Горки.

По восточным районам Украины и Нижнему Поволжью систематического изменения сумм осадков не заметно даже по такой длиннорядной станции, как Луганск. Изменчивость режима увлажнения представляет собой чередование циклов избыточного и недостаточного увлажнения продолжительностью около 15—20 лет.

Максимальные значения сумм были около десятилетий 1880—1889, 1895—1904, 1910—1919, 1925—1934 гг.; минимальные значения сумм — около десятилетий 1885—1894, 1900—1909, 1918—1927 гг. и около 40-х годов XX века.

В многолетнем ходе осадков по центральным районам Европейской территории СССР и Среднему Поволжью есть много общего: колебания происходят синфазно и с одинаковой по величине амплитудой. Около десятилетий 1899—1908, 1915—1924, 1931—1940 гг. наблюдались минимальные значения сумм осадков, а около десятилетий 1895—1904, 1910—1919, 1925—1934, 1936—1945 гг. — их максимумы, т. е. отмечены циклы продолжительностью в 10—15 лет.

В северной части Поволжья (Казань) максимальные значения сумм были около десятилетий 1880—1889, 1900—1909, 1925—1934, 1936—1945 гг., минимальные значения — около десятилетий 1890—1899, 1915—1924, 1930—1939 гг., т. е. колебания происходят в довольно больших пределах (от 10 до 25 лет).

На юге Западной Сибири и в Алтайском крае (Новосибирск, Барнаул) синхронный характер изменений в ходе весенне-летних осадков выражен в достижении максимальных значений в десятилетия 1889—1898, 1905—1914, 1921—1930, 1936—1945 гг., минимальные значения сумм отмечались в десятилетия 1895—1904, 1915—1924, 1925—1934 гг. и, по-видимому, после 50-х годов XX в.

Аналогичные изменения были в северных и восточных районах Казахстана (Петропавловск, Семипалатинск), где максимальные суммы можно наблюдать около десятилетий 1901—1910, 1920—1929, 1937—1946 гг., а минимальные — около десятилетий 1913—1922, 1927—1936 гг.

По центральным районам Казахстана повышение сумм осадков к 20-м годам XX в. не выражено: колебания представляют более сглаженную картину с минимумом осадков в десятилетия 1880—1889, 1927—1936 гг. и максимумом в десятилетие 1905—1914 гг. и около 40-х годов, т. е. продолжительность циклов в этих районах значительно увеличилась (около 40 лет).

Продолженный анализ многолетней изменчивости сумм осадков за весенне-летний период позволяет установить циклический характер колебаний на всем пространстве, включающем в себя засушливые районы Европейской и Азиатской территории СССР. Преобладающими являются 15—20-летние циклы. Минимальные по времени циклы в 5—10 лет наблюдаются в крайних западных районах территории; максимальная продолжительность циклов в центральных районах Казахстана достигала 45—47 лет. Этим подтверждался предел, установленный А. В. Шнитниковым [4] при исследовании внутривековых колебаний гидрологических характеристик этой же территории.

О характере пространственных соотношений

Уже было отмечено, что с точки зрения наиболее эффективного планирования сельскохозяйственных районов особый смысл приобретает выявление районов, обнаруживающих между собой довольно тесные синхронные или оппозиционные соотношения в изменении режима увлажнения. Хотя циклическая структура многолетней изменчивости сумм весенне-летних осадков сохраняется по всем районам рассматриваемой территории, однако время наступления фаз недостаточного или избыточного увлажнения в различных районах неодинаково. Уже между соседними районами трудно обнаружить строгое соответствие во вре-

мени наступления периодов увлажнения, между ними заметен сдвиг фаз колебаний на несколько лет в ту или другую сторону.

Между отдаленными районами соотношения в ходе кривых носят более определенный характер. Простые сопоставления кривых изменения сумм осадков по территории Украины и Нижнего Поволжья с районами Западной Сибири и Казахстана позволяют предполагать существование компенсационных зависимостей в выпадении осадков над этими районами. Рисунок 3 иллюстрирует характер обратной связи между станциями Житомир и Барнаул. Подобные соотношения в ходе осадков вегетационного периода наблюдались между станциями Заметчино — Петропавловск, Полтава — Томск и другими, расположенными в указанных районах.

Реальность отмеченных качественно соотношений могла быть доказанной или, напротив, опровергнутой после вычисления коэффициентов корреляции многолетней изменчивости в режиме увлажнения различных районов. Автором принят к рассмотрению ранговый коэффициент корреляции [3]

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)},$$

где n — количество рангов, d — разность соответствующих рангов.

Соответствующим рангом в порядке возрастания обозначены 10-летние средние суммы весенне-летних осадков. Коэффициент корреляции указывает на тесноту положительной или отрицательной связи многолетней изменчивости сумм осадков между отдельными районами.

Ввиду определенной направленности данной статьи не будем рассматривать все подсчитанные коэффициенты. Обратим особое внимание на соотношения в ходе осадков тех районов, где путем простых сопоставлений кривых обнаружена тенденция к компенсации.

Район 9 охватывает территорию юга Западной Сибири и Алтайский край, район 2 — территорию Западной Украины. Коэффициент корреляции между ними близок к величине — 0,60, т. е. тенденция к пространственной компенсации вполне очевидна, хотя полученные коэффициенты невелики по абсолютной величине и не претендуют на особую точность вследствие сравнительно коротких рядов наблюдений, когда в среднем было около 6—7 рангов (или около 6—7 десятилетий).

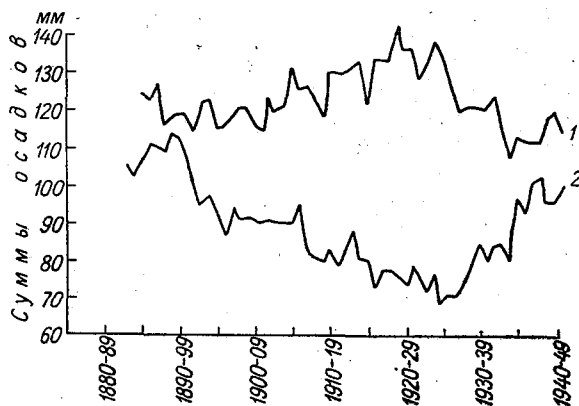


Рис. 3. Изменчивость сумм весенне-летних осадков в Житомире (1) и Барнауле (2).

Связь с общей циркуляцией атмосферы

Констатировать те или иные особенности многолетних колебаний исследуемой характеристики климата было бы недостаточно. Неотложной задачей всех органов Гидрометслужбы является разработка методики долгосрочных и сверхдолгосрочных или климатических прогнозов. В таких прогнозах особенно нуждается сельское хозяйство. В частности, все более актуальной является разработка методики климатических про-

гнозов развития засухообразующих процессов в южных районах нашей территории.

В прогностических целях могли быть использованы те из обнаруженных циклов в многолетней изменчивости увлажнения вегетационного периода, природа которых физически обоснована.

Циклический характер колебаний погодных явлений несомненно обусловлен колебаниями активности циркуляции атмосферы, которая в свою очередь имеет тесную связь с периодичностью солнечной активности.

Для объяснения физической сущности наблюдаемых особенностей в режиме весенне-летнего увлажнения сделаны сопоставления с многолетней изменчивостью повторяемости типов циркуляции атмосферы по

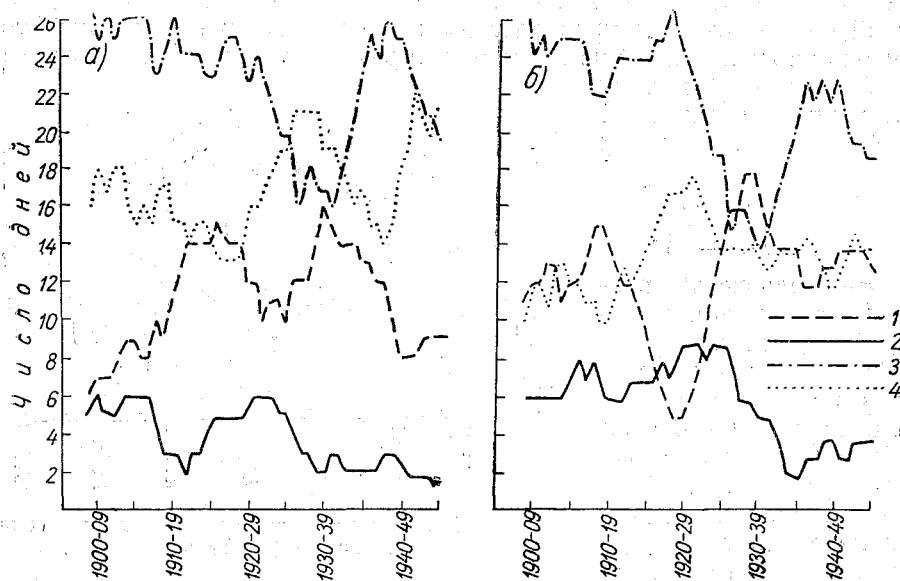


Рис. 4. Изменчивость групп циркуляции атмосферы в весенне-летний период. а — Европейский сектор, б — Западно-Сибирский сектор; 1 — зональный западный перенос, 2 — меридиональные южные вторжения, 3 — меридиональные северные вторжения, 4 — нарушение зональности.

классификации Б. Л. Дзердзеевского [1]. Материалы типизации подвергнуты такой же обработке по скользящим десятилетиям за весенне-летний период.

Метод типизации атмосферных процессов Дзердзеевского имеет то несомненное преимущество, что дает представление о преобладании воздушных потоков в отдельных районах на фоне определенных циркуляционных условий для всего Северного полушария. В качестве основных циркуляционных схем были приняты:

- 1) зональный западный и зональный восточный перенос воздушных масс;
- 2) меридиональные северные и меридиональные южные вторжения;
- 3) нарушение зональности.

Данные о повторяемости основных циркуляционных групп рассмотрены отдельно для Европейского и Западно-Сибирского секторов.

Кривые многолетней изменчивости основных групп атмосферной циркуляции (рис. 4) также не дают представления о систематическом изменении характера циркуляционных процессов в ту или другую сторону. В многолетнем ходе всех рассматриваемых групп циркуляции

обнаружены колебания с более или менее четко выраженными циклами. Средняя продолжительность циклов составляет 15—20 лет.

Из сопоставления кривых многолетней изменчивости типов атмосферной циркуляции с кривыми изменения сумм весенне-летних осадков видно, что группа «меридиональные северные вторжения» и группа «нарушение зональности» влияют на изменение увлажнения в одну и ту же сторону. Результирующее влияние оказывает преобладающий тип. Вследствие этого оказалось удобным рассматривать совместно все типы, входящие в две отмеченные группы. Это объединение физически обосновано, так как арктические вторжения по одному или нескольким направлениям в пределах ограниченного района можно рассматривать лишь как нарушение зональных переносов воздушных масс. В дальнейшем будем называть типы, входящие в две объединенные группы, незональными процессами.

Циклический характер колебаний в изменчивости рассмотренных групп атмосферной циркуляции обнаруживается довольно отчетливо. В Европейском секторе минимальное число дней с незональными процессами было около десятилетий 1915—1924, 1931—1940 гг. и около 50-х годов XX в.; максимальные значения были около десятилетий 1903—1912, 1922—1931, 1942—1951 гг. В Западно-Сибирском секторе минимальное число дней с незональными процессами было около десятилетий 1907—1916, 1925—1934, 1947—1954 гг.; максимальные значения были около десятилетий 1902—1911, 1917—1926, 1937—1946 гг.

Кривые повторяемости зональных процессов имеют два максимума и три минимума. В Европейском секторе максимальная повторяемость зональных процессов была около десятилетий 1909—1918, 1929—1938 гг., минимальная повторяемость — около десятилетий 1904—1913, 1920—1929, 1936—1945 гг. В Западно-Сибирском секторе максимальная повторяемость зональных процессов была около десятилетий 1916—1925, 1930—1939 гг.; минимальная повторяемость имела место в начале рассматриваемого периода и в десятилетия 1925—1934, 1940—1949 гг.

Из сопоставления кривых многолетней изменчивости повторяемости циркуляционных процессов с кривыми изменчивости сумм весенне-летних осадков сделано заключение, что режим осадков вегетационного периода в засушливых районах Европейской и Азиатской территории определяется влиянием групп атмосферных процессов, характеризующих незональные переносы воздушных масс. В подтверждение сказанному приведен рис. 5, где изображены кривые повторяемости незональных процессов и кривые изменчивости сумм осадков в соответствующих районах.

Интересны результаты сопоставления повторяемостей незональных процессов в Европейском и Западно-Сибирском секторах. Как видно на рис. 6, где изображены обе кривые, в Европейском секторе с десятилетия 1904—1913 гг. начался период уменьшения повторяемости незональных процессов, а в Западно-Сибирском секторе с десятилетия 1906—1915 гг., напротив, начался период увеличения повторяемости незональных процессов. В десятилетие 1915—1924 гг. в Европейском секторе было минимальное значение, а в Западно-Сибирском максимальное значение числа дней с незональными процессами. Вновь начавшийся с десятилетия 1915—1924 гг. период повышения кривой повторяемости в Европейском секторе соответствует времени уменьшения повторяемости в Западно-Сибирском секторе. Очередной максимум повторяемости в Европе был в десятилетие 1922—1931 гг., а в Западной Сибири в десятилетие 1925—1934 гг. был очередной минимум.

Вследствие различной интенсивности происходящих процессов в Европе и Западной Сибири около 30-х годов XX в. очередной макси-

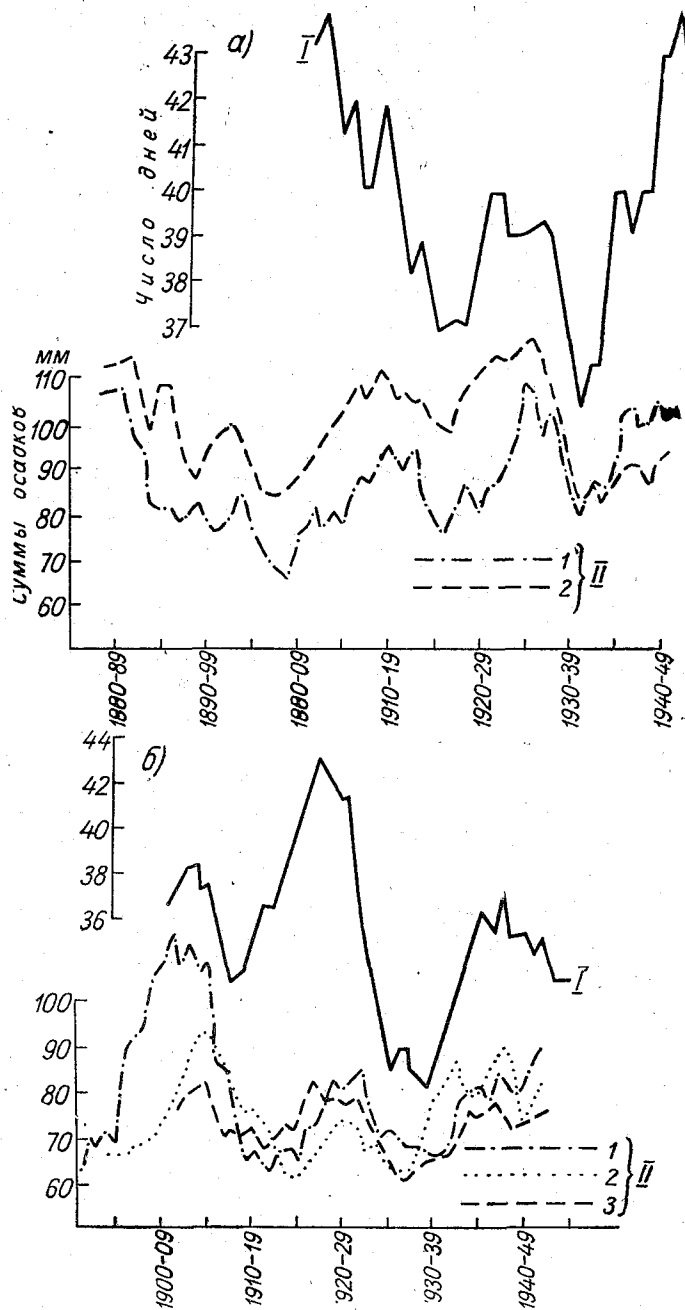


Рис. 5. Изменчивость за весенне-летний период сумм осадков (II) и групп атмосферной циркуляции (I), характеризующих незональные переносы.
 а — Европейский сектор: 1 — Октябрьский Городок, 2 — Земетчино;
 б — Западно-Сибирский сектор: 1 — Петропавловск, 2 — Новосибирск, 3 — Кокчетав.

мум повторяемости незональных процессов в Западно-Сибирском секторе отмечался в десятилетие 1936—1945 гг., т. е. на 5 лет позже минимального значения повторяемости в Европе (десятилетие 1931—1940 гг.). После указанных десятилетий соотношения в ходе кривых вновь противоположны: понижение повторяемости в Западной Сибири соответствует повышению кривой в Европе.

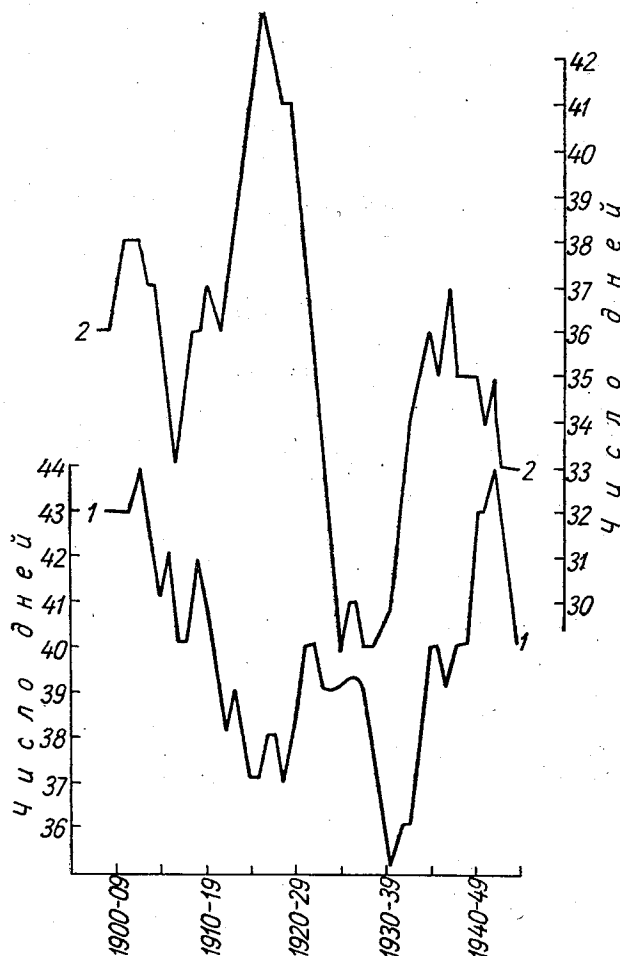


Рис. 6. Изменчивость незональных процессов в Европейском (1) и Западно-Сибирском (2) секторах.

Таким образом, на рис. 6 видно, что тенденция противоположного хода осадков в Европе и Западной Сибири обусловлена подобными же соотношениями в повторяемости типов атмосферной циркуляции, обуславливающих режим увлажнения этих территорий. Экстремальные значения повторяемости незональных процессов в Западно-Сибирском секторе или соответствует экстремумам противоположного знака в Европейском секторе (десятилетия 1915—1924, 1925—1934 гг.), или отмечаются на несколько лет (до 5) позже экстремума противоположного знака в Европейском секторе (что наблюдалось после 30-х годов XX в).

Выводы

1. Изменчивость сумм весенне-летних осадков хорошо согласуется с изменчивостью барико-циркуляционного режима отдельных районов.
2. Изменчивость типов атмосферной циркуляции, как и изменчивость сумм весенне-летних осадков, представляет собой циклические колебания средней продолжительностью 15—20 лет.
3. Режим увлажнения вегетационного периода в засушливых районах Европейской и Азиатской территории обусловлен влиянием типов, характеризующих нарушение зональных западных переносов: повышение повторяемости незональных процессов приводит к увеличению сумм осадков или наблюдаются обратные соотношения.
4. Между Европейскими и Западно-Сибирскими районами существует тенденция противоположного хода повторяемости незональных процессов, вследствие чего наблюдается тенденция компенсационных соотношений в ходе осадков этих же районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзердзеевский Б. Л. Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. В кн. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат. 1956.
2. Обухов В. М. Урожайность и метеорологические факторы. Госпланиздат. М. 1949.
3. Романовский В. И. Математическая статистика. ГОНТИ НКТП СССР. 1938.
4. Шнитников А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от колебания климата. Труды лаборатории озероведения АН СССР, т. 1. 1950.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Левин А. Г., Мячиков В. Д. О ветровом перераспределении осадков в атмосфере	3
Клюкин Н. К., Мельникова Т. В. К вопросу об измерении осадков	16
Руднева А. В. К вопросу о зависимости величины отложения льда на про- водах от рельефа	25
Панфилов Я. Д. В защиту учения о конструкциях лесонасаждений	30
Шехтман П. Б. Влияние большого города на температуру, влажность воздуха и осадки	48
Михель В. М. Изменчивость высоты нижней границы облаков нижнего яруса	59
Дроздов О. А. О скорости проноса влаги над заданной территорией	69
Григорьева А. С. Соотношение среднего и турбулентного переносов влаги над Европейской территорией СССР	73
Воробьева Е. В. Опыт комплексного использования характеристик формы и интенсивности циркуляции для прогноза месячных аномалий темпе- ратуры	96
Дугинов В. И. Изменения климата на территории Центрально-Черноземных областей	111
Никольский К. Н. Образование частных циклонов над южными районами Красноярского края	125
Агафонова С. М. Изменчивость сумм осадков весенне-летнего периода по засушливым районам Европейской и Азиатской территории СССР в связи с изменчивостью элементов общей циркуляции атмосферы	133

Редактор *Т. В. Ушакова*

Техн. редактор *М. Я. Флаум*

Корректоры: *В. В. Мамедова* и *Н. И. Оршер*

Сдано в набор 15/XII 1959 г.

Подписано к печати 4/V 1960 г.

Бумага 70×108¹/₁₆

Бум. л. 4,5.

Печ. л. 12,33.

Уч.-изд. л. 11,71.

Тираж 1000 экз.

М-28734.

Индекс МЛ-22.

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 443

Цена 8 руб. 20 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза
Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО**

**Отдел распространения
Ленинград, В-53, 2-я линия, дом № 23**

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ

Монографии

- Архангельский В. Л. Влияние Сихотэ-Алиня на синоптические процессы. 1959 г. цена 6 р. 70 к.
Климат Казахстана под ред. Утешева А. С. 1960 г. Ц. 16 р. 85 к.
Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. 1959 г. цена 8 р. 20 к.
Уланова Е. С. Методы агрометеорологических прогнозов. 1959 г. цена 11 р. 30 к.
Усольцев В. А. Измерение влажности воздуха. 1959 г. ц. 7 р. 25 к.

Труды Главной геофизической обсерватории

- Вып. 86, под ред. З. И. Пивоваровой. Методика метеорологических наблюдений. 1958 г. Ц. 3 р. 25 к.
Вып. 89, под ред. Вительса Л. А. Вопросы синоптической климатологии и гелио-геофизики. 1959 г. Ц. 5 р. 10 к.
Вып. 92, под ред. М. И. Будыко. Тепловой баланс земной поверхности. 1960 г. Ц. 7 р. 50 к.
Вып. 93, под ред. Е. С. Селезневой. Вопросы физики атмосферы. 1960 г. Ц. 6 р. 70 к.
Вып. 94, под ред. Д. Л. Лайхтмана. Вопросы физики приземного слоя воздуха. Ц. 11 р.
Вып. 99, под ред. М. Е. Швеца и М. И. Юдина. Вопросы численного прогноза. 1960 г. Ц. 9 р. 40 к.

Труды Центрального института прогнозов

- Вып. 95, под ред. А. И. Самойлова. Вопросы синоптической метеорологии. 1960 г. Ц. 3 р. 10 к.
Вып. 96, под ред. А. Н. Важнова. Вопросы прогноза стока. 1960 г. Ц. 8 р. 55 к.

*Труды Среднеазиатского научно-исследовательского
гидрометеорологического института*

- Вып. 1/16, под ред. В. А. Бугаева и М. А. Петросянца. Синоптическая метеорология. 1960 г. Ц. 11 р. 40 к.

*Заказы на книги просим направлять в магазины местных
Книготоргов.*

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

