

СС
Т 78

ПРОЗЕРНО
1960 г.

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

ВЫПУСК 64 (126)

МЕТОДЫ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ

Под редакцией
канд. географ. наук Т. В. ПОКРОВСКОЙ

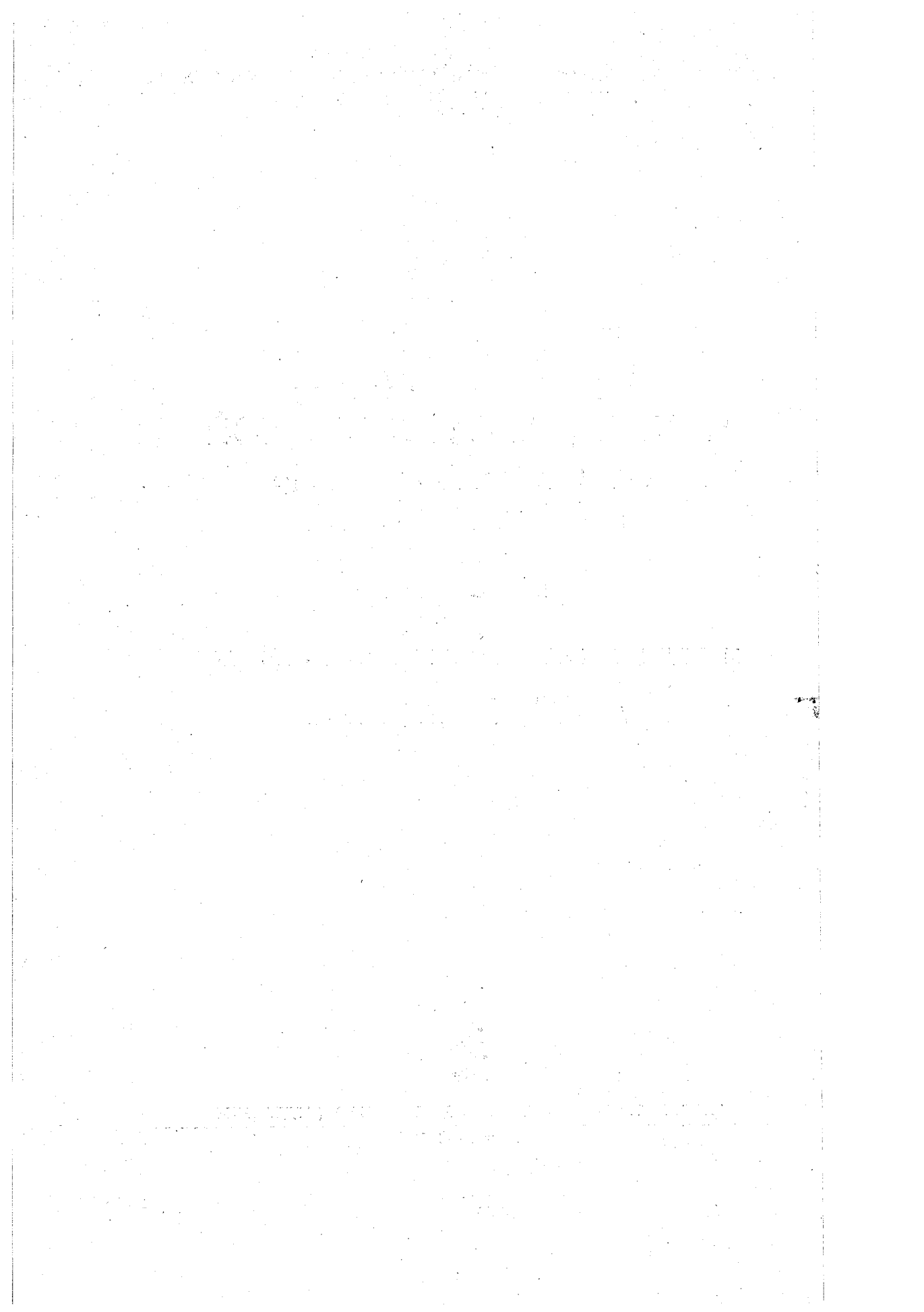
1200071

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО (ОТДЕЛЕНИЕ)

Москва — 1956



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник содержит ряд статей по вопросам первичной и климатологической обработки метеорологических и аэрологических наблюдений. Постановка и разрешение рассмотренных методических вопросов были связаны в основном с проведением ряда крупных климатологических и аэроклиматологических работ в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО).

В статье Р. Ф. Сохриной излагаются методические результаты обработки данных по сильному ветру, представившей весьма значительные трудности в связи с несовершенством наблюдений по флюгеру. В статье, в частности, обращается внимание на большое значение интервала осреднения скоростей в практике обработки и при обслуживании авиации. При анализе материала преследовались тесная увязка климатических данных с физико-географическими характеристиками и комплексность оценки метеорологических элементов (эти же установки положены в основу и заметки Т. В. Покровской, касающейся общих вопросов климатологического картографирования). Р. Ф. Сохрина приводит также карты сильных ветров, имеющие значение в общеклиматологическом отношении и для обслуживания запросов практики.

Статья «К методике учета и картографирования осадков» составлена гидрометеорологами, работающими на периферии, и посвящена задаче оценки и использования наблюдений по осадкам для конкретных условий одного из горных районов Азиатской части СССР. В работах ГГО уже дано общее решение задачи о соотношении результатов наблюдений по осадкомеру и по дождемеру. Вместе с тем в отдельных районах со специфическими условиями климата возможны определенные особенности в этих соотношениях, ввиду чего опубликование материалов, подобных представленным А. Г. Левиным и В. Д. Мячиковым, весьма целесообразно при дальнейшем обсуждении этого вопроса. Представляют интерес также данные по вертикальному распределению осадков, полученные авторами, как и остальные выводы, на основании наблюдений специальной сети наблюдательных постов.

Статья Г. Л. Гакен содержит обзор состояния наблюдений по влажности воздуха, сделанный на основании анализа материала наблюдений и литературных источников, основной список которых приложен к работе. Даются рекомендации некоторых улучшений методики наблюдений и критического просмотра данных, исходя из существующей в настоящее время на сети аппаратуры, поскольку кардинального решения вопрос о приборах для измерения влажности еще не получил. В статье приводятся также данные по режиму влажности в высокогорных местностях с целью общей ориентировки при критическом просмотре материалов. Работа выполнена в плановом порядке в Методическом отделе ГГО.

Работа Н. Ф. Накоренко и Ф. Г. Токарь посвящена одному из важнейших вопросов аэроклиматологии — сравнительной оценке различных способов наблюдений и обработки данных по ветру. Располагая ценными материалами радиопилотных наблюдений, авторы провели весьма обстоятельную разработку и подтвердили превосходство обработки методом разностей по сравнению с простым подсчетом. Вместе с тем показано, что при условии систематического выпуска шаров-пилотов можно получить в общем правильную картину ветрового режима, несмотря на быстрое убывание числа наблюдений с высотой. Показано, в частности, что ветер за облаками не имеет тенденции особенно быстро возрастать по сравнению с безоблачными днями. Полученные результаты, конечно, нельзя трактовать как довод в пользу достаточности одних только обычных шаропилотных наблюдений без применения радиолокации.

Две статьи В. М. Михеля интересны в отношении наиболее полного использования метода шаров-пилотов с одного пункта с тем, чтобы из этих наблюдений было бы извлечено все, что они могут дать, притом с максимальной точностью, как в отношении данных по ветру, так и по высоте облачности. Результаты, полученные при расчете поправок на табличные скорости шаров-пилотов, хорошо увязываются с характеристиками соответствующих условий погоды.

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ КАРТ ЧИСЛА ДНЕЙ С СИЛЬНЫМ ВЕТРОМ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СОЮЗА И РАЙОНОВ ОСВОЕНИЯ ЦЕЛИННЫХ И ЗАЛЕЖНЫХ ЗЕМЕЛЬ

Под бурным (сильным) ветром понимается ветер, скорость которого достигает или превышает 15 м/сек в среднем за 2-минутный промежуток времени (независимо от того, отмечен ли такой ветер в сроки наблюдений или между сроками).

Сильные ветры почти ежегодно наносят большой ущерб народному хозяйству. Так, например, в Казахстане в районе метеорологической станции Федоровский зерносовхоз 24/IV 1948 г. сильным ветром накренило здание и были свалены телеграфные столбы. В Кокчетаве в 1941 г. сильная буря длилась в течение 2 дней с 8 час. утра 25/IV по 26/IV. В результате этой бури пострадали посевы и на 100% выдуло 170 га пшеницы и 64 га овса. Подобных примеров можно привести много.

В связи с указанным важно выявить те районы, где сильные ветры наиболее часто повторяются. Данные по этому элементу вообще представляют интерес для различного рода строительных организаций, авиации, сельского хозяйства, железнодорожного транспорта и т. д.

Материал по числу дней с сильным ветром обрабатывался специально местными Управлениями гидрометслужбы под руководством отдела климатологии Главной геофизической обсерватории (ГГО), где произведен картографический анализ всех поступивших данных.

Вследствие плохого качества наблюдений над сильным ветром анализ данных указанного элемента представляет большие трудности. Неоднородность рядов наблюдений и несравнимость данных может быть вызвана несколькими причинами, в зависимости от которых использовалась та или иная часть ряда.

1. Нарушение однородности ряда из-за переноса станции. Если станция до ее переноса находилась в более защищенных условиях, а затем была перенесена в более открытое место (или обратно), в сводную таблицу помещаются данные за два периода, как две самостоятельные станции.

2. Нарушение однородности ряда из-за плохого качества наблюдений над сильным ветром. Если неоднородность ряда вызвана сменой наблюдателей, в таблицу помещаются лишь те данные, которые являются более характерными для окружающего района. В этом случае следует обращать особое внимание на описание местоположения станции.

3. Завышенное число дней с сильным ветром отмечается на станциях, где флюгеры были установлены на крышах зданий, а

также на больших высотах (25—30 м) над поверхностью земли. Пониженное число сильных ветров отмечается на станциях, расположенных в поселках. В вышеуказанных случаях данные таких станций оставались в сводных таблицах, но при проведении изолиний на картах они не принимались во внимание.

4. Резкое уменьшение числа дней с сильным ветром имеет место на станциях, где наблюдатели отмечали сильный ветер только в сроки наблюдений, а между сроками наблюдений не производили.

5. С 1936 года, а в некоторых Управлениях гидрометслужбы с 1940 года появились специфические завышения скоростей ветра на станциях, привлеченных к подаче штормовых предупреждений и обслуживанию авиации. На некоторых таких станциях повторяемость больших скоростей ветра росла с увеличением количества полетов. Резкое увеличение числа сильных ветров на станциях АМСГ вызвано тем, что в большинстве случаев наблюдатели на таких станциях отмечают не среднюю скорость ветра за 2-минутный промежуток времени, как это полагается по инструкции, а отмечают крайнее высшее положение доски флюгера за более короткий интервал осреднения.

При современном состоянии авиации, когда скорости полета самолетов чрезвычайно велики, данные по средней скорости ветра за 2-минутный интервал времени представляют действительно мало интереса при авиаобслуживании. Большее значение будут иметь данные по скоростям ветра за более короткие интервалы и даже по отдельным порывам ветра.

Для учета этих скоростей и вместе с тем в целях сохранения однородности рядов наблюдений на станциях АМСГ Т. В. Покровская считает целесообразным поместить в таблицах основных наблюдений (ТМ-1) две графы: 1) осредненная скорость ветра за 2-минутный интервал и 2) максимальная скорость ветра при отдельных порывах.

В среднем станции АМСГ отмечают в 3 раза больше сильных ветров, чем остальные станции. Это соотношение между повторяемостями сильных ветров, полученными при различных интервалах осреднения, подтверждается также наблюдениями анеморумбографа по ст. Воейково. Нами были просмотрены данные анеморумбографа за март 1952—1954 гг. отдельно по максимальным порывам ветра и отдельно за 1—2-минутный промежуток времени. В результате получились 32 дня с сильным ветром, отмеченным по максимальным порывам, и 12 дней по средней скорости ветра. Ввиду такой несравнимости данные станций, обслуживающих авиацию, в подавляющем большинстве случаев не были использованы и ниже не приводятся.

Анализ цифрового материала проводился с учетом описания местоположения станций, а также принимались во внимание и другие показатели скорости ветра: средние скорости, повторяемость скоростей 11—15 м/сек. и ≥ 15 м/сек., максимальные скорости, а также данные числа дней с метелью. Особое внимание уделялось рельефу местности и, кроме того учитывалась карта растительности. Для горных районов была сделана попытка построения графиков зависимости числа дней с сильным ветром от высоты станций над уровнем моря, но, к сожалению, основная сеть станций в горах расположена в защищенных от ветра местах и поэтому в большинстве случаев не отмечается увеличения числа сильных ветров с высотой.

Так, например, ст. Голец Подлунный (Кузнецкий Ала-Тау) и Черголанды (Тувинская авт. обл.) расположены почти на одинаковых высотах, но число сильных ветров на них значительно различается. Первая станция, расположенная открыто на вершине горы Голец Подлунный на высоте 1312 м над уровнем моря, отмечает 108 дней, а ст. Черголанды, находя-

щаяся в горной долине на высоте 1280 м над уровнем моря, отмечает всего лишь 5 дней с сильным ветром за год.

На графиках зависимости числа дней с сильным ветром от высоты по территории Казахстана видно, что станции, расположенные на высотах свыше 3000 м над уровнем моря, отмечают такое же количество сильных ветров, как и станции с высотами около 400 м. Это также связано с положением высокогорных станций в этом районе, которые расположены в основном в горных долинах.

В горах число дней с сильным ветром даже на близко расположенных станциях сильно различается в зависимости от степени защищенности того или иного пункта и высоты его над уровнем моря. Поэтому для горных районов при построении карт проведение изолиний числа дней с сильным ветром было бы нецелесообразно.

Изолинии на картах для рассматриваемой нами территории в большинстве случаев проводились по данным станций, расположенных в более открытых условиях. В основном изолинии проведены через 10 дней, а в местах, где сильный ветер представляет редкое явление (в лесистых районах) — через 5 дней. Отдельные пункты с большим числом дней с сильным ветром (Таганай, гора, Голец, Подлунный) целесообразно отмечать на картах кружком с указанием годовой величины числа дней с сильным ветром.

На основании картографического анализа выявляется прежде всего определенная зависимость числа дней с сильным ветром от условий атмосферной циркуляции и от физико-географических особенностей крупного масштаба. Имеющиеся на картах сравнительно мелкие пятна с увеличенной или уменьшенной повторяемостью сильных ветров образованы благодаря взаимодействию условий циркуляции с физико-географическими особенностями менее крупного масштаба (например, увеличение числа сильных ветров в долине среднего течения Волги).

Произведенная для ряда случаев проверка показала, что эти пятна не связаны с узко местными условиями защищенности и открытости местоположения тех или иных отдельных станций. Вместе с тем следует отметить, что местные условия создают в отдельных пунктах отклонения числа дней с сильным ветром по сравнению с тем, которое показано на картах изолиниями.

Для подтверждения сказанного, по рекомендации О. А. Дроздова, для отдельных пятен малого и большого числа дней с сильным ветром было произведено сопоставление данных по ветру с классами станций по В. Ю. Милевскому [1]. Приводим пример (табл. 1). Из таблицы видно, что станции с малым числом дней с сильным ветром в некоторых случаях имеют даже более высокий класс, чем те станции, где число сильных ветров за год почти в два раза больше. Это говорит о том, что в данном случае пятно малого числа дней с сильным ветром не связано с узко местными условиями.

Кроме того, по рекомендации Т. В. Покровской были сделаны сопоставления данных числа дней с сильным ветром также и с другими метеорологическими элементами (табл. 2). При этом исходили из тех предположений, что сильные ветры должны вызывать хороший обмен воздуха между приземными и более высокими слоями, отсутствие же сильных ветров связано с застоем воздуха.

Ниже приводятся отдельные примеры такого сопоставления.

На карте числа дней с сильным ветром в этом районе дается увеличение числа сильных ветров, что видно по сравнению данных Горького с Симбилеем и Красными Баками, расположенными за пределами долины. Как видно из табл. 2, несмотря на то, что класс у всех трех станций одинаковый, число дней с сильным ветром, годовая амплитуда температуры,

Таблица 1

Сравнение числа дней с сильным ветром с классами станций

№ п/п.	Название станций	Число дней с сильным ветром за год	Класс станций по Милевскому	Примечание
1	Карачев	18	6 ^б	Станции 1—6 расположены <i>вне</i> пятна с малым числом дней с сильным ветром
2	Почеп	12	7 ^б	
3	Унеча	14	4 ^б	
4	Рыльск	15	5 ^б	
5	Ромны	13	5 ^б	
6	Чернигов	12	5 ^б	
7	Навля	6	6 ^б	Станции 7—11 расположены <i>внутри</i> пятна малого числа дней с сильным ветром
8	Семеновка	9	5 ^б	
9	Глухов	8	6 ^б	
10	Конотоп	7	5 ^б	
11	Лохвица	8	7 ^а	

Таблица 2

Сравнение числа дней с сильным ветром с классами станций и отдельными метеорологическими элементами
(Долина Волги выше впадения Оки)

Сравниваемые элементы	Горький H=158 м	Симбилий H=110 м	Красные Баки H=128 м
Число дней с сильным ветром за год	21	10	6
Класс станций по Милевскому	7 ^а	7 ^а	7 ^а
Годовая амплитуда температуры за сутки (средний минимум и температура в 13 час.)	5,8	7,2	6,7
Число дней с безморозным периодом за год	144	134	135
Абсолютная влажность за год (мб)	7,2	7,5	7,3
Сумма осадков за год (мм)	548	468	539
Число дней с метелью за год	32	—	23

а также и другие метеорологические элементы заметно различаются между собой. С увеличением числа сильных ветров (в долине Волги) уменьшаются годовая амплитуда температуры и абсолютная влажность воздуха, увеличивается число дней с безморозным периодом и число дней с метелью. Интересно отметить, что на ст. Горький наблюдается наибольшая сумма осадков, однако абсолютная влажность при этом падает. Это явление связано, повидимому, с тем, что сильные ветры, характерные для долины Волги, способствуют быстрому переносу водяного пара в более высокие слои воздуха.

Аналогичный результат для Азиатской части Союза показывает сравнение данных ст. Караганда и Долинское (табл. 3).

Таблица 3

Сравнение числа дней с сильным ветром с отдельными метеорологическими элементами по станциям Караганда и Долинское

Сравниваемые элементы	Караганда H=537 м	Долинское H=475 м
Число дней с сильным ветром за год	42	21
Годовая амплитуда температуры за сутки (в градусах)	8,8	11,2
Число дней с безморозным периодом за год	129	112
Абсолютная влажность (мб)	5,9	5,9
Сумма осадков за год (мм)	313	278
Число дней с метелью за год	32	26

Как видно из таблицы, и в этом случае все климатические данные подтверждают реальность большого числа дней с сильным ветром на ст. Караганда. Несмотря на меньшее количество осадков влагосодержание в нижнем слое в районе Долинского такое же как в Караганде, очевидно, за счет более слабого обмена воздуха.

При расчерчивании карты данные ряда станций не были нами приняты во внимание, так как число дней с сильным ветром представлялось заниженным или завышенным. Последующая проверка для ряда случаев подтвердила правильность исключения данных по сильному ветру, так как значениями других климатических элементов эти данные не подтвердились (табл. 4).

Таблица 4

Сравнение числа дней с сильным ветром с отдельными метеорологическими элементами по станциям Барабинск, Еланское и Татарск

Сравниваемые элементы	Барабинск H=120 м	Еланское H=111 м	Татарск H=112 м
Число дней с сильным ветром за год	33	15	40
Годовая амплитуда температуры за сутки (в градусах)	8,5	9,1	9,7
Число дней с безморозным периодом за год	124	107	117
Абсолютная влажность (мб)	6,5	6,6	6,6
Сумма осадков за год (мм)	374	314	356
Число дней с метелью за год	44	27	30

Как видно из табл. 4, число дней с сильным ветром на ст. Татарск по сравнению с окружающими станциями завышено. Судя по другим метеорологическим элементам, число сильных ветров на этой станции должно быть около 20—25 дней за год (при расчерчивании карты данные ст. Татарск не принимались во внимание на основании анализа одних только данных по ветру).

Из вышеуказанных примеров видно, что при анализе данных сильных ветров нельзя исходить только из учета класса защищенности станции, так как классом выражается только ближайшая видимая окрестность. Особенности же ландшафта более крупного масштаба приводят к общему различию всего климатического режима, хорошо согласованному для различных элементов.

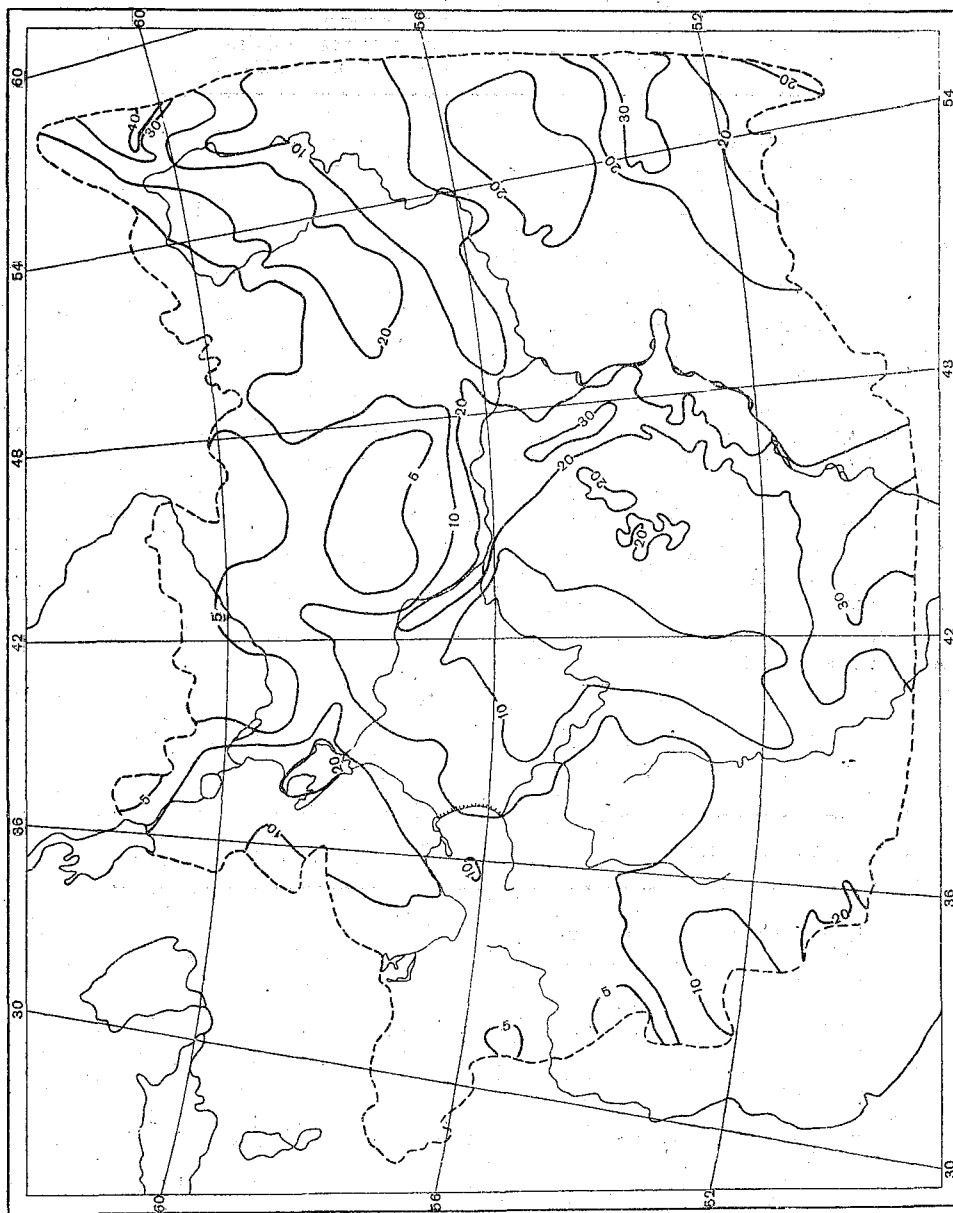


Рис. 1. Число дней с сильным ветром. Центральные области Европейской части Союза ССР. Год.

Ниже дается краткое описание распределения сильных ветров в Центральных областях Европейской части Союза и районов освоения целинных и залежных земель (рис. 1, рис. 2).

Наибольшее число дней с сильным ветром в Центральных областях Европейской территории Союза ССР наблюдается в предгорьях Северного Урала и к северу от Общего Сырта (в среднем 30 и более дней за год).

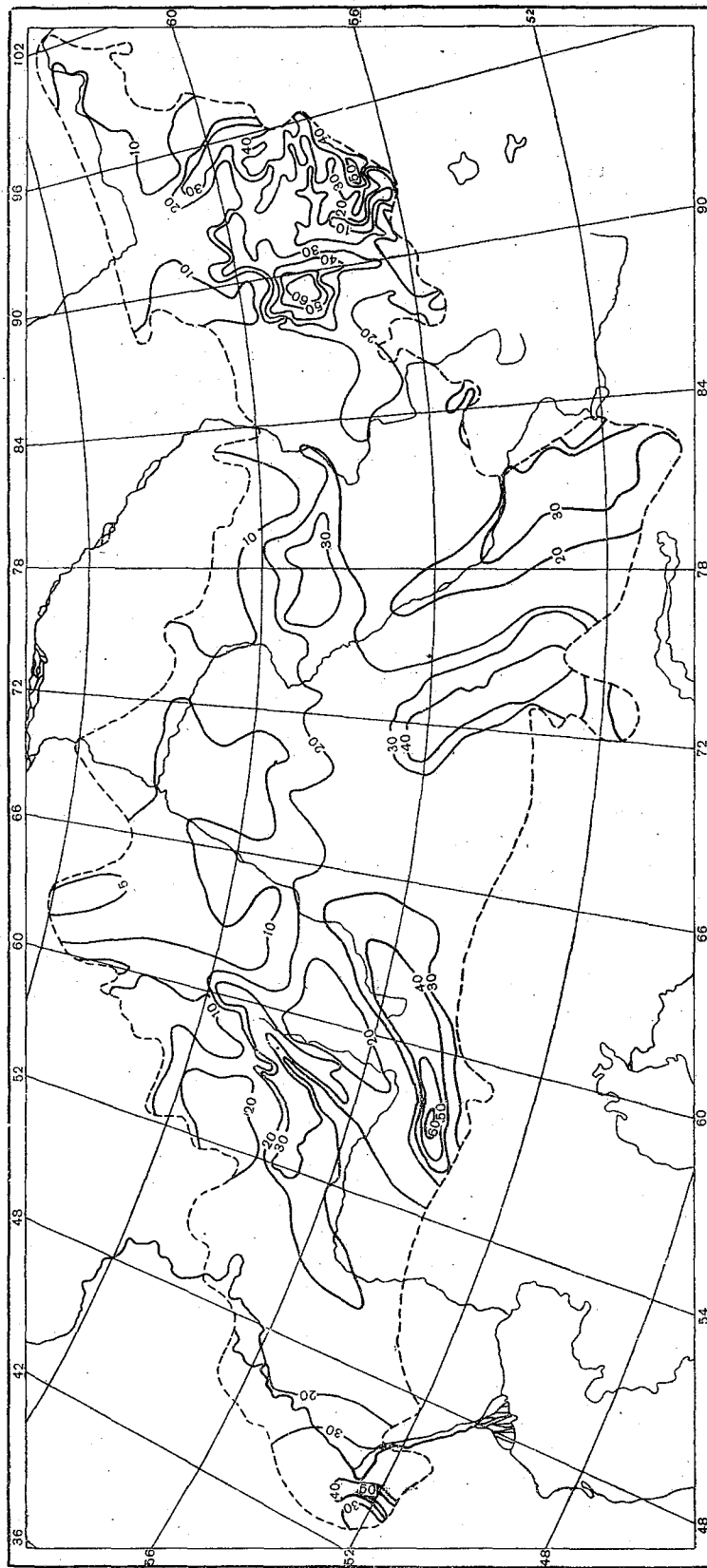


Рис. 2. Число дней с сильным ветром. Районы освоения целинных и залежных земель. Год.

На Приволжской возвышенности число дней с сильным ветром несколько меньше (20—30 дней за год). Наименьшее число дней с сильным ветром (менее 5 дней за год) наблюдается в зоне хвойных лесов, к северу от Горького в бассейне р. Ветлуги и далее в районе Северных увалов. В Мещерской низине и Окско-Донской низменности число сильных ветров также невелико (меньше 10 дней за год). На Валдайской возвышенности, Смоленско-Московской гряде, а также Средне-Русской возвышенности не отмечается увеличения числа сильных ветров. Среднее годовое число в этих районах не превышает 10 дней, что, повидимому, связано с большой лесистостью местности, а также с изрезанностью рельефа.

Сильные ветры на рассматриваемой территории в течение года распределяются довольно равномерно, но все же наибольшее их количество приходится на весну и осень.

В районах освоения целинных и залежных земель и на окружающих горных возвышенностях наибольшее число дней с сильным ветром отмечается на открыто расположенных местах хребта Кузнецкого Ала-Тау (от 30 до 60 дней в году и более). В Западных и Восточных Саянах число сильных ветров лишь немногим меньше (30—50 дней за год). В Минусинской котловине это число также велико (40—50 дней за год). Наименьшее число дней с сильным ветром наблюдается на юге Западно-Сибирской низменности (10—20 дней, а местами и менее 10 за год); в Барабинской степи, в районе озера Чаны, оно возрастает до 30 дней.

На севере Казахской складчатой страны, в районах Караганды и Семипалатинска, число дней с сильным ветром колеблется от 20 до 40 дней за год. На Южном Урале, в Тургайской столовой стране и в районе Общего Сырта число сильных ветров несколько меньше (20—30 дней за год), а в районе Актюбинска число дней с сильным ветром возрастает до 50—60 дней за год.

В районах освоения целинных и залежных земель сильные ветры чаще всего бывают в мае, апреле и марте; реже всего летом (в июне и августе).

При пользовании приведенными картами следует иметь в виду, что местные условия создают в отдельных пунктах отклонения числа дней с сильным ветром по сравнению с тем, которое показано изолиниями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Программа климатического описания СССР и методические указания к ней. Гидрометеиздат. Л. 1950.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ПОСТРОЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ КАРТ

Одним из наиболее важных вопросов, встающих при построении и использовании климатических карт, является вопрос о степени их детализации. В настоящее время, в зависимости от масштаба карт, от степени изученности того или другого элемента, от характера связи его численных значений с особенностями ландшафта и от подхода различных авторов, встречаются все градации детализирования карт, начиная от крайне сглаженных, проведенных через большие интервалы изолиний элементов радиационного и теплового балансов [2], до подробно разработанных карт таких элементов как атмосферные осадки или температура воздуха [4].

Карты последнего рода довольно часто возбуждают сомнение, поскольку принятая детализация представляется недостаточно обоснованной. В то же время, чем больше детализация, тем лучше отражают изолинии формирование климатического режима в связи с особенностями ландшафта, тем более повышается научная и практическая ценность карт.

Представляет интерес поэтому анализ даже отдельных случаев построения детальных климатических карт. Примером таковых служат карты годового количества осадков для центральных районов Европейской части Союза ССР в масштабе 1 : 1 500 000, построенные О. А. Дроздовым. Вырезка из такой карты воспроизводится на рис. 1. Карта построена по данным климатологического справочника.

Обращает на себя внимание характерное начертание изогий, которые в основном следуют изогипсам — расположению долин и водоразделов, хотя пересеченность местности является слабой, и относительное превышение водоразделов составляет всего 25—100 м, ширина же долин заключается в пределах от нескольких километров до десятков километров. Это соответствие изогий рельефу исключительно четко выступает при нанесении данных на гипсометрическую основу с горизонталями через 25—50 м, на которой и были построены карты. Превышение количества осадков на водоразделах по сравнению с долинами доходит до 50—100 мм, что составляет 20% годовой суммы и является практически значимой величиной. Принцип подобного учета рельефа на данной карте проведен автором в общем последовательно. Очевидно, что без руководства этим принципом, при формальном соединении соседних точек с близкими значениями количества осадков, получилось бы совершенно иное начертание изогий, не вскрывающее связи осадков с рельефом.

Ввиду методического и практического значения вопроса нами была произведена проверка правильности проведения изолиний, для чего были использованы данные вновь открытых станций, не вошедших в климатологический справочник (табл. 1). Нанесение годовых количеств осадков для вновь появившихся 28 станций показало прежде всего, что значительная часть новых данных не укладывается в систему изогий, проведенных

автором. Вместе с тем, новые данные весьма хорошо согласуются с рельефом местности, подтверждая тем самым принятый О. А. Дроздовым принцип построения карт и указывая на то, что этот принцип можно было бы проводить еще более последовательно.

Число окончательно «неуложившихся» станций (11%) весьма невелико для такого изменчивого элемента как осадки.

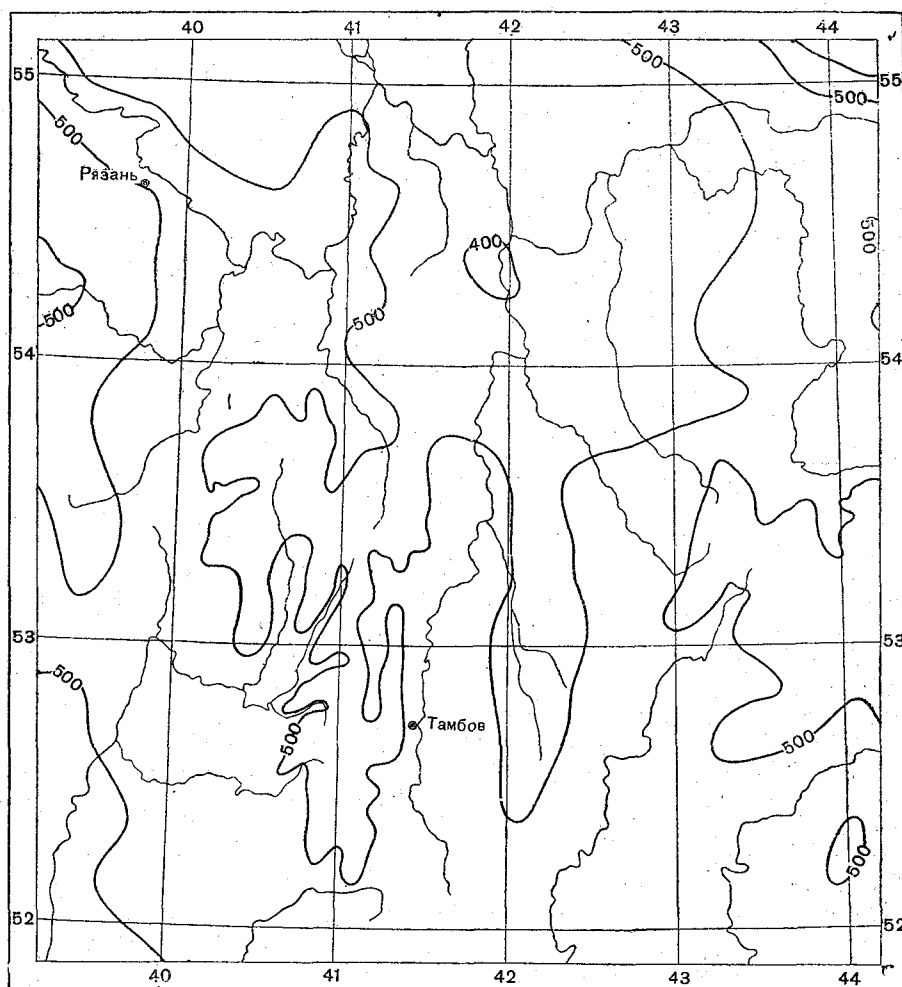


Рис. 1. Распределение годовых сумм осадков (по О. А. Дроздову) в слабо-пересеченной местности.

Таблица 1

Число станций, данные которых согласуются с изолиниями и с рельефом

Характеристика наблюдаемых данных станций	Число станций	Проценты
Согласуются с изолиниями	19	68
Не согласуются	9	32
Согласуются с рельефом (из 9 станций)	6	21
Не согласуются ни с изолиниями, ни с рельефом	3	11

На этом примере мы хотели показать важность и плодотворность изучения связи распределения метеорологических элементов с особенностями ландшафта. Большое значение при этом имеет, естественно, объяснение получающихся закономерностей. Так, возникает вопрос, каким образом указанные небольшие поднятия и понижения рельефа могут столь существенно воздействовать на количество осадков. Ответ находим в теоретических исследованиях линий тока над препятствием [3].

Согласно этим исследованиям поднятие переносимого воздуха происходит в значительном слое атмосферы, существенно превосходящем высоту неровности рельефа. Тем самым становится ясной и возможность добавочной конденсации влаги над невысокими (но достаточно протяженными) неровностями рельефа.

Естественно, что увеличение осадков над самими возвышенностями не является единственной причиной пестроты в распределении осадков. В определенных районах происходит увеличение осадков уже перед возвышенностями, благодаря «предвосхождению» [1, гл. VI].

При дальнейшей детализации карт встает также вопрос (еще мало разработанный) о влиянии ветрового поля на уже сконденсировавшиеся осадки во время их падения до земли [7, 9]. Результаты специальных наблюдений и теоретические расчеты [6] показывают, что при изменении скорости ветра от 4 до 16 м/сек. относительное количество осадков, выпадающих из кучеволивневых облаков, по измерениям в определенном пункте менялось от 1,0 до 0,2 (здесь взято отношение количества осадков при наименьшей и наибольшей скорости ветра). Причина, очевидно, заключается в том, что малоподвижная влагонесущая воздушная масса орошает непосредственно лежащую под ней площадь, а быстродвижущаяся масса проливает те же осадки на значительное пространство. Совершенно бесспорно, что теоретические расчеты методами гидродинамики и анализ климатических данных могут в подобных исследованиях существенно дополнить друг друга.

Весьма большое значение приобретают выводы авторов, хорошо знающих свой край и представляющих практическую важность конкретных особенностей гидрометеорологического режима. В качестве примера можно указать на статью С. И. Костина [5] по вопросу влияния леса на осадки или А. Н. Раевского о связи интенсивности гололеда с рельефом мало пересеченной местности [8] и многие другие.

Все указанные соображения имели целью подтвердить правильность общей установки на построение детальных климатических карт.

Большое значение при построении климатических карт любого масштаба и любой детализации имеет также принцип комплексности, т. е. сопоставление распределения различных элементов между собой. Иногда здесь обнаруживаются интересные, с первого взгляда неочевидные, но далеко идущие соответствия. Так для одного из районов северо-восточной Сибири (долина реки), для которого характерны местные зимние туманы в населенных пунктах, получается тесная связь между числом дней с туманом и средней температурой на той же станции. Эта зависимость показана на рис. 2 и говорит о том, что развитие туманов определяется почти исключительно степенью выхолаживания воздуха (при наличии ядер конденсации и водяного пара, поступающего в атмосферу в результате топки печей). Этот случай иллюстрирует необходимость предварительного климатологического анализа данных, в смысле отбора действительно надежных, доброкачественных наблюдений. Если бы мы воспользовались данными, не прошедшими такого отбора, то не смогли бы обнаружить полученной связи или во всяком случае она получилась бы сильно искаженной. Число подобных примеров можно было бы умножить.

Комплексный подход необходим не только при построении, но и при

трактовке карт. Так, при передаче рассматривавшихся здесь карт для использования на практике недостаточно было бы указать только на повышение или понижение сумм осадков в определенных условиях местности, поскольку сток действует в обратную сторону: выпавшая влага стекает с возвышенностей и застаивается в низинах, что способствует заболачиванию низин при относительно малом количестве осадков в этих формах рельефа.

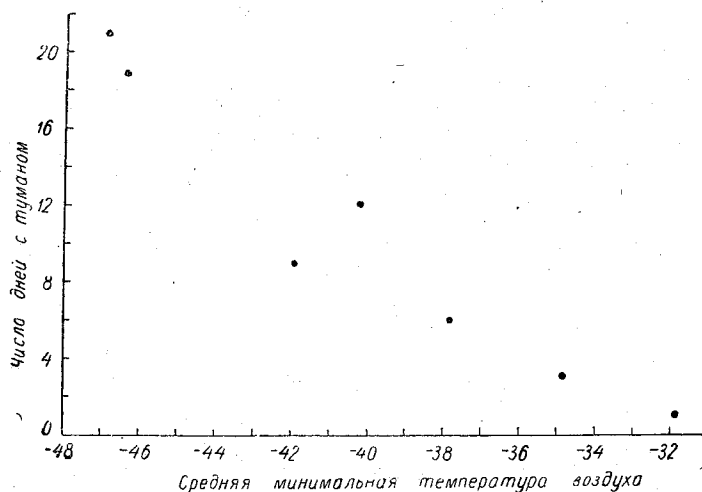


Рис. 2. Зависимость между числом дней с туманами и средней минимальной температурой воздуха

В настоящей заметке мы коснулись лишь нескольких основных вопросов картографирования. Вся задача в целом заслуживает специальной разработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии ч. I и II (п/ред. Е. С. Рубинштейн). Гидрометеиздат. 1952 (главы V—«Влияние рельефа на климат» и VI—«Микроклимат»).
2. Атлас теплового баланса. П/ред. М. И. Будыко. изд. Главной геофизической обсерватории. Л. 1955.
3. Дорodницын А. А. Возмущения воздушного потока, вызываемые неровностями на поверхности земли. Труды ГГО, вып. 27, 1938.
4. Дроздов О. А. и Берлин И. А. Годовые суммы осадков. Морской Атлас. т. II, лист 48. Главный штаб военно-морских сил. 1953.
5. Костин С. И. Влияние леса на климат в условиях Воронежской области. Научные труды Воронежского сельскохозяйственного института, т. X. 1948.
6. Масалова С. П. К вопросу оценки физического максимума осадков. Труды ГГО, вып. 37, 1952.
7. Покровская Т. В. К вопросу о пятности в распределении осадков. Известия Главной геофизической обсерватории № 2—3. 1934.
8. Раевский А. Н. К вопросу о повторяемости гололеда. Метеорология и гидрология № 1. 1953.
9. Ashmore S. E. Precipitation with clear sky. The Meteorological Magazine. (№ 995, vol 84). May 1955.

К МЕТОДИКЕ УЧЕТА И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ОСАДКОВ

Вследствие выдувания¹ дождемеры с конусной защитой не полностью улавливают осадки, особенно зимние [2, 3, 8, 9, 11, 12]. Отсюда возникает необходимость определить количественную характеристику недоучета осадков, зависящего от скорости ветра, как главного фактора выдувания.

Соответствующие работы были проведены в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова для равнинной части СССР и некоторых горных районов Кавказа и Средней Азии [2].

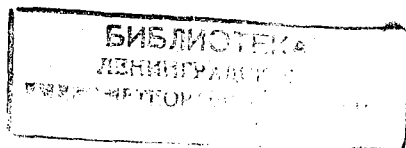
С целью определить размер выдувания осадков специально для условий горных районов северо-востока Азии в одном из этих районов на 41 метеорологической станции рядом с обычными дождемерами были установлены осадкомеры Третьякова и проводились специальные маршрутные снегомерные съемки. В 1948 г. был организован специальный комплекс наблюдений на главной опытной базе в отдельном замкнутом бассейне площадью 5,35 км². В этом бассейне было установлено попарно 8 дождемеров и осадкомеров, и у каждой пары приборов поставлен флюгер. Такая насыщенность приборами сочеталась со сплошными, исключительно подробными и тщательными снегомерными съемками, проводимыми от 4 до 6 раз в зиму. Измерения велись по 16 профилям между водоразделами, с определением высоты снега в 2800 точках (через 10—20 м) и его плотности в 250—260 точках. Перенос снега за пределы бассейна или из соседних бассейнов практически невозможен вследствие очень высоких, трудно преодолимых линий водоразделов.

Сплошная снегомерная съемка по всему бассейну исключает также возможность ошибок, возникающих при субъективном выборе линий маршрутов или площадок. Материалы наблюдений за несколько лет позволили сделать ряд выводов.

Результаты сравнения полученных за летние месяцы (июнь — август) данных осадкомеров Третьякова и дождемеров с конусной защитой позволяют утверждать, что оба прибора принимают почти одинаковое количество жидких осадков, даже в районах со сравнительно усиленными ветрами. Например, при среднемесячной скорости ветра 4,6 м/сек. разница показаний приборов составляет $\pm 2\%$. Отсюда следует, что для измерения жидких осадков оба прибора почти равноценны.

Выдувание сказывается преимущественно на зимних осадках, которые осадкомер Третьякова улавливает в большем количестве, нежели обычный дождемер. Следовательно, возникает необходимость оценить реальность показаний осадкомера, с тем чтобы принять его в качестве основного прибора на метеостанциях. Эталонном для сравнения обычно принято считать снегомерную съемку. Однако такое сравнение может явиться только условным. Декадные снегомерные съемки производятся на участках, где под воздействием ветра снег может сдуваться, либо аккумулялироваться.

¹ Под термином «выдувание» подразумевается и процесс непопадания осадков в прибор.



Более точный результат дают сплошные снегосъемки, учитывающие переносимый ветром снег в любой части замкнутого бассейна. Тем не менее, при сравнении показаний приборов со снегосъемкой приходится делать некоторые допущения по следующим причинам: невозможность точного раздельного учета твердых и жидких осадков, выпадающих в переходные (осенние и весенние) периоды в виде мокрого снега; значительное испарение снега в течение всей зимы и весны при незначительном испарении снега, попадающего в прибор. Наконец, расхождения могут возникнуть в силу условности сравнения сумм осадков, осредняемых при

Таблица 1
Отклонение сумм осадков, измеренных приборами, от результатов снегосъемки, в процентах

Дата сплошной снегосъемки	Отклонение (‰)	
	дождемер	осадкомер
4/XI 1950 г.	-24	-20
1-3/III 1951 г.	-20	-10
1-3/IV 1951 г.	-25	-14
1/V 1951 г.	-17	-3
1-2/IX 1951 г.	-21	-8
1-2/XII 1951 г.	-18	-5
6-8/III 1952 г.	-20	-6
1-2/IV 1952 г.	-18	-4
4-5/V 1952 г.	-2	+16
30-31/X 1952 г.	-43	-38
29-30/XI 1952 г.	-38	-32
1-2/III 1953 г.	-34	-6
1-2/IV 1953 г.	-39	-13
Среднее	-24	-11

Таблица 2
Отклонение сумм осадков по осадкомерам от результатов декадных снегосъемок, в процентах

Отклонения от снегосъемки (%)	Повторяемость отклонений ‰
Более 20	5
от 16 до 20	2
" 11 " 15	4
" 0 " 10	15
" 0 " -10	36
" -11 " -15	18
" -16 " -20	10
Более -20	10

определить количественную характеристику ветрового воздействия, с тем, чтобы внести поправки на выдувание в показания дождемеров с конусной защитой, особенно за прежние годы наблюдений. Для этого по 41 паре приборов и по данным за 5-летний период построены графики:

$$\frac{\sum X_0}{\sum X_d} = k = f(V_{cp}),$$

где $\sum X_0$ — месячная сумма осадков по осадкомеру, $\sum X_d$ — месячная сумма осадков по дождемеру, V_{cp} — средняя скорость ветра, м/сек., k — коэффициент выдувания осадков из дождемера.

Кривые $k = f(V_{cp})$ для различных станций с близкими значениями средней за зиму скорости ветра $V_{зим}$ почти совпали, что дало возмож-

ность сопоставления показаний осадкомеров с данными снегосъемок, причем во избежание влияния вертикальной зональности осадков их сумма принята как средневзвешенное из 8 пар приборов (на площади 5,35 км²). Таблица 1 показывает, что по сравнению со снегосъемкой осадкомерные данные имеют преимущества перед дождемерными.

С учетом этих обстоятельств сопоставлены данные по осадкомерам с результатами 418 декадных снегосъемок, производимых на 9 удаленных друг от друга станциях с различным ветровым режимом (табл. 2).

Сумма отрицательных отклонений почти в 3 раза больше положительных. Следовательно, осадкомеры не полностью улавливают зимние осадки, причем наибольшую повторяемость имеет недобор порядка 10—15%. В районах, где скорость ветра в зимний сезон ≥ 8 м/сек., осадкомер дает погрешность более —20%.

При использовании осадкомера в качестве основного прибора важно определить количественную характеристику ветрового воздействия, с тем, чтобы внести поправки на выдувание в показания дождемеров с конусной защитой, особенно за прежние годы наблюдений. Для этого по 41 паре приборов и по данным за 5-летний период построены графики:

При использовании осадкомера в качестве основного прибора важно

ность осреднить кривые по интервалам $V_{\text{зим}}$ и построить практическую и простую систему поправочных множителей к показаниям дождемера в виде графика (рис. 1), представляющего собой совмещенный пучок расходящихся кривых, отстоящих по оси ординат пропорционально «ветристости» района. Для ускорения подсчетов можно график заменить таблицей. Подобный график и таблицу можно составить для других районов (при наличии соответствующей опытной базы).

Это может оказаться очень важным при подсчете сумм осадков в силу того, что, как видно из графика (рис. 1), дождемер при сильных ветрах может показывать осадки в несколько раз меньше, чем их выпадает в действительности.

При оценке количества осадков в горных районах не менее важным, чем учет выдувания, является фактор изменения количества осадков с высотой. В горах метеорологические станции репрезентативны лишь для той высоты и формы рельефа, на которой они расположены. Распространение данных одной станции даже на небольшой горный бассейн может привести к значительным погрешностям, что видно из табл. 3.

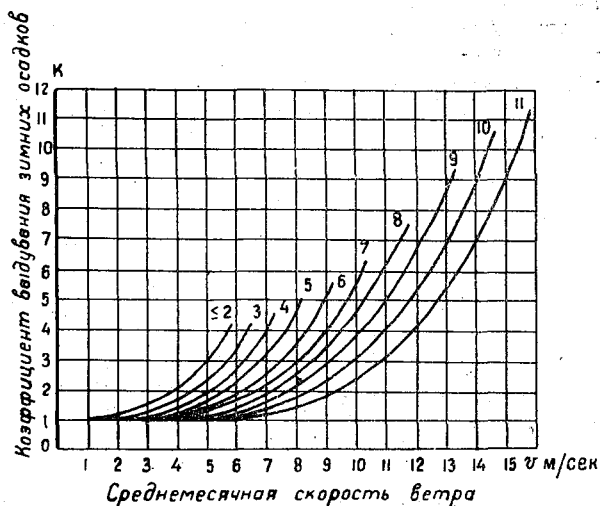


Рис. 1. Кривые выдувания осадков. Кривые обозначены цифрами, соответствующими средним сезонным (октябрь—апрель) скоростям ветра ($V_{\text{зим}}$) м/сек.

Таблица 3

Сравнение осадков на разных высотах в бассейне небольшого ручья ($F=5,35 \text{ км}^2$)

Станции	Высота над уровнем моря (м)	Количество осадков в % от среднего взвешенного					
		1949	1950	1951	1952	1953	среднее 1949—53
Метеостанция № 1	1315	97	82	89	75	91	86
„ № 2	1220	97	95	99	87	97	95
„ № 3	1110	107	111	117	100	106	109
„ № 4	975	98	96	100	106	100	100
„ № 5	970	94	106	100	105	106	103
„ № 6	910	107	95	92	98	102	98
„ № 7	840	89	92	84	92	95	91
Средневзвешенное количество осадков по 7 станциям (%)		100	100	100	100	100	100

В табл. 3 по верхней станции № 1 и нижней № 7 на высотах, соответственно 1315 и 840 м, годовые суммы осадков составляют 86 и 91% от средневзвешенного из 7 станций в данном бассейне. По метеостанции № 3 с отметкой 1110 м сумма осадков составляет 109%. В первом случае мы имеем преуменьшенный, а во втором преувеличенный результат. Для больших бассейнов вероятно увеличение ошибки, причем, в силу преимущественного расположения метеостанций на дне долин, преобладает недоучет осадков.

Увеличение сумм осадков с высотой отмечено в работах многих исследователей [7, 8, 9], где приводятся различные градиенты нарастания для различных физико-географических условий. Так, по П. И. Колоскову [4], увеличение осадков на 100 м высоты составляет в районе Закавказья 20 мм, Кавказа 60 мм и в районе Малого Хингана 80 мм. Различна также и высотная граница нарастания осадков. На Кавказе она, по данным С. В. Калесника [6], лежит на высоте не менее 2500 м, в Гималаях, по данным П. И. Колоскова [4], 1300 м.

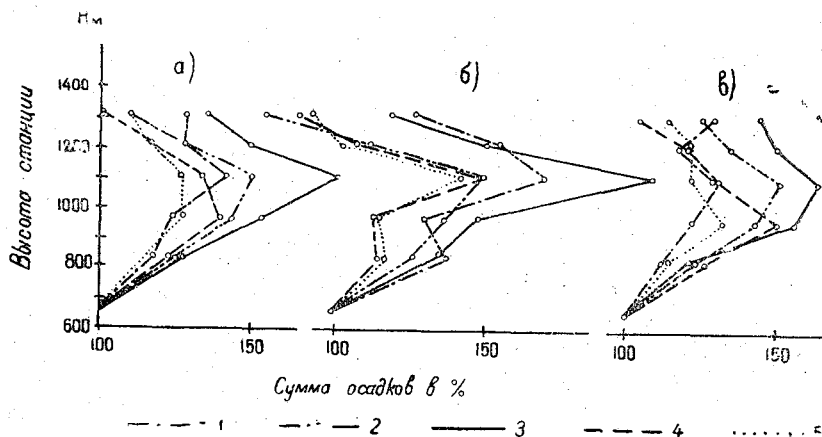


Рис. 2. Изменение сумм осадков с высотой (площадь 5,35 км²: а) годовые суммы осадков (I—XII), б) холодный период (I—IV, X—XII), в) теплый период (V—IX)
1 — 1949 г., 2 — 1950 г., 3 — 1951 г., 4 — 1952 г., 5 — 1953 г.

Для исследования вертикальной зональности осадков в горных районах метеорологические станции должны удовлетворять следующим требованиям: необходимо, чтобы станции находились очень близко друг от друга в одинаковых условиях ландшафта, чтобы они были расположены на различных высотах, но в достаточном количестве для освещения конечных и промежуточных участков большого диапазона высот; наконец, чтобы на них в течение ряда лет велись параллельные наблюдения. Отсутствие хотя бы одного из перечисленных условий снижает надежность выводов, поэтому, несмотря на важность таких исследований, закономерность изменения осадков по высоте пока мало изучена.

В 1948 г. в исследуемом нами районе было специально оборудовано 12 метеорологических пунктов, полностью отвечающих всем вышеуказанным условиям. Приборы расположены в непосредственной близости друг от друга на высоте от 660 до 1315 м. На рис. 2 видно, что в течение 5 лет распределение осадков по высоте происходило однотипно, независимо от водности каждого отдельного года.

Данные еще 36 метеостанций, частично соответствующие требованиям сравнения, подтверждают такой характер распределения осадков (рис. 3).

Из этого можно сделать следующие выводы: до высоты 1000 м количество осадков в рассматриваемом районе возрастает, на высоте 1000—1200 м начинается относительное уменьшение сумм осадков. Отсутствие наблюдений выше 1400 м затрудняет выводы о ходе осадков на более высоких горизонтах. Однако важен сам факт отсутствия того постоянного и прямолинейного возрастания сумм осадков с высотой, которое отмечено рядом авторов [1, 5].

Г. П. Калинин и Т. С. Абальян [7], связывая количество осадков в горных районах с коэффициентом шероховатости, указывают, что высота

местности является косвенной характеристикой шероховатости. Это до некоторой степени верно, однако произведенные подсчеты коэффициентов шероховатости по 30 станциям в северо-восточных районах Союза ССР и сопоставление этих данных с суммами осадков, дали, несмотря на использование карт масштабов 1 : 100 000 и радиусов от 2 до 50 км, худшие результаты, чем при сопоставлении с высотой станций, отвечающих условиям сравнения. Возможно, что суммы осадков пропорциональны коэффициентам шероховатости в районах со слабо выраженной горизонтальной зональностью осадков. Скорее же всего надо учитывать совместно высоту и шероховатость местности, что должно явиться предметом дальнейших исследований.

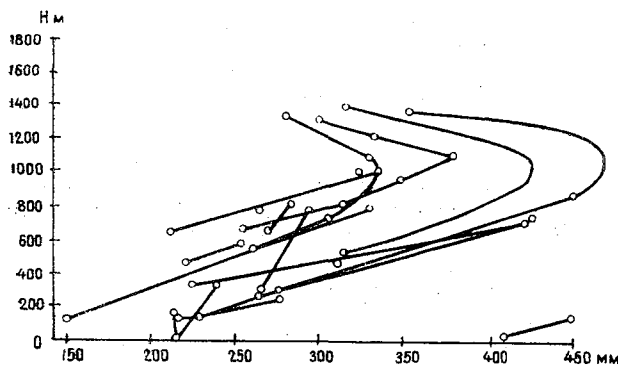


Рис. 3. Изменение средних годовых сумм осадков с высотой по данным 36 метеостанций

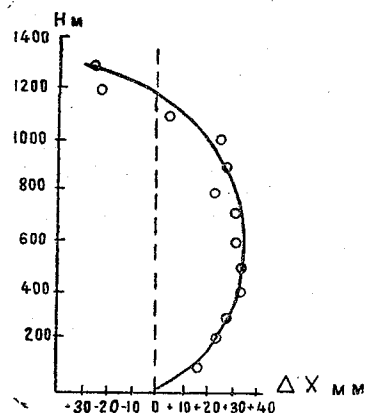


Рис. 4. Изменение средних градиентов осадков с высотой

При определении сумм осадков в горных бассейнах, например, в связи с использованием метода водного баланса в гидрологических расчетах, учет вертикальной зональности осадков может быть осуществлен с помощью вертикальных градиентов. Последние можно вычислить в относительных, либо в абсолютных величинах. В данном случае вычислены градиенты осадков в миллиметрах на 100 м высоты, и путем осреднения их значений по 25 парам метеостанций получены средние расчетные градиенты осадков для всего района (рис. 4).

Анализ отклонений точек на графике (рис. 4) показал, что градиенты зависят не только от высоты местности, но и от расположения орографических образований относительно преобладающих влагонесущих потоков. Сравнение осадков на метеостанциях, расположенных на различно экспонированных склонах по данным Д. Л. Соколовского [10], Б. В. Шостаковича [13], и на метеостанциях рассматриваемого района, показывает, что склоны, обращенные к влагонесущим потокам, орошаются, в среднем, на 30% больше, нежели противоположные склоны. В соответствии с этим можно произвести районирование всей территории по орографическим признакам с учетом направления влажных потоков. Например, в рассматриваемом районе западные склоны хребтов и целей отнесены к району максимального увлажнения (II район), восточные склоны к району минимального увлажнения (III район). Равнины, внутренние плоскогорья и нагорья отнесены к первому району (средней увлажненности). Тогда изменение градиентов может быть выражено интегральной кривой, состоящей из трех ветвей (рис. 5), из которых крайние отличаются между собой на 30%.

В гидрологической практике часто приходится производить подсчеты количества осадков для горных бассейнов по данным отдельных метео-

станций, что может привести к значительным ошибкам. Для учета вертикального распределения сумм осадков можем рекомендовать следующий способ подсчета. Средневзвешенное количество осадков по горному бассейну реки выражается равенством:

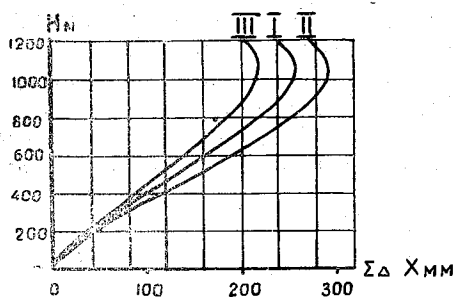


Рис. 5. Интегральные кривые изменения осадков с высотой по районам
I — район средней увлажненности,
II — район максимальной увлажненности,
III — район минимальной увлажненности.

$$X_{\text{ср}} = \frac{F_1 X_1 + F_2 X_2 + \dots + F_n X_n}{100} \quad (1)$$

где $F_1, F_2 \dots F_n$ — площади по сто- метровым интервалам высот в про- центах от общей площади, опреде- ляемые по гипсометрическому гра- фику бассейна; $X_1, X_2, X \dots$ — сум- мы осадков на этих высотах, вычис- ленные по уравнению:

$$X_i = X_{\text{изм.}} \pm \sum_{H_{\text{изм.}}}^{H_i} \Delta X, \quad (2)$$

где X_i — сумма осадков на высоте H_i , $X_{\text{изм.}}$ — измеренная сумма осад-

ков на высоте метеостанции $H_{\text{из.}}$, $\sum_{H_{\text{изм.}}}^{H_i} \Delta X$ — алгебраическая сумма

вертикальных градиентов осадков, определяемых по интегральным кри- вым (рис. 5) для соответствующих районов.

При наличии двух и более станций принцип подсчета сохраняется, но расчет ведется с отнесением данных отдельных метеостанций к той или иной зоне бассейна.

Изучая вертикальную поясность сумм осадков, П. И. Колосков [5] предложил способ построения «реальных» карт осадков путем приведе- ния сумм осадков к уровню моря, построения плоской карты изогией и затем восстановления осадков до фактических отметок на местности.

П. И. Колосков исходил из того, что изменение количества осадков по высоте происходит по прямой, которую можно экстраполировать вниз до уровня моря и вверх до нужной отметки. Однако, как показано ранее, изменение осадков по высоте не прямолинейно и не однозначно. Кроме того, для большого района установление градиентов в процентах от еди- ной исходной величины осадков на уровне моря связано с известными условностями.

Выражая градиент осадков не в процентах от условной величины, а в миллиметрах на 100 м высоты и используя районирование по увлаж- ненности, карту осадков можно построить следующим способом. На кальке, наложенной на гипсометрическую основу крупномасштабной гео- графической карты, проводят границы районов, каждому из которых соответствует своя интегральная кривая, и в местах расположения метео- станций наносят наблюдаемые, исправленные на выдувание, суммы осад- ков.

Заранее следует задаться значениями изогией, например, 100, 200, 300, 400 мм и т. д., и затем, считая нанесенные на кальку наблюдаемые величины исходными, по интегральным кривым определяют высоты, соответствующие данным значениям изогией. Проще всего делать это при помощи следующей вспомогательной таблицы.

Высота изогнет в метрах, вычисленная с учетом вертикальной зональности осадков

Метеостанции	Район	Высота (м)	Наблюден- ные осад- ки (мм)	Заданные значения изогнет (мм)					
				100	200	300	400	500	600
				Высота заданных значений изогнет					

Изогиеты — изогипсы проводятся по рельефу, но с интерполяцией между точками. Предлагаемый способ позволяет объективно учитывать оротографию без промежуточного построения «плоской» карты осадков на уровне моря, хотя применение интегральных кривых не исключает возможности построения и условной «плоской» карты осадков.

Выводы

1. Осадкомер Третьякова имеет преимущества перед дождемером с конусной защитой в части учета зимних осадков, однако при практических подсчетах требует поправки к показаниям, порядка +10, +15%.
2. При измерении зимних осадков дождемером с конусной защитой нужно вводить поправки на выдувание, пользуясь зависимостью коэффициента выдувания от скорости ветра.
3. Имеет место вертикальная поясность осадков, суммы которых до определенного уровня увеличиваются, а затем начинают уменьшаться.
4. Подсчет количества осадков для горных бассейнов, так же как и построение карт изогнет по годовым суммам в горных районах, нужно осуществлять с учетом вертикального градиента осадков; при этом можно пользоваться способом, предложенным в настоящей работе.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Бучинский И. Е. Влияние небольших возвышенностей на осадки. Метеорология и Гидрология № 6, 1953.
2. Волох В. Г. Сравнение результатов показаний дождемера и осадкомера Третьякова по материалам сети станций. Труды ГГО, вып. 34 (96), Гидрометеоздат. Л. 1952.
3. Колосков П. И. Пора пересмотреть и улучшить методику учета и картографии атмосферных осадков. Метеорология и Гидрология № 1, 1938.
4. Колосков П. И. К методике климатографических работ. Известия ДВ. Геофизического института, выпуск I (VIII). 1931.
5. Колосков П. И. К учету и картографии атмосферных осадков для составления водного баланса и для других практических целей. Проблемы Физической Географии, I—VII, 1939.
6. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. ГИМИЗ, 1939.
7. Калинин Г. П. и Абальян Т. С. Влияние рельефа на количество осадков. Метеорология и Гидрология № 6, 1953.
8. Лашкевич К. А. Об учете количества выпадающих осадков в связи с вопросом о влиянии леса. Метеорология и Гидрология № 5—6. 1940.
9. Орлов Г. И. К вопросу об измерении снежных осадков. Труды НИУ ГУГМС, вып. 23 (85) ГГО, Гидрометеоздат. 1946.
10. Соколовский Д. Л. Водные ресурсы рек промышленного Урала и методики их расчета. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 7. Свердловск — Москва. 1943.
11. Третьяков В. Д. Измерение атмосферных осадков. Труды ГГО, вып. 34 (96). Гидрометеоздат. Л. 1952.
12. Хаскина М. И. К вопросу о способах и точности измерения зимних осадков. Метеорология и Гидрология № 9. 1952.
13. Шостакович Б. В. Материалы по климату Якутской республики и сопредельной с ней Северной Азии, 1927.

К МЕТОДИКЕ НАБЛЮДЕНИЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА И ИХ ОБРАБОТКИ ДЛЯ ВЫСОКОГОРНЫХ СТАНЦИЙ

В настоящее время на всех гидрометеорологических станциях Союза ССР принята единая методика наблюдений над влажностью воздуха и единая методика их обработки. Возникает вопрос, насколько эта методика применима в условиях высокогорных станций, отличающихся специфическими особенностями в ходе метеорологических элементов.

Трудности определения влажности воздуха, особенно при низких температурах, в условиях равнинных станций освещены достаточно полно в целом ряде работ [1, 2, 7, 10, 17, 18, 21—23, 25—27, 32, 35].

В настоящей статье рассматриваются вопросы, возникающие при наблюдениях и обработке влажности воздуха на высокогорных станциях. Работа базируется на наблюдениях высокогорных станций Кавказа, Средней Азии (выше 2,5 км над уровнем моря) и Урала, в основном за 1938—1944 гг.

Для сравнения были рассмотрены также наблюдения нескольких, близких к ним по расстоянию, но более низких станций за тот же период. Всего по Кавказу рассмотрены данные 14 станций, на высотах от 600 м и больше, по Средней Азии — 12 станций, на высотах от 450 м, но Уралу — 2 станций, на высотах 550 и 1105 м над уровнем моря.

Кроме того, была использована также имеющаяся литература.

Специфика хода влажности воздуха на высокогорных станциях

Общая картина особенностей режима влажности воздуха в горах дана Л. С. Бергом [3] и О. А. Дроздовым [8]. Наши материалы подтверждают эти данные и обнаруживают еще некоторые особенности.

Закона изменения относительной влажности с высотой, вблизи поверхности земли, вывести с достаточной точностью по имеющимся данным невозможно [14], вследствие сильного влияния местных условий.

Годовой ход относительной влажности воздуха на высокогорных станциях резко отличается от хода ее в условиях равнинных и вообще менее высоких местностей, где минимум относительной влажности в основном падает на летние месяцы (с наивысшей температурой), а максимум — на зимние (с наиболее низкими температурами) [5]; на высокогорных же станциях, в большинстве случаев, наименьшие величины влажности наблюдаются в зимние месяцы, а наибольшие — в летние. С высотой происходит также сглаживание или обращение суточного хода.

Различие хода влажности на станциях, расположенных на разных высотах, иллюстрируется следующими примерами:

а) Годовой ход относительной влажности в 13 час. на группе Среднеазиатских станций за 1936—45 гг. (рис. 1). Из рис. 1 видно, что на высоких станциях [1, 2] — выше 1000 м — максимум относительной влаж-

ности наблюдается в мае — июле, минимум в ноябре — феврале. На более низких станциях [4, 5] минимум относительной влажности наступает в июле, а максимум в декабре — феврале.

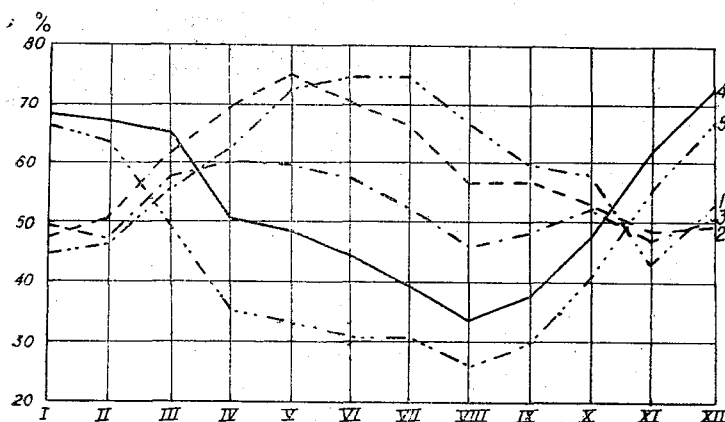


Рис. 1. Годовой ход относительной влажности воздуха в 13 час. (%) на группе среднеазиатских станций (1936—1945 гг.), (нумерация станций дана в порядке убывания высот)

б) Многолетние величины относительной влажности за январь и июль на ст. Зоннблик и Зальцбург, заимствованные из работы Ф. Штейнхаузера [34], (табл. 1).

Таблица 1

Сроки наблюдений	Зоннблик $H=3106$ м		Зальцбург $H=430$ м	
	январь	июль	январь	июль
7 час.	75,3	89,5	83,1	73,4
14 "	75,6	92,3	72,5	53,0
21 "	75,4	94,7	81,9	76,8

На более высокой станции (Зоннблик) в январе наблюдается наименьшая относительная влажность и отсутствует суточный ход, тогда как на низкой станции (Зальцбург) в январе, во-первых, величина относительной влажности больше, чем в июле, и, во-вторых, лучше выражен суточный ход (уменьшение влажности в 14 час.). Максимум влажности на Зоннблике приходится на июль, причем к вечеру влажность увеличивается (такой суточный ход обусловлен конвекцией). На ст. Зальцбург, наоборот, в июле относительная влажность значительно меньше, чем в январе, и имеет нормальный суточный ход, т. е. резко уменьшается к дневному сроку.

Подобный суточный и годовой ход относительной влажности с некоторым перемещением максимальных и минимальных величин в пределах смежных месяцев обнаруживается и на высокогорных станциях Кавказа [29]. Однако, если конденсация влаги (облакообразование) происходит в течение всех сезонов ниже уровня станции, то максимум влажности воздуха может перейти на зимние месяцы (вопрос требует еще специального исследования).

На высокогорных плато Средней Азии суточный ход относительной влажности (уменьшение ее к 13 час.) выражен почти так же отчетливо, как и в условиях равнины, благодаря влиянию формы рельефа. Это обстоятельство, как и характер годового хода влажности, с преобладанием минимума в сентябре и с максимумом в декабре — марте, отличает станции на плато от высокогорных станций, расположенных на склонах и на вершинах (вообще данные для станций, расположенных на равных высотах, могут, как известно, значительно различаться в зависимости от условий местоположения).

На высокогорных станциях относительная влажность обычно колеблется в более широких пределах, чем на низких, причем в зимние месяцы эти пределы шире, чем в летние. Так, по данным одной высокогорной станции (высота около 3000 м) в январе наблюдается влажность, начиная с 6%, в июле же только с 16%. Такое положение явно несвойственно низко расположенным станциям, где более широкие пределы относительной влажности так же, как и минимальные ее значения, обычно наблюдаются летом. Следует отметить, что абсолютные значения минимума относительной влажности на высокогорных станциях меньше, чем на низких, и они могут наблюдаться во все месяцы.

На других высокогорных станциях отмечена относительная влажность, равная 2% (в январе и в ноябре) и 5% (в феврале). Не исключена, однако, возможность, что подобные величины являются в ряде случаев несколько заниженными [24].

Абсолютная влажность, следуя в годовом ходе за температурой воздуха, с высотой падает относительно закономерно. Однако изменение влажности с высотой в горных местностях несколько сложнее, чем оно представляется эмпирической формулой Ханна [8], не учитывающей ни географического положения пункта, ни годового хода:

$$a_h = a_0 10^{-\frac{h}{6300}},$$

где h — высота в метрах, a_0 — абсолютная влажность (г/м³) у земли, a_h — на высоте h .

Для сопоставления изменения абсолютной влажности с высотой в разных районах мы использовали наблюдения нескольких станций Средней Азии и Западной Европы (Германия) за 10-летний период [36].

Таблица 2

Отношение средних многолетних значений абсолютной влажности на разных высотах (в процентах)

Высоты (км)	По наблюдениям станций												По Хан- ну
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Средняя Азия													
2-1	60	67	67	72	75	78	81	81	82	75	67	62	69
3-1	32	40	40	45	48	57	58	61	60	49	41	38	48
Западная Европа													
2-1	75	71	73	78	73	72	72	72	70	72	71	77	69
3-1	47	48	46	58	52	51	51	51	49	48	46	51	48

Как видно из табл. 2, в Средней Азии наблюдаемая абсолютная влажность на высоте 2 км составляет в январе 60%, а в сентябре 82%

от влажности на высоте 1 км. На высоте 3 км минимальное процентное отношение к абсолютной влажности на высоте 1 км составляет 32% (январь) и максимальное 61% (август). По формуле же Ханна абсолютная влажность на высоте 2 км составит 69% и на высоте 3 км 48% от влажности на высоте 1 км. Для Западной Европы значения по формуле Ханна более близки к наблюдаемым.

Влажность воздуха на высокогорных станциях отличается очень большой изменчивостью — часто полное насыщение сменяется сильной сухостью, причем резкое изменение влажности наблюдается в разное время года. Причиной резких скачков влажности является чередование восходящих (влажных) и нисходящих (сухих) токов воздуха.

Типичные для многих горных районов фёны, как известно, характеризуются резким уменьшением относительной влажности, связанным с повышением температуры воздуха [19].

Наличие резких изменений относительной влажности на высокогорных станциях может быть иллюстрировано табл. 3, вычисленной по данным гигрографа. В числителе указано максимальное изменение относительной влажности за 1 мин., а в знаменателе — длительность периода резкого изменения влажности в минутах.

Таблица 3

Максимальные изменения относительной влажности воздуха

Название станции	Высота станции (м)	Годы наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Таганай, гора . .	1105	1933	<1	<1	1 25	29 1	22 1	3 7	4 3	22 1	13 1	—	—	2 15	29 1
Таганай, низ . . .	550	1933	<1	<1	<1	1 6	6 3	1 11	<1	1 12	<1	—	—	—	6 3
Ленинград, город . .	4	1945	<1	<1	1 15	2 18	2 7	1 23	3 3	<1	1	1	7 2	<1	7 2

Из приведенных в табл. 3 данных видно, что изменчивость относительной влажности больше на горной станции, чем на низких, и что резкие повышения и понижения влажности там часто бывают очень кратковременными.

О. Менцл [33] в качестве примера очень малой влажности приводит гигрограмму по наблюдениям Доннерсбергской обсерватории за 9—10/II 1927 г., на которой представлен ход относительной влажности при фёне. На гигрограмме отмечено падение относительной влажности от 75% до 0% к 2 час. 10/II (в течение 6 часов) и затем последующее ее возрастание до 85% к 8 час. 10/II.

Наряду с кратковременными резкими колебаниями влажности в горных районах на имевшемся в нашем распоряжении материале можно было проследить периоды падения относительной влажности длительно в несколько дней (3—4 дня), повторяющиеся несколько раз в месяц (6—7 раз). При этом падению относительной влажности сопутствовало уменьшение количества облачности, не резко выраженное повышение температуры и значительная скорость ветра. Такие периодические колебания относительной влажности обычно проявлялись одновременно на всех высокогорных станциях огромного района. Они могут являться следствием инверсии сжатия или же возникать при адвективных процессах, за что говорит увеличение скорости ветра (переваливание

ветровых потоков через горы и опускание их по склонам, по типу гарм-
сия). Этот вопрос требует дальнейшего исследования с привлечением
аэрологических данных.

Мы составили для ряда высокогорных станций таблицу повторяемо-
сти случаев, когда относительная влажность $\leq 30\%$ наблюдалась в те-
чение 4 и 8 сроков подряд. Она показала нам, что продолжительные пе-
риоды с такой малой влажностью воздуха на высокогорных станциях
имеют место преимущественно в зимние месяцы (ноябрь — март).

Таблица 4

Характеристики относительной влажности в районе Урала

а) Число дней с относительной влажностью по пределам

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

1933 г. Таганай, гора

$\leq 50\%$	3	8	0	2	15	16	6	0	4	4	4	1
$\geq 80\%$ (в 13 ч.)	28	17	25	22	8	8	10	19	12	18	23	21

Таганай, низ

$\leq 50\%$	0	0	0	2	16	14	11	1	16	10	4	4
$\geq 80\%$ (в 13 ч.)	31	10	16	13	2	7	4	6	4	10	9	14

б) Средние значения относительной влажности (1923, 1934, 1938 гг.)

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

Таганай, гора

7 час.	83	84	75	86	71	78	81	83	79	88	84	83
13 час.	82	84	75	80	58	71	71	73	69	81	84	82
21 час.	80	85	76	82	64	78	76	83	76	85	86	83

Таганай, низ

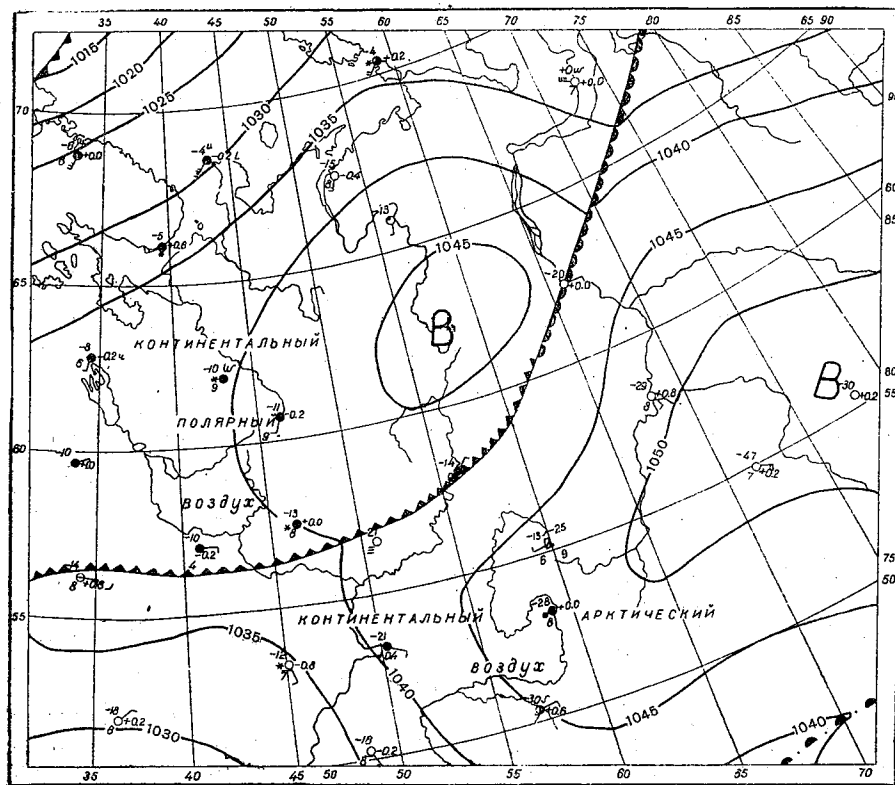
7 час.	84	85	77	79	59	72	74	78	77	75	74	76
13 час.	82	71	66	61	47	62	62	61	58	65	67	72
21 час.	84	82	77	75	63	77	79	80	77	73	72	76

в) Ежедневные наблюдения с 9 по 13 января 1933 г.

Число	Температура воздуха			Относительная влажность			Температура воздуха			Относительная влажность		
	7	13	21	7	13	21	7	13	21	7	13	21
	Таганай, гора						Таганай, низ					
9	-13,6	-11,6	-10,9	92	94	92	-12,2	-9,3	-13,8	98	93	97
10	-11,9	-10,2	-11,9	64	72	49	-23,8	-14,2	-22,2	94	97	95
11	-10,0	-10,7	-12,7	35	42	23	-19,9	-16,8	-24,9	95	95	94
12	-13,4	-13,5	-14,5	59	58	20	-25,0	-18,0	-23,0	93	95	94
13	-14,9	-14,6	-15,6	98	91	95	-16,8	-17,2	-15,4	86	86	83

Таблица 4 и рис. 2 иллюстрируют отмеченные особенности режима
относительной влажности для района Урала по данным ст. Таганай, гора
(1105 м) и близко расположенной (в 2—3 км) ст. Таганай, низ (550 м).

Из табл. 4 видим, что дней с относительной влажностью $\leq 50\%$ на ст. Таганай, низ в январе — марте 1933 г. не было, а на горе таких дней отмечено 11, причем минимум влажности был меньше 10% и наблюдался в феврале. В 1934 г. на ст. Таганай, гора минимум относительной влажности доходил до 2—5% и также наблюдался при отрицательной температуре (март—апрель), тогда как на более низкой станции за рассматриваемый период влажности менее 13% не отмечалось. Однако число дней с влажностью $\geq 80\%$ в 13 час. на верхней станции больше, чем на нижней, во все месяцы (кроме января). Последнее указывает на сглаженный суточный ход относительной влажности на более высокой станции.



П и А 2

Рис. 2. Синоптическая карта за 7 час. 12/I 1933 г.
(Таганай, гора — температура — 13°; Таганай, низ — температура — 25°).

Сглаженность суточного и годового хода влажности с увеличением высоты места видим и из приводимых в таблице средних данных за 1933, 1934, 1938 гг.

Из приведенных выше примеров видим, что, наряду с более сглаженным суточным и годовым ходом относительной влажности воздуха и большими ее значениями на высокой станции, мы там же имеем и минимальные ее значения, в основном наблюдаемые при отрицательных температурах. Это указывает на неперiodические колебания влажности на высоких станциях.

Несоответствие ежедневных данных влажности воздуха, обусловленная различием высот, видна из сопоставления приведенных в таблице наблюдений ст. Таганай, гора и Таганай, низ за 9—13/I 1933 г.

Для объяснения большого различия влажности воздуха на этих стан-

циях приводим часть синоптической карты за 7 час. 12/I 1933 г. (рис. 2).

Синоптическая ситуация утром 12/I была такова: в район рассматриваемых станций быстро вторгается из-за Урала континентальный арктический воздух, в области которого уже находится Таганай, низ, тогда как высокая станция Таганай, гора еще остается в области более теплого континентального полярного воздуха, занимающего Северный Урал. Поэтому на высокой станции значительно ниже относительная влажность и выше температура воздуха. Кроме того, повидимому, имело место и опускание масс воздуха, также влиявшее на уменьшение влажности.

В последующие дни континентальный арктический воздух распространяется дальше к западу, его вертикальная мощность увеличивается, и положение на обеих станциях выравнивается, поскольку они оказываются уже в одной воздушной массе.

Следует отметить, что при большей разности высот показанные выше различия в режиме влажности воздуха выражаются еще ярче.

Затруднения в определении влажности воздуха на высокогорных станциях

Рассмотрев специфические особенности влажности воздуха в высокогорных районах, обратимся к вопросу о затруднениях, которые возникают в наблюдениях над влажностью воздуха и в их обработке на высокогорных станциях. Вместе с тем рассмотрим вопрос, насколько принятая методика наблюдений и обработки данных влажности воздуха обеспечивает надежность этих данных в условиях высокогорных станций.

По имеющимся в распоряжении Главной геофизической обсерватории (ГГО) материалам высокогорных станций можно видеть, что в случаях резких колебаний влажности воздуха при определении ее различными приборами получаются неоднородные данные.

Это является следствием целого ряда причин. Одна из них — различная чувствительность приборов.

1. Станционный психрометр. Расхождение в показаниях сухого и смоченного термометров обусловлено не только испарением влаги с батиста, но и плохой теплопроводностью батиста на смоченном термометре. Поэтому даже при быстрых отсчетах по психрометру возможна ошибка в данных влажности до 5%. В случаях задержки в отсчете по смоченному термометру в 10 сек. при резких изменениях метеорологических элементов отмечены расхождения в показаниях сухого и смоченного термометров за счет различия их чувствительности до 0,8° [31].

В работе К. Д. Лебедевой и С. А. Смирнова [20] указана возможность расхождений в показаниях термометров за счет неодновременных отсчетов до 1,1° даже в условиях Ленинградской области. Ошибка в данных влажности вследствие ошибки в определении температуры может быть очень значительной и будет тем больше, чем ниже температура воздуха.

Температура по сухому термометру	40	20	0	—20	—30
Ошибка в вычислении относительной влажности, в случае ошибки при определении					
$t - t_1 = 0,1^\circ$ (°/°)	0,4	0,8	1,9	6,6	14,6

Здесь t — показание сухого термометра, t_1 — показание смоченного термометра.

В горных районах ошибки, обусловленные неодинаковой чувствительностью сухого и смоченного термометров, будут чаще и значительнее, так как резкие изменения температуры и влажности воздуха, как

и минимальные ее величины, там часто наблюдаются при отрицательных температурах, в переходное и зимнее время года (см. табл. 3).

Известно, что на данных влажности, вычисленных по психрометру, отражается отличие наблюдающейся скорости ветра от принятой в психрометрической формуле постоянной скорости 0,8 м/сек. [4, 30 и др.]. Эти отклонения чаще могут быть на высокогорных станциях, поскольку там, вследствие сложных орографических условий наблюдается много сильных ветров и много штилей. Например, на одной из высокогорных станций Кавказа в 1940 г. было 82 дня с бурным ветром и 450 штилей.

В. П. Пузанов [24] вычислил для низких значений влажности воздуха (от 0 до 16%) возможные ошибки при скорости обтекания резервуаров термометров, отличной от 0,8 м/сек. Именно, при меньших значениях скорости ветра психрометр дает преувеличенные (до +9%), при больших преуменьшенные (до -7%) данные влажности.

В целях более детального изучения поведения приборов для определения влажности в условиях горных районов, во время экспедиции ГГО на высокогорную ст. Казбеги в 1946 г. И. Е. Воробьевым [5] были проведены специальные наблюдения. Им установлено, что смачивание (подрезанного в переходное время года) батиста за полчаса до производства наблюдений, как это было принято на сети, могло вызвать искажения влажности воздуха при некоторых условиях погоды. Смачивание батиста за 30 минут, в общем, приемлемо при штиле и слабом ветре, тогда как при скорости ветра на уровне будки свыше 5 м/сек. этот срок велик¹. При большой скорости ветра относительная влажность в переходное время года может быть преувеличена вследствие частичного обсыхания подрезанного батиста при смачивании за 30 мин. до срока. С другой стороны, в этих же случаях отклонение скорости ветра в будке от принятой в психрометрической формуле будет влиять на влажность воздуха в сторону ее уменьшения. Автор исследования предполагает, что влияние этих двух недочетов как бы взаимно компенсируется. В какой мере это справедливо, вопрос еще не решенный.

В статье И. Е. Воробьева приведены расхождения в показаниях приборов (парные установки) по наблюдениям экспедиции в период с 8 по 24/X 1946 г. Оказалось, что из общего числа наблюдений (350) совпадающие значения влажности, определенные по паре станционных психрометров, составили 30%, расхождения в пределах >5% и 0,2 мб—13%. Максимальные расхождения относительной влажности наблюдались в пределах от 13 до 15%. Среднее значение расхождений между показаниями двух станционных гигрометров получено равным 7% в пределах шкалы менее 50% и 4% в пределах шкалы более 50%; расхождения были от 11 до 1%.

Анализ графиков поправок гигрометров, построенных на основании сравнения их показаний с данными станционного психрометра за период наблюдений экспедиции (около 90 точек), показал, что соотношение в показаниях одного из гигрометров с данными психрометра изменилось за время менее 1 месяца. При этом точки на графике распределились таким образом, что в пределах шкалы от 40 до 100% можно было свободно провести две кривые; в пределах же $\leq 40\%$ такой закономерности не было, а разброс точек получился еще больше.

В общем, материалы специальных наблюдений на станции Казбеги в основном подтверждают то, о чем уже было сказано ранее, т. е. наличие значительных расхождений в показаниях приборов, обусловленных целым рядом различных причин.

¹ В Наставлении, изданном в 1954 г., наблюдателям рекомендуется тщательно следить за состоянием батиста и в случае обсыхания смачивать его за 7—10 мин. до отсчета по термометру.

Ошибки в определении влажности воздуха, естественно, в большей степени исказят малые ее величины, чем большие.

Это положение можно подтвердить табл. 5, в которой приведены для ряда станций расхождения в минимальных данных относительной влажности, полученных по психрометру и гигрометру.

Из табл. 5 видим, что: 1) при малой влажности гигрометр дает большие значения, чем психрометр (разности отрицательные); 2) расхождения данных влажности, вычисленных по психрометру и гигрометру, нередко превышают самые значения влажности (например, в 1939 г. на 2-й станции при влажности от 3 до 9% расхождения колебались от —16% и до —30% и менее); 3) расхождения увеличиваются с уменьшением влажности.

Примечание. Следует напомнить, что на ряде высокогорных станций до 1947 г. из-за отсутствия соответствующих данных в Психрометрических таблицах к данным влажности не вводились поправки на давление при разности показаний сухого и смоченного термометра менее 1°. Между тем при отрицательной температуре воздуха поправка на давление при этом условии в отдельных случаях может быть $\geq 5\%$. В 1947 г. в «Руководстве по обработке метеорологических наблюдений и подготовке ежегодников», ч. III, дано указание о необходимости экстраполяции поправок на давление при разности показаний сухого и смоченного термометров менее 1°.

2. Гигрометр. Данные зимней влажности воздуха, определяемые по гигрометрам, могут быть искажены в той или иной мере за счет неточности поправок. В 1950 г. автором настоящей работы [6] было рассмотрено большое число графиков поправок гигрометров и выявлено, что поправки часто меняются при переходе от осени к зиме и от зимы к весне, когда наблюдаются резкие изменения температуры и влажности воздуха. В этих случаях поправки гигрометра, выведенные осенью из сопоставления его показаний с данными психрометра, не будут соответствовать состоянию гигрометра в зимнее время и зимняя влажность, исправленная осенними поправками, окажется искаженной. Ошибки в средних значениях относительной влажности за счет неточности поправок гигрометра достигают $\pm 5\%$. На такую же величину может быть искажен и годовой ход влажности.

В целях уменьшения искажения зимней влажности воздуха и ее годового хода в дополнении к Руководству¹ дано указание, в случае больших расхождений между осенними и весенними поправками, для середины зимы вычислять средние (между осенними и весенними) поправки. Это несколько улучшает положение, но не решает вопроса в полной мере, тем более для высокогорных станций.

В высокогорных районах условия для гигрометров особенно неблагоприятны ввиду длительности зимнего периода с низкими температурами воздуха, резкими изменениями влажности воздуха и малыми ее величинами.

Длительное пребывание гигрометра в условиях малой влажности, как показали исследования, вредно влияет на состояние волоса, обуславливая большую изменчивость поправок гигрометра. Это затруднение особенно существенно в высокогорных районах, где нередко наблюдаются периоды с влажностью $\leq 30\%$ до 4 и 8 сроков подряд. Причем число случаев с относительной влажностью в пределах $\leq 30\%$ составляет значительную часть от общего числа наблюдений. На ряде станций эти случаи преобладают в зимнее и переходное время, т. е. когда влажность определяется по гигрометру. Между тем, следует напомнить, что гигро-

¹ Руководство по обработке метеорологических наблюдений и подготовке ежегодников, ч. I (дополнение). Гидрометеиздат. 1950.

Разности данных влажности воздуха, определенных по психрометру и гигрометру
(при наименьших значениях относительной влажности)

Разности психрометра и гигрометра (по пределам) (%)	Станция 1-я III-XII 1938		Станция 2-я VIII-XII 1938		Станция 3-я I-XII 1944		Станция 3-я I-VII 1945		Станция 4-я IX-XII 1939		Станция 4-я I-XII 1940		Станция 4-я I-VI 1942	
	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)	Число разностей по пределам	Относит. влажн. по психрометру (%)
≥ -30				8		1-17							1	8
от -30 до -26			1	6	3	1-17								
от -25 до -21			2	3, 6	1	12	2	15, 20			1			
от -20 до -16			1	9	4	17-24	4	15-26						
от -15 до -11			3	14-25	6	11-24	1	25			2	18, 20	3	22-37
от -10 до -6		14	1	17	1	18					5	15-34	3	37-52
от -5 до -0	3	10-15	3	24-28					1	19			1	38
от +1 до +5	1	33		22, 36					2	23, 34	3	20-44		
от +6 до +10	4	21-31	1	33					1	45	1	46	1	47
от +11 до +15	1	23									1	47		

метры, посылаемые на сеть наших станций, проходят проверку только в пределах шкалы от 30 до 100 %.

В 1949 г. А. И. Каменевой [13] была произведена попытка поверки гигрометра при влажности 20—10 %. При этом выяснилось, что после пребывания гигрометра в условиях такой малой влажности волос теряет на некоторое время чувствительность. Последствия же пребывания гигрометра в условиях малой влажности сказываются затем на его поведении и при высокой влажности резким увеличением показаний. Это обстоятельство еще более убеждает в малой надежности, при некоторых условиях, данных влажности воздуха, особенно низких ее значений, наблюдаемых по гигрометру в высокогорных районах.

Продолжительность морозного периода, как известно, находится в прямой зависимости от высоты места над уровнем моря. Так, например, на одной из высокогорных станций Кавказа имеем 182 дня с температурой $-5,0^{\circ}$ и ниже, а на станции, расположенной на близком расстоянии, но значительно ниже ее, — всего 34 дня.

Определение относительной влажности на тех высокогорных станциях, где малые ее величины преобладают в зимнее время, не вполне надежно еще и потому, что для определения поправок гигрометра в пределах шкалы $<30\%$ набирается ничтожное число случаев сравнений с психрометром¹. В этом случае кривая на графике поправок гигрометра при малых влажностях проводится среди малого количества точек более или менее произвольно.

При больших значениях влажности (в пределах около 100 %) также возможны большие погрешности главным образом из-за осаджения на гигрометре гидрометеоров, что характерно для высокогорных районов.

Часто случаи выхода стрелки гигрометра за шкалу совпадают с замечаниями наблюдателей о наличии на гигрометре изморози или снега. Так, например, на одной из высокогорных станций таких случаев в 1940 г. было 227, причем в январе и феврале преобладали выходы до 120—130 деления (определено на глаз). Нередки случаи, когда влажность по этой причине бракуется. На самых высоких станциях Кавказа отмечались частые случаи осаджения изморози на гигрометре даже в июне—июле.

При исследовании данных влажности, в целях удлинения периода сравнений данных психрометра с показаниями гигрометра, нами была вычислена относительная влажность на основании показаний стационарного психрометра при температурах воздуха ниже $-5,0^{\circ}$ по небольшому числу станций, производивших эти наблюдения.

Для анализа полученных данных строились графики, на которые, кроме показаний гигрометра, гигрографа (если он был на станции), относительной влажности, вычисленной по психрометру, и исправленных показаний гигрометра, наносились данные температуры (иногда и давления) воздуха, количество облачности (общей и нижней), скорость и направление ветра и гидрометеоры. Пример графиков дан на рис. 3.

Рассмотрение таких графиков, построенных за отдельные месяцы по некоторому числу высокогорных станций, показало следующее: 1) разности между данными влажности по психрометру и показаниями гигрометра, обусловленные особенностями приборов, а также трудностями наблюдений, в отдельных случаях могут быть очень велики; 2) соотношение в данных психрометра и гигрометра в течение года нередко меняется; 3) в зимнее время влажность воздуха, вычисленная по психрометру,

¹ Сравнения гигрометра с психрометром в основном производились при температурах до $-5,0^{\circ}$ и только в 1950 г. в дополнении к Руководству предложено вести наблюдения по смоченному термометру до $-10,0^{\circ}$, что для условий высокогорных станций также недостаточно.

обычно меньше данных гигрометра и гигрографа, особенно при малых ее величинах; в летние месяцы данные гигрометра приближаются к психрометрическим и иногда бывают даже меньше их; 4) данные гигрометра в зимний период, даже после исправления их соответствующими поправками, выведенными из сравнений с психрометром при температурах

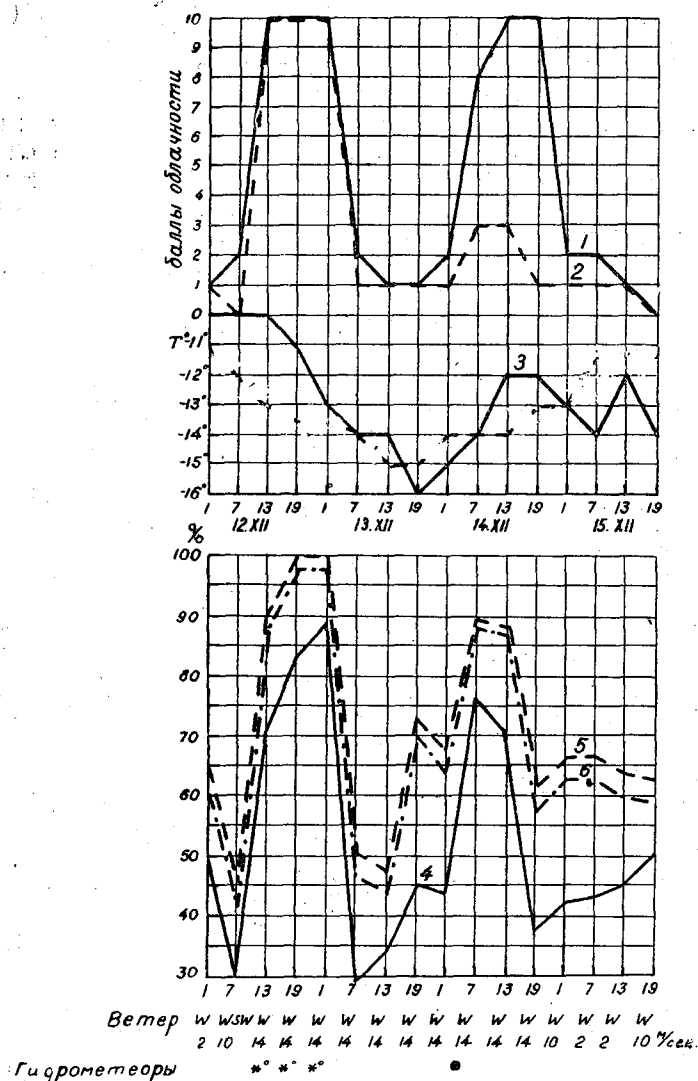


Рис. 3. Суточный ход метеорологических элементов на высокогорной станции Кавказа (12—15/XII 1939 г.)

1 — облачность, общая, 2 — облачность нижняя, 3 — температура воздуха.

Относительная влажность: 4 — по психрометру, 5 — исправленный гигрометр, 6 — гигрометр без поправки

выше $-5,0^{\circ}$, получаются больше психрометрических данных; 5) при сопоставлении хода относительной влажности с ходом других метеорологических элементов обнаружилась ясная зависимость влажности от наличия нижней облачности; почти всегда увеличению относительной влажности сопутствует увеличение количества нижней облачности и наоборот; 6) изменение относительной влажности, даже резкое, не всегда согласует-

ся с ходом температуры воздуха; довольно часто температура при этом изменяется незначительно или же имеет ровный ход.

В целях детального выявления условий, при которых получаются наибольшие расхождения в данных психрометра и гигрометра, на основании построенных графиков были составлены за отдельные месяцы таблицы повторяемости разностей психрометра и гигрометра (по пределам) и соответствующих им условий погоды.

По этим таблицам наметилось значительное преобладание отрицательных поправок гигрометра в зимние месяцы, при большом числе дней с гидрометеорами. Отдельные положительные поправки хотя и наблюдались зимой, но при относительно более высокой температуре, слабых ветрах или штиле, при ясном небе или незначительной облачности и отсутствии гидрометеоров. Последнее положение, повидимому, связано с преувеличенной влажностью, получающейся по психрометру при штиле. Однако считать оба эти положения установленными для всех высокогорных станций еще преждевременно из-за недостаточного количества материала по этим станциям. Кроме того, следует учитывать, что нередко при одних и тех же условиях у разных гигрометров поправки изменяются неодинаково, в силу индивидуальных особенностей волоса.

Детальный анализ графиков поправок гигрометра показал большую их изменчивость. Так, на одной высокогорной станции в августе — декабре 1938 г. при температурах ниже $-5,0^{\circ}$ положительные поправки гигрометра перешли в отрицательные, причем более значительные изменения имели место при малой влажности (табл. 6).

Таблица 6

Средние поправки гигрометра при различных температурах и пределах влажности воздуха на высокогорной станции (Кавказ) по данным графиков поправок за август—декабрь 1938 г. и январь—июнь 1939 г.

При относительной влажности по психрометру (%)	Поправки гигрометра при температуре			Изменение поправок в зависимости от изменения температуры	
	$-5,0^{\circ}$ и выше	от $-5,1^{\circ}$ до $-10,0^{\circ}$	$-10,1^{\circ}$ и ниже		
	1	2	3	(1-2)	(1-3)
Август — декабрь, 1938 г.					
100	2	-3	-10	-5	-12
50	3	-2	-10	-5	-13
30	0	-6	-13	-6	-13
Январь — июнь, 1939 г.					
100	-1	0	-16	1	-15
50	-7	-6	-17	1	-10
30	-7	-10	-18	-3	-11
Изменение поправок от осени (август—декабрь 1938 г.) к весне (январь—июнь, 1939 г.)					
100	-3	3	-6		
50	-10	-4	-7		
30	-7	-4	-5		

В январе — июне 1939 г., как видно из той же таблицы, поправки получились отрицательными и при температуре выше $-5,0^{\circ}$, причем по сравнению с августом — декабрем они больше всего изменились также при малой влажности (в пределах 30—50%). При температуре от $-5,1^{\circ}$ до $-10,0^{\circ}$ увеличение отрицательной поправки в январе — июне имело место только при влажности, равной 30%. Зато при температурах $-10,1^{\circ}$ и ниже для всех пределов влажности как по осеннему, так и по весенне-

му графикам получились большие отрицательные поправки (от -10 до -18%), причем изменение их по сравнению с поправками, выведенными при температурах $-5,0^\circ$ и выше, очень велико (порядка -10 , -15%).

Таким образом, мы видим наибольшее изменение поправок при влажностях в пределах $30-50\%$ и при температурах $-10,1^\circ$ и ниже. При этом положительные поправки уменьшаются, а отрицательные увеличиваются, и тем больше, чем ниже температура воздуха.

В данном случае из-за большого разброса точек на графике, обусловленного, повидимому, изменением чувствительности гигрометра (показания его увеличивались в соответствии с понижением температуры воздуха), пришлось провести 3 кривые. В результате и были вычислены поправки гигрометра для 3 пределов температуры, приведенные в табл. 6. Однако на других станциях такой четкой зависимости поправок от температуры воздуха не выявилось. Этот вопрос требует дальнейшего исследования.

Основываясь на материале табл. 6, можно сказать, что зимняя влажность на рассматриваемой горной станции будет значительно завышена, так как в данном случае поправки гигрометра, вычисленные при температуре воздуха $-5,0^\circ$ и выше, не будут соответствовать состоянию гигрометра при более низких температурах.

Анализ поправок для другой высокогорной станции, в Средней Азии, за сентябрь—декабрь 1939 г. и январь—май 1940 г. показал следующее. Там, хотя и в меньшей степени, положительные поправки гигрометра при низких температурах тоже уменьшаются, а отрицательные увеличиваются, причем это изменение также более значительно при малых влажностях (в январе — мае 1940 г. в среднем -7% в пределах влажности около 30%). В отличие от рассмотренных ранее поправок, где наибольшее их изменение обнаруживается при понижении температуры воздуха (табл. 6), поправки гигрометра на второй станции в общем меняются незначительно в пределах разных температур, но более резко во времени, на что указывает большое различие в поправках осеннего и весеннего графиков. В этом случае влажность, исправленная осенним графиком, также получится завышенной: при влажности около 100% в среднем до 10% и при влажности около 30% — до 8% .

На основании детального анализа графиков поправок гигрометров по нескольким станциям, производившим наблюдения по психрометру и при низких температурах, отмечены следующие случаи в изменении поправок на некоторых станциях:

1. Поправки гигрометра в течение зимы почти не меняются или меняются незначительно. В этом случае кривая весеннего графика будет близка к кривой осеннего графика (различие между ними в среднем не превысит 3%).

2. Поправки гигрометра меняются в течение зимнего периода от месяца к месяцу, в результате чего кривая весеннего графика отличается от кривой осеннего графика в среднем более чем на 3% .

3. Поправки гигрометра в той или иной степени меняются от месяца к месяцу (пп. 1 и 2), и, кроме того, меняются они и в зависимости от температуры воздуха (по данным высокогорной станции Кавказа за август — декабрь 1938 г., январь — июнь 1939 г.).

Разнообразие в изменениях поправок гигрометра указывает, в общем, на недостаточную надежность показаний гигрометра в условиях высокогорных станций и настоятельно диктует необходимость контроля за его поведением в течение зимы.

Осуществление такого контроля, в первом приближении, возможно путем продления периода наблюдений по смоченному термометру до $-20,0^\circ$. Данные психрометра при низких температурах, как показал ана-

лиз графиков, построенных для различных температур (по некоторому числу высокогорных станций, производивших наблюдения по стационарному психрометру до $-20,0^{\circ}$), в общем, значительно не отличаются от таковых, наблюдаемых при температурах $-5,0^{\circ}$ и выше.

Несмотря на то, что в отдельных случаях возможны ошибки при наблюдениях по психрометру до $-20,0^{\circ}$ эти наблюдения в своей совокупности могут оказаться весьма полезными.

Кроме того, было бы полезно испытать способ контроля за гигрометром в зимнее время, предложенный Б. Г. Ивановым [11]. Он рекомендовал помещать гигрометр и термометр атташе в закрытую снежную камеру, чтобы проверить будут ли показания гигрометра соответствовать полному насыщению при данной температуре воздуха.

Нахождение гигрометра в снежной камере будет полезно также и для восстановления нормальной чувствительности волоса, особенно после пребывания его в условиях малой влажности, и в какой-то степени заменит не нашедший распространения (из-за сложности изготовления) гигрометр с постоянным увлажнением [28].

Связь хода относительной влажности на высокогорных станциях с ходом других метеорологических элементов

При обработке данных влажности воздуха на высокогорных станциях возникают трудности из-за невозможности, в большинстве случаев, сравнивать между собою данные соседних станций вследствие различия в условиях их местоположения и высоте над уровнем моря.

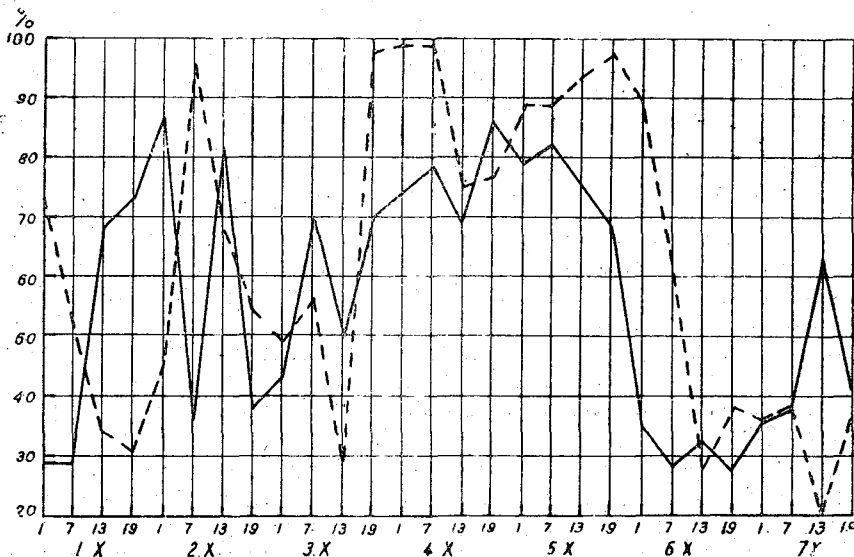


Рис. 4. Суточный ход относительной влажности воздуха на двух различных по высоте станциях Кавказа (1-7/X 1946 г.), (нумерация станций в порядке убывания высот).

Пример несогласованности хода относительной влажности на двух различных по высоте, хотя и близких по расстоянию (около 20 км), станциях приведен на рис. 4.

Ввиду вышеизложенного данные влажности приходится в основном сопоставлять с ходом других метеорологических элементов на каждой отдельной станции.

Анализ графиков, на которых были построены кривые хода всех метеорологических элементов по ряду высокогорных станций, выявил прямую зависимость относительной влажности от нижней облачности. На это указывает и Е. Г. Зак [9].

Примером хорошей согласованности годового хода средних значений относительной влажности и нижней облачности могут служить данные рис. 5.

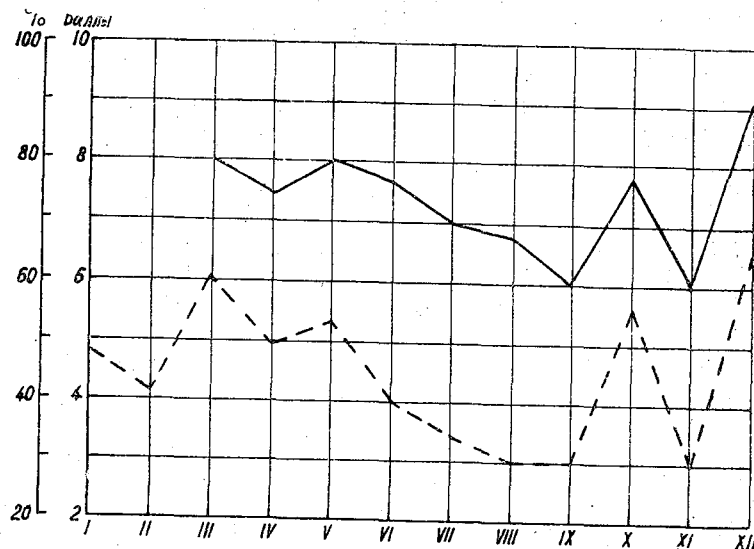


Рис. 5. Годовой ход относительной влажности воздуха и нижней облачности на высокогорной станции Кавказа (1940 г.).
1—относительная влажность, 2—нижняя облачность

Исследования С. К. Ивицкого показали, что добавление к количеству нижней облачности некоторых форм средних облаков (*As*, *Ac* сплошные) не нарушит согласованности в ходе относительной влажности и облачности. С общей облачностью такой согласованности не получается.

Подтверждением выявленной при анализе материалов прямой зависимости относительной влажности от нижней облачности может служить и согласованность повторяемости нижней облачности в пределах от 0 до 2 баллов с числом случаев с влажностью $\leq 30\%$ и в пределах от 8 до 10 баллов с числом случаев с влажностью $\geq 80\%$.

Максимальное годовое число дней с влажностью $\leq 30\%$ на всех рассмотренных станциях соответствовало большой повторяемости нижней облачности в пределах от 0 до 2 баллов. Температура и направление ветра при этом были различные, тогда как скорости ветра всюду преобладали небольшие (от 0 до 5 м/сек.), гидрометеоры почти отсутствовали.

Преобладание влажности $\geq 80\%$ выявлено при частой повторяемости нижней облачности от 8 до 10 баллов и при большом количестве гидрометеоров.

Для более детального анализа зависимости хода и величины относительной влажности от количества нижней облачности, выявленной по средним значениям, нами было произведено графическое сопоставление данных гигрографа с данными гелиографа. (Последние привлечены ввиду отсутствия ежечасных наблюдений над облачностью). Наличие записи солнечного сияния на ленте гелиографа в течение целого часа принималось нами за отсутствие нижней облачности. На этих же графиках наносились данные термографа и барографа.

Анализ таких графиков также подтвердил согласованность в изменениях влажности воздуха и нижней облачности, тогда как с ходом температуры изменения влажности на высокогорных станциях не всегда согласовывались. Не редки случаи нарушения обычного соотношения в ходе относительной влажности и температуры воздуха, а именно: наблюдается увеличение влажности при повышении температуры или уменьшение ее при понижении температуры. Это видно и из наблюдений Н. Н. Калитина на массиве Эльбруса [12]. Кроме того, изменения влажности на высокогорных станциях более резки, чем изменения температуры. На более низких станциях наблюдается большая согласованность в изменениях температуры и влажности воздуха. Именно при повышении температуры обычно относительная влажность понижается, а при понижении температуры увеличивается. Колебания влажности на низких станциях обычно меньше, а колебания температуры больше, чем на высокогорных станциях.

В ходе давления и относительной влажности на наиболее высоко расположенных станциях намечается некоторый параллелизм, связанный, повидимому, с усилением и ослаблением антициклоничности на уровне моря. Развитию и ослаблению антициклоничности соответствует развитие и ослабление нисходящих токов на высоких уровнях и соответствующее изменение влажности, ход же давления при этом на низких и высоких станциях обратный.

Выводы

1. О специфике хода влажности воздуха на высокогорных станциях

1) В высокогорных районах наблюдается крайняя изменчивость влажности воздуха, выражающаяся в частых и резких ее колебаниях (иногда почти полное насыщение сменяется сильной сухостью), а также наличие продолжительных периодов с малой влажностью, имеющих место и в зимнее время. Это затрудняет определение влажности воздуха принятыми на сети приборами. Затруднения эти усугубляются большой продолжительностью зимнего периода с низкими температурами воздуха и обилием гидрометеоров на некоторых высокогорных станциях.

Особенно затруднены наблюдения по гигрометру, так как в течение длинного периода с низкими температурами отсутствует контроль за его поведением. Между тем, в высокогорных районах гигрометр чаще подвергается вредным для него резким колебаниям влажности, а также длительному пребыванию в условиях малой влажности.

В общем можно считать, что: а) при существующих приборах и настоящей методике наблюдений определение влажности воздуха на высокогорных станциях с такой же точностью, как на равнинных (5%), невозможно; б) определение достоверности случаев исключительно малой влажности на высокогорных станциях (до 0%) является затруднительным и требует применения более точных приборов.

2) Судя по разностям психрометра и гигрометра, вычисленным за период наблюдений по психрометру при низких температурах (до -20°), можно предполагать, что влажность воздуха на высокогорных станциях, наблюдаемая в зимний период по гигрометру, получается преувеличенной.

3) Между ходом влажности воздуха и ходом нижней облачности на высокогорных станциях существует тесная прямая зависимость.

4) Ход влажности на высокогорных станциях в значительно меньшей степени согласуется с ходом температуры воздуха, чем на равнинных станциях.

5) Ход влажности воздуха часто бывает различным на станциях, близких по расстоянию, но различающихся по высоте, и нередко бывает сходным на станциях, далеких по расстоянию, но близких по высоте, и имеющих сходство в форме рельефа.

II. О методике наблюдений над влажностью воздуха в высокогорных районах

По стационарному психрометру. а) для удлинения периода сравнения данных психрометра и гигрометра при отрицательных температурах в целях улучшения контроля за последним было бы полезно наблюдения по смоченному термометру производить до $-20,0^{\circ}$ (по сухому термометру); б) в дополнение к произведенным И. Е. Воробьевым исследованиям о сроках смачивания подрезанного батиса психрометра [5] целесообразно было бы одной из высокогорных обсерваторий поставить аналогичную тему, расширив пределы исследования до $-20,0^{\circ}$; в) для обеспечения введения к данным влажности поправок на давление, при отсутствии ртутного барометра, целесообразно снабжать высокогорные станции надежными анероидами и проверять последние при инспекциях.

По гигрометру. Ввиду неблагоприятных для гигрометра условий в высокогорных районах (резкие колебания и малые величины влажности воздуха, обилие гидрометеоров), искажающих его показания, желательно применять способ проверки этого прибора на станциях в зимних условиях, предложенный Б. Г. Ивановым [11].

III. О методике обработки наблюдений над влажностью воздуха на станциях высокогорных районов

По психрометру. Данные психрометра целесообразно обрабатывать до $-20,0^{\circ}$ (по сухому термометру).

По гигрометру. а) графики поправок к гигрометрам составлять по данным психрометра, наблюдаемым до температуры воздуха, равной и выше $-20,0^{\circ}$, исключая отдельные сомнительные случаи; б) для удобства анализа поведения гигрометра обозначение точек на графиках принять различное для каждого месяца, а также для разных пределов температуры (от $-5,0^{\circ}$ и выше, от $-5,1^{\circ}$ до $-10,0^{\circ}$, от $-10,1^{\circ}$ до $-20,0^{\circ}$). Последнее существенно в целях выявления зависимости изменения поправок от температуры воздуха; в) в случае изменения поправок в зависимости от температуры воздуха, в среднем на $\geq 5\%$ для разных ее пределов, данные гигрометра следует браковать; г) в случае больших расхождений осенних и весенних поправок гигрометров (в среднем на 4—8%), при постепенном их изменении от осени к весне, поправки для каждого отдельного месяца целесообразно интерполировать; д) при составлении графиков поправок к гигрометрам, во избежание их искажения, не следует стремиться охватить большой период сравнений с психрометром при положительных температурах. Лучше использовать данные за один месяц (при резком изменении поправок даже за полмесяца), но максимально близкие к зиме.

IV. О критическом просмотре данных влажности воздуха на станциях высокогорных районов

При анализе данных влажности высокогорных районов следует базироваться преимущественно на сопоставлении их с другими метеорологическими элементами на той же станции (главным образом с нижней

облачностью, осадками, гидрометеорами, ветром, а затем с температурой и давлением воздуха).

Полезно сопоставлять повторяемость относительной влажности $\geq 80\%$ с повторяемостью нижней облачности от 8 до 10 баллов, хорошо с ней согласующейся.

Сопоставление данных влажности соседних станций, как это указано в Руководстве, для высокогорных районов возможно только в том случае, если сравниваемые станции сходны по условиям местоположения и по высоте над уровнем моря. При соблюдении этих условий можно сравнивать данные влажности в высокогорных районах и на значительно удаленных станциях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абельс Г. Ф. Сравнения конденсационного гигрометра Алюара с психрометром, волосным гигрометром и гигрографом в Павловске. Летописи ГФО за 1883, ч. I.
2. Базикайло В. А. Простой прибор для точного определения влажности воздуха при температуре ниже 0° . Метеорология и гидрология. № 1—2, 1940.
3. Берг Л. С. Основы климатологии. Ленинград, 1938.
4. Воробьев И. Е. Исследование аспирации в будке в условиях открытого места при сильных ветрах. Труды ГГО, вып. 43 (105), Ленинград, Гидрометеиздат, 1954.
5. Воробьев И. Е. К методике наблюдений над влажностью и температурой воздуха на высокогорных станциях. Труды ГГО, вып. 34, Ленинград. Гидрометеиздат, 1952.
6. Гакен Г. Л. Об изменчивости поправок гигрометров. Труды ГГО, вып. 25. Ленинград, 1951.
7. Гольцман М. И. Результаты измерения новыми приборами влажности воздуха при низких температурах. Проблемы Арктики № 2. 1943.
8. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I—II, Гидрометеиздат. Ленинград, 1952.
9. Зак Е. Г. Облачность антициклонных инверсий. Труды научно-исследовательских учреждений. Серия II, вып. 14. 1946.
10. Зворыкин Н. Определение влажности воздуха помощью психрометра. Приложение к XI тому «Записок Императорской Академии наук» № 6. 1881.
11. Иванов Б. Г. Контроль волосного гигрометра в морозный период. Метеорология и гидрология № 6. 1941.
12. Калитин Н. Н. Метеорологические наблюдения на массиве Эльбруса в августе 1926 г. Метеорологический вестник. 1926.
13. Каменева А. И. О точности поверки волосных гигрометров. Труды ГГО, вып. 25. Ленинград, 1951.
14. Каминский А. А. Климат и погода в равнинной местности. Климат Воронежской губернии, ч. I. Ленинград, 1925.
15. Каминский А. А. Географическое распределение влажности воздуха на пространстве Российской империи по наблюдениям 1871—1890 гг. СПб. 1894.
16. Кедров Иванский В. Н. Метеорологические приборы. Гидрометеиздат. Ленинград, 1947.
17. Кирюхин Б. В. Определение влажности воздуха при низких температурах посредством психрометра, основанного на конденсационном принципе. Метеорология и гидрология № 4. 1941.
18. Козлов М. П. Результаты измерения новыми приборами влажности воздуха при низких отрицательных температурах. Проблемы Арктики № 2. 1943.
19. Кузнецов Н. Н. Типы фёнов на Западном Кавказе. Метеорология и гидрология № 12. 1940.
20. Лебедева К. Д. и Смирнов С. А. Погрешности метода измерения температуры и влажности воздуха психрометрическими термометрами в будке. Труды ГГО, вып. 25. Ленинград, 1951.
21. Никандров В. Я. О работе с психрометром в тумане. Вопросы экспериментальной метеорологии, вып. 1. 1941.
22. Пенкевич М. С. О некоторых недостатках методов определения влажности воздуха на метеорологических станциях. Известия ГГО № 3. 1932.
23. Попов В. И. Об определении температуры и влажности воздуха. Геофизический сборник, т. III, вып. 3. 1917.
24. Пузанов В. П. Об измерении влажности воздуха на метеорологических станциях. Метеорология и гидрология № 9. 1953.

25. Рождественский А. А. Об ошибках измерения влажности воздуха по психрометру в английской будке. Метеорологический вестник. № 10. 1926.
 26. Рождественский А. А. и Клестова М. М. К вопросу о гигроскопических свойствах волосного гигрометра. Климат и Погода. № 11—12 (44—45). 1932.
 27. Тихомиров Е. И. К вопросу о точности психрометрических определений влажности воздуха. Проблемы Арктики № 2. 1943.
 28. Третьяков В. Д. Волосной гигрометр с постоянным увлажнением. Климат. и погода № 5—6. 1929.
 29. Фигуровский И. В. Опыт исследования климатов Кавказа. т. I. Изд. Николаевской ГФО. 1912.
 30. Щербакова Л. Ф. Скорости движения воздуха внутри психрометрической будки и их влияние на точность измерений влажности. Труды научно-исследовательских учреждений. Серия I, вып. 23. 1946.
 31. Fergusson S. P. Observation methods for reliable meteorological data. Bulletin of the American Meteorological Society. v. 26. № 7, 1945.
 32. Malmgren F. Studies of Humidity and Hoar Frost over the Arctic Ocean. geofysiske Publikasjoner I, IV, v. 6. Oslo. 1926.
 33. Menzl O. Vollkommene Lufttrockenheit auf dem Donnersberg. Zeitschrift für Meteorologie. $\frac{2}{3}$ Heft. 1946.
 34. Steingäuser F. Über die Häufigkeitsverteilung der relativen Feuchtigkeit im Hochgebirge und in der Niederung. Meteorologische Zeitschrift. Band 53. Heft 6. 1936.
 35. Shaw N. The measurement of atmospheric humidity. Proceedings of the Physical Society of London. From December 1921 to August 1922 vol. XXXIV. London.
 36. Huber A. Das Klima der Zugspitze. Beobachtungen der meteorologischen Stationen im Königreich Bayern. Band XXXV Jahrgang. 1913.
-

ПРОВЕРКА ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА РАЗНОСТЕЙ К АЭРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКЕ ВЕТРА

Целью настоящей работы является исследование вопроса о возможности получения на основании шаропилотных наблюдений реальной картины среднего ветрового поля в тропосфере, о проверке применяемого в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) способа обработки ветра и выяснение вопроса, насколько он устраняет основной недостаток метода шаров-пилотов, широко известного как метода ясной погоды.

В ГГО для обработки ветра в тропосфере по шаропилотным наблюдениям применяется метод разностей.

Неоднородность числа шаропилотных наблюдений по высоте зависит главным образом от условий погоды. Наблюдения не достигают предельной высоты обработки (7 км) из-за низкой облачности, плохой видимости, сильного ветра, осадков и др., т. е. метод шаров-пилотов является методом ясной погоды. Поэтому необходимо рассчитать для дней с низкой облачностью ветер за облаками, т. е. прибегнуть к экстраполяции наблюдений, не достигших предельной высоты.

Экстраполяция производится не по средним месячным междуслойным вращениям ветра и средним изменениям его скорости от слоя к слою, как было принято в некоторых прежних работах, а по отдельным группам наблюдений в зависимости от направления ветра в нижнем слое, которое в значительной степени обуславливает вращение ветра с высотой.

В равнинной местности за исходный уровень обработки, а следовательно и разбивки наблюдений по отдельным группам, мы принимаем высоту 0,4—0,5 км над поверхностью земли. В горной местности определение исходного уровня обработки более сложно и должно быть произведено для каждого пункта отдельно, так как необходимо учесть положение станций относительно горных хребтов. Мы остановились на 4 группах в зависимости от направления ветра на исходном уровне, а именно на группах (квадрантах) юго-восток, юго-запад, северо-запад и северо-восток. Эти группы дают четко различающуюся характеристику вращения ветра с высотой и могут быть положены в основу для экстраполяции недостающих данных на высотах.

На рис. 1 показано, к какой части циклона и антициклона относятся выбранные группы.

I группа соответствует северо-восточному квадранту циклона и юго-западному антициклона,

II группа соответствует юго-восточному квадранту циклона и северо-западному антициклона,

III группа соответствует юго-западному квадранту циклона и северо-восточному антициклона,

IV группа соответствует северо-западному квадранту циклона и юго-восточному антициклона.

В I и II группах следует ожидать правое вращение ветра с высотой, более сильное в I группе, чем во II. В III и IV группах следует ожидать левое вращение ветра с высотой, значительное в IV группе и более слабое в III.

Для объективной оценки результатов обработки ветра методом разностей возможны два способа проверки: 1) использование только наблюдений шаров-пилотов, достигших определенной высоты обработки, и 2) параллельная обработка шаропилотных и радиолокаторных наблюдений за один и тот же период.

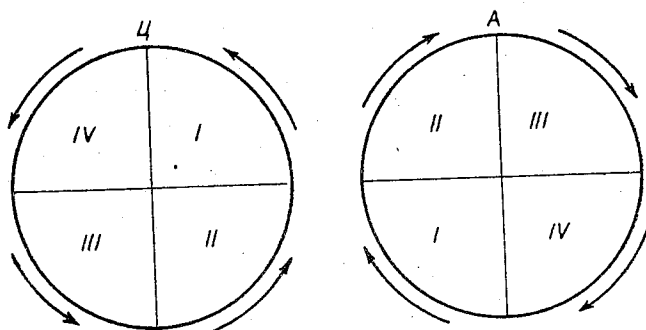


Рис. 1. Схема квадрантов в циклоне и антициклоне

Первый способ проверки метода разностей встречает много возражений, касающихся главным образом того, что искусственно отобранные высокие наблюдения соответствуют одинаковым условиям погоды, вследствие чего полученные результаты нельзя распространять на все условия погоды. На этом методе проверки останавливаться не будем.

Раньше, чем перейти ко второму способу проверки, рассмотрим распределение скорости ветра с высотой при различных облаках, поскольку существует мнение, что для случаев низкой сплошной облачности ветер за облаками резко увеличивается с высотой, в связи с чем при применении метода разностей происходит преуменьшение скоростей ветра по сравнению с реальными.

Проверим это утверждение, для чего рассмотрим радиопилотные наблюдения за три года на одной из аэрологических станций. Все наблюдения на высотах были разбиты на группы в зависимости от скорости ветра в слое 3—5 км, получены средние значения скорости ветра для каждой группы, повторяемость этих групп и вероятность каждой группы при различных облаках.

К I группе были отнесены все случаи со скоростью ветра в слое 3—5 км, не превышающей 10 м/сек., к II — со скоростью ветра в этом слое 10—15 м/сек., к III — 15—20 м/сек., к IV — 20—25 м/сек., к V — 25—30 м/сек., к VI — >30 м/сек.

Такие характеристики позволят нам ответить на вопросы:

1. Какое распределение скоростей ветра с высотой встречается наиболее часто на данном пункте?
2. Какова вероятность других групп распределения скоростей ветра с высотой и особенно наиболее сильных ветров?
3. Какая группа наиболее вероятна и какова повторяемость других групп распределения скоростей ветра с высотой при различных формах облаков?

Рассмотрим каждый сезон отдельно.

Зима. Для зимы (декабрь—февраль) мы получили следующие характеристики групп (табл. 1).

Таблица 1

Средние скорости ветра по группам и повторяемость групп
в процентах

ЗИМА (230 наблюдений)

Группы	Повторяемость групп (%)	Высота (км)							
		1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	20	8,0	7,7	6,8	6,3	6,6	7,4	9,6	12,3
II	32	11,5	10,7	9,8	10,7	11,5	13,3	15,0	17,1
III	24	13,4	13,6	13,9	15,0	16,4	18,1	20,5	23,5
IV	12	14,7	14,7	15,9	18,5	20,6	23,4	29,2	32,6
V	8	20,0	17,8	17,1	20,0	23,6	29,4	35,2	38,4
VI	4	15,3	18,5	21,4	25,8	29,9	35,2	40,3	53,0
	Число случаев	109	186	229	230	227	230	224	213

Зимой наиболее вероятно среднее распределение скоростей ветра, соответствующее II группе (32%), когда средние скорости ветра составляют 10—11,5 м/сек. в слое 1—4 км и выше возрастают до 17 м/сек. на высоте 7 км. В 76% всех наблюдений распределение средних скоростей ветра с высотой соответствует I, II и III группе, т. е. наиболее вероятна скорость, не превышающая в среднем 23 м/сек. на высоте 7 км. Самые сильные ветры, достигающие в среднем 53 м/сек. на высоте 7 км, редки и повторяемость их составляет 4%.

Проследим теперь, являются ли группы наиболее сильных скоростей (IV—VI гр.) характерными для дней с низкой облачностью (см. табл. 2).

Таблица 2

Вероятность групп скоростей ветра при различных облаках
(в процентах от числа случаев данной облачности)

ЗИМА

Облачность	Группы						Число случаев
	I	II	III	IV	V	VI	
$^{10/10}$ St	21	40	33	6	0	0	33
$^{10/10}$ Ns, Frnb	16	29	29	11	11	4	55
$^{10/10}$ Sc, Frnb	27	28	20	12	10	3	60
$^{10/10}$ Sc	27	41	18	5	5	4	22
0—4 нижних облаков	14	30	22	20	9	5	56

При любых облаках наиболее вероятно распределение средних скоростей соответственно II группе, что особенно резко выражено при St и при Sc.

Рассмотрим соотношения для более сильных ветров (IV—VI) группы. Реже всего скорости ветра, соответствующие IV группе, наблюдаются при St и Sc, чаще всего при отсутствии или малом покрытии неба низкими облаками. Наиболее сильные ветры, соответствующие VI группе, почти равновозможны (повторяемость 3—5%) при любой облачности и только при St сильные ветры, соответствующие как VI, так и V группе, вообще не наблюдались. Таким образом, рассмотрение факти-

ческого материала показало, что сильные ветры наблюдаются редко, но при любой облачности они почти равновероятны (за указанным исключением St).

Отдельные случаи наиболее сильных ветров на высоте 7 км были отмечены при 10/0 Ac (59 м/сек.) и при 1/1 Sc (75 м/сек.).

Весна. Весной нет резко выраженного преобладания одной из групп; наиболее часто встречаются I, II и III группы распределения средних скоростей ветра с высотой (79%) со средними скоростями, не превышающими 24 м/сек. на 7 км. Наиболее сильные ветры, достигающие в среднем 47 м/сек. на высоте 7 км, наблюдаются редко—повторяемость VI группы составляет всего 3% (см. табл. 3).

Таблица 3

Средние скорости ветра по группам и повторяемость групп в процентах

ВЕСНА (236 наблюдений)

Группы	Повторяемость (%)	Высота (км)							
		1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	24	8,9	8,3	7,2	6,5	6,3	7,5	8,7	10,6
II	28	8,4	8,6	9,2	9,8	11,1	13,2	15,0	17,6
III	27	13,3	12,6	12,7	14,0	15,9	18,1	21,1	23,9
IV	12	13,7	12,7	13,4	16,2	20,0	23,3	26,6	28,4
V	6	17,0	15,1	18,0	20,9	25,4	28,7	30,7	29,8
VI	3	17,8	18,6	18,7	23,2	29,7	34,4	38,0	47,2
	Число случаев	140	158	231	231	234	235	226	212

Так же как и зимой, сильные ветры не являются характерными только для дней с низкой облачностью (см. табл. 4).

Таблица 4

Вероятность групп скоростей ветра при различных облаках (в процентах от числа случаев данной облачности)

ВЕСНА

Облачность	Группы						Число случаев
	I	II	III	IV	V	VI	
$10/10$ As, Frnb	16	24	28	20	12	0	25
$10/1$ Cb, Frnb, Sc	38	30	17	5	10	0	40
$10/10$ Sc, Frnb	23	19	23	15	12	8	26
$10/10$ Cu, As, Sc	22	26	39	13	0	0	23
0—4 нижних облаков	20	27	27	12	11	3	129

Почти при всех облаках нижнего яруса, а также и для дней с малым покрытием неба низкими облаками, наиболее вероятной является III группа распределения скоростей ветра, что наиболее резко выражено при облачности $10/10$ Cu, As, Sc, и только при облаках $10/10$ Cb, Frnb, Sc наиболее вероятны скорости ветра I группы. Повторяемость групп с более сильным ветром падает до 5% в IV группе и 10% в V группе.

Наиболее сильные ветры (VI группа), достигающие 47 м/сек. на 7 км, наблюдаются только при $10/10$ Sc, Frnb и при малом покрытии неба облаками нижнего яруса. Таким образом и весной сильные ветры

не являются характерной особенностью дней с нижней облачностью: сильные ветры наблюдаются как при некоторых формах низких облаков, так и при малом покрытии неба. Это, при незначительной повторяемости VI группы, не может существенно отразиться на средних данных, хотя отдельные случаи наиболее сильного ветра на 7 км отмечены при низкой облачности: при 10/10 Frnb, Ns (60 м/сек.) и при 10/7 Sc, Frnb, Ac (60 м/сек.).

Лето. Наиболее вероятны летом слабые скорости ветра, соответствующие I и II группе (75%), т. е. не превышающие 17 м/сек. на 7 км; повторяемость групп с более сильным ветром резко падает с ростом номера группы; наиболее сильные скорости ветра, соответствующие VI группе, летом не наблюдались (табл. 5).

Таблица 5

Средние скорости ветра по группам и повторяемость групп
в процентах

ЛЕТО (190 наблюдений)

Группы	Повторяемость групп (%)	Высота (км)							
		1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	39	6,9	7,1	6,9	6,2	6,2	6,4	7,6	9,4
II	36	9,0	9,4	9,7	10,6	11,5	13,0	15,3	17,3
III	17	10,3	10,8	12,0	13,1	15,5	17,6	19,2	21,4
IV	5	13,4	14,6	14,6	18,3	20,7	24,4	26,8	31,9
V	3	11,6	11,6	12,6	15,6	23,7	32,2	32,7	35,8
Число случаев		104	157	182	187	190	187	184	182

Таблица 6 показывает вероятности каждой группы при различных облаках. Мы видим, что только при облачности 10/10—10/6 Cu, Ac, Sc и при незначительном покрытии неба сохраняется преобладание первых двух групп скоростей ветра, которое выражено даже более резко, чем для общей повторяемости групп, независимо от формы облаков.

Таблица 6

Вероятность групп скоростей ветра при различных облаках
(в процентах от числа случаев данной облачности)

ЛЕТО

Облачность	Группы						Число случаев
	I	II	III	IV	V	VI	
¹⁰ / ₁₀ Ns, Frnb	25	38	37	0	0	0	8
¹⁰ / ₁₀ — ¹⁰ / ₉ Cb, Frnb, Sc	32	26	26	12	4	0	50
¹⁰ / ₁₀ — ¹⁰ / ₈ Sc, Frnb	44	19	31	6	0	0	16
¹⁰ / ₁₀ — ¹⁰ / ₆ Cu, Ac, Sc	42	42	4	4	8	0	24
0—4 нижних облаков	41	42	10	2	2	0	88

При Cb повторяемость постепенно уменьшается от группы слабых скоростей к группе наиболее сильных; резко выраженный максимум повторяемости отсутствует. При Ns и Sc почти равновероятны две группы: II и III при Ns, I и III при Sc. Наиболее сильные ветры летом (V группа) наблюдаются при значительном покрытии неба облаками Cu, Ac, Sc и при малой облачности.

Таким образом и летом сильные ветры не являются характерными для самых низких форм облаков, что можно проверить и по отдельным случаям. Так, максимальные скорости ветра были отмечены при 10/10 Cu, Sc (50 м/сек.), при 10/10 Cb, Sc (47 м/сек.) и при незначительном покрытии неба облаками нижнего яруса (43 м/сек.).

Осень. Осенью, так же как и летом, наиболее часто наблюдается распределение средних скоростей ветра с высотой, соответствующее I и II группам, т. е. чаще всего средняя скорость ветра не превышает 18 м/сек. на 7 км. Наиболее сильные ветры наблюдаются редко — повторяемость V и VI групп составляет соответственно 5 и 3% (см. табл. 7).

Таблица 7

Средние скорости ветра по группам и повторяемость групп
в процентах

ОСЕНЬ (253 наблюдения)

Группа	Повторяемость групп (в %)	В ы с о т а (км)							
		1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	30	7,7	7,6	7,0	6,6	6,7	7,2	8,7	11,0
II	28	10,0	9,9	10,2	10,5	11,7	12,8	15,2	17,7
III	19	11,0	11,3	11,5	13,3	14,8	17,2	19,3	21,5
IV	15	14,4	15,1	15,1	17,1	20,1	22,9	24,7	27,1
V	5	13,0	13,2	14,2	18,3	24,0	31,0	32,2	36,7
VI	3	16,8	17,1	19,1	22,5	30,0	33,2	34,2	38,0
Число случаев		172	214	236	244	249	250	248	240

Таблица 8 показывает вероятность каждой группы при различных облаках.

Таблица 8

Вероятность групп скоростей ветра при различных облаках
(в процентах от числа случаев данной облачности)

ОСЕНЬ

Облачность	Г р у п п ы						Число случаев
	I	II	III	IV	V	VI	
10/10 St	32	47	0	14	7	0	28
10/10 Ns, Frnb	14	30	19	28	7	2	43
10/10—10/6 Cb, Frnb, Sc	38	29	12	12	3	6	34
10/10 Sc, Frnb	30	27	24	14	5	0	37
10/10—10/6 Cu, Ac, Sc	53	21	8	10	3	5	38
0—4 нижних облаков	26	23	33	10	5	3	77

Так, при облаках 10/10—10/6 Cu, Ac, Sc, 10/10—10/6 Cb, Frnb, Sc и 10/10 Sc, Frnb чаще всего наблюдаются наиболее слабые скорости ветра, соответствующие I группе, при 10/10 St — ветры, соответствующие II группе, при 10/10 Ns, Frnb почти равновероятны ветры как II, так и IV группы. При покрытии неба 0—4 нижними облаками распределение ветра соответствует III группе, реже II и I. Следовательно, осенью при почти безоблачном небе и при 10/10 Ns, Frnb вероятны более сильные ветры, чем при любых других формах низкой облачности, хотя отдельные случаи наиболее сильного ветра отмечены при 9/9 Frnb, Sc (48 м/сек.), при 10/10 St (59 м/сек.) и при 10/8 Cb, Frnb, Sc (50 м/сек.).

Таким образом, существующее предположение о наличии наиболее сильных ветров в дни с низкой облачностью на нашем материале не под-

твердилось. Сильные ветры (группы V, VI) наблюдаются редко и при любой облачности, т. е. не являются характерными для дней с низкой облачностью.

Приведем также средние значения скоростей ветра при различном покрытии неба низкими облаками (см. табл. 9).

Таблица 9

Средняя скорость ветра при полном и малом покрытии неба облаками нижнего яруса

Покрыв- тие неба	Высота (км)						
	земля	2	3	4	5	6	7
З И М А							
10-8	5,3	12,1	12,9	13,9	16,0	18,5	21,0
0-4	4,5	11,3	13,8	16,3	18,1	21,5	24,7
Δ	-0,8	-0,8	+0,9	+2,4	+2,1	+3,0	+3,7
В Е С Н А							
10-8	5,8	11,6	12,6	14,7	16,2	18,0	20,9
0-4	5,7	10,6	11,6	13,2	15,6	17,4	19,3
Δ	-0,1	-1,0	-1,0	-1,5	-0,6	-0,6	-1,6
Л Е Т О							
10-8	4,7	9,6	10,3	11,4	13,4	15,6	17,4
0-4	5,3	9,1	9,3	10,3	11,1	13,1	15,1
Δ	+0,6	-0,5	-1,0	-1,1	-2,3	-2,5	-2,3
О С Е Н Ь							
10-8	4,2	10,9	11,8	13,2	14,5	16,4	18,9
0-4	4,6	10,3	11,0	12,7	15,6	17,4	19,7
Δ	-0,6	-0,6	-0,8	-0,5	+1,1	+1,0	+0,8

Зимой при почти безоблачном небе средние скорости ветра меньше, чем при низкой облачности только до высоты 2 км, выше они больше, причем разница растет с высотой и достигает 3,7 м/сек. на 7 км. В меньшей степени это относится к осени. Обратную картину мы видим летом (разности имеют противоположные знаки по сравнению с зимой): у земли в малооблачные дни ветер сильнее, выше — слабее, чем в облачные дни, причем разница растет с высотой. В меньшей степени это относится к весне.

Перейдем к сравнению результатов обработки шаропилотных наблюдений методом непосредственного подсчета и методом разностей с результатами обработки радиопилотных наблюдений.

Предварительно мы отобрали все одновременные случаи шаропилотных и радиолокаторных наблюдений и вычислили средние отклонения (абсолютные и с учетом знака) направлений и скорости ветра по шаропилотным наблюдениям от направления и скорости ветра по радиолокаторным. Вычисление средних отклонений проводилось по сезонам, но определенно выраженной зависимости от сезона не получилось (табл. 10).

Из табл. 10 мы видим, что абсолютные значения разностей между шаропилотными и радиолокаторными скоростями ветра в течение года на всех рассматриваемых высотах составляют 1—2 м/сек., а для направлений ветра разности в течение большей части года держатся в пределах 5—10° и только летом они достигают несколько больших значений. В отдельных случаях расхождения между данными направления и ско-

рости ветра по шаропилотным и радиолокаторным наблюдениям достигают весьма больших значений и могут превысить 100—150° в направлении и 10 м/сек. в скорости ветра. Однако, несмотря на то, что в отдельных случаях возможны большие расхождения, средние отклонения при учете знака их весьма незначительны (см. табл. 11) и не могут существенным образом сказаться на аэроклиматических характеристиках ветра.

Таблица 10

Средняя абсолютная разность между шаропилотными и радиолокаторными данными

Сезоны	В ы с о т а (км)							
	1	1,5	2	3	4	5	6	7
Направление ветра (градусы)								
Зима	±6	6	9	15	5	4	7	3
Число случаев	21	24	31	24	19	13	11	10
Весна	±6	10	12	10	7	9	7	7
Число случаев	94	123	119	96	85	79	70	62
Лето	±12	11	7	13	14	12	14	10
Число случаев	79	103	106	76	65	51	45	42
Осень	±5	7	6	6	6	7	5	7
Число случаев	78	79	64	55	46	39	34	31
Скорость ветра (м/сек.)								
Зима	±1,8	1,0	1,3	1,6	2,3	1,6	1,7	2,0
Число случаев	21	24	31	24	19	13	11	10
Весна	±1,7	1,3	1,5	1,5	1,6	1,5	3,0	2,5
Число случаев	94	123	119	96	85	79	70	62
Лето	±1,3	1,6	1,3	1,6	1,5	1,3	1,6	1,7
Число случаев	79	103	106	76	65	51	45	42
Осень	±1,1	1,2	1,0	1,1	1,5	1,6	2,1	2,1
Число случаев	78	79	64	55	46	39	34	31

Таблица 11

Средняя разность между шаропилотными и радиолокаторными данными (с учетом знака)

Сезоны	В ы с о т а (км)							
	1	1,5	2	3	4	5	6	7
Направление ветра (градусы)								
Зима	1	-1	-4	0	1	0	0	0
Число случаев	21	24	31	24	19	13	11	10
Весна	0	3	4	2	4	4	1	2
Число случаев	88	114	109	94	82	76	68	61
Лето	-4	-1	-3	-2	0	-5	-2	-3
Число случаев	79	105	101	76	65	51	46	42
Осень	-1	1	-1	1	-2	3	-1	0
Число случаев	75	79	78	55	46	39	34	31
Скорость ветра (м/сек.)								
Зима	0,7	0,0	-0,1	-0,2	-1,2	-1,2	-1,2	0,2
Число случаев	21	24	31	24	19	13	11	10
Весна	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1	-0,7	0,3	0,5	0,1
Число случаев	86	111	112	91	81	77	68	61
Лето	0,0	0,1	-0,1	-0,7	-0,1	-0,1	-0,5	0,0
Число случаев	79	105	101	76	65	51	46	42
Осень	-0,9	0,0	0,1	-0,2	-0,8	-0,1	-0,1	-1,2
Число случаев	75	79	78	55	46	39	34	31

Зима. Сравнение средних скоростей ветра на высотах, полученных в результате обработки шаропилотных наблюдений двумя методами, показывает (см. табл. 12), что при применении метода разностей уже с высоты 1,5—2 км мы получаем большие скорости ветра, чем при непосредственном подсчете. Это различие возрастает с высотой: от 0,5 м/сек. на высоте 1,5 км до 3 м/сек. на высоте 5 км. Скорости ветра по радиопилотным наблюдениям на высоте 2 км больше шаропилотных скоростей ветра, полученных обоими методами, а для больших высот лежат между ними; это показывает, что метод разностей зимой не преуменьшает реальные скорости ветра, а наоборот, преувеличивает их, хотя и незначительно.

Таблица 12*

Средние скорости ветра на разных высотах (м/сек.)

ЗИМА

Группы	0,5	1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	9,7	9,3	9,3	9,6	11,7	14,0	15,9	18,2	21,6
II	9,7	9,4	9,8	10,3	13,9	16,6	17,2	20,4	24,6
III				11,7	13,0	14,5	16,5	19,3	22,0

* В таблицах № 12—23 I — непосредственный подсчет, II — метод разностей, III — радиопилотные наблюдения.

О преувеличении средних значений скоростей ветра при применении метода разностей в сравнении с простым подсчетом и с результатами обработки радиопилотных наблюдений говорит также сопоставление кривых распределения повторяемости различных градаций скоростей ветра, вычисленных этими методами (см. табл. 13 и рис. 2).

Кроме того, если для высоты 3 км все три кривые распределения повторяемости различных градаций скоростей ветра имеют плавный ход, то для самых высоких уровней дело обстоит иначе: кривая, полученная на основании непосредственных подсчетов, отличается мало реальными пиками; обе другие кривые сохраняют и на этих уровнях плавный ход со смещением максимума скоростей при применении метода разностей в сторону более сильных ветров.

Таким образом, непосредственным подсчетом для вычисления повторяемости групп скоростей пользоваться нельзя. Метод же разностей дает более вероятное и близкое к действительности распределение различных групп скоростей.

Обращаясь к сравнению роз ветров (табл. 14 и рис. 3), полученных простым подсчетом, методом разностей и по радиопилотным наблюдениям, можно отметить, что последние два метода дают довольно сходную картину распределения повторяемости направлений; непосредственный же подсчет показывает резкое увеличение с высоты 4 км восточных ветров, что проявляется на высотах 5 и 7 км в неестественной вытянутости розы в восточном направлении. Это обстоятельство говорит не в пользу метода непосредственного подсчета, так как восточные ветры в рассматриваемом нами районе не принадлежат к устойчивым, они обычно на известной высоте переходят в ветры западных направлений и только в редких случаях удерживаются до больших высот.

Весна. Обработка шаропилотных наблюдений методом разностей и радиопилотных наблюдений за весенние месяцы дает хорошо согласующиеся характеристики скоростей ветра. Расхождения в средних скоростях невелики — метод разностей только несколько преуменьшает реаль-

Таблица 13

ЗИМА. Повторяемость групп скоростей ветра (в процентах) на разных высотах

Группы скоростей	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Шталь	22	22		26	25		27	19		33	17	13	17	8	10	7	2	6		1	4		1	1	5	1	1
1-5	38	38		37	33		31	34		19	30	33	36	30	29	27	18	22		13	18		10	17	21	5	12
6-10	28	28		27	29		33	28		31	29	30	28	25	28	35	29	33		9	25		5	17	21	5	12
11-15	10	10		7	11		7	14		17	18	17	8	8	22	17	28	21		36	30		25	30	22	11	20
16-20	2	2		3	2		2	4		5	5	5	3	3	7	6	17	12		24	24		20	25	16	16	29
21-25										1	1	2	3	3	3	4	5	3		6	6		10	11	9	21	17
26-30															1	4	1			1	2		5	7	11	11	9
31-35																							1	3	5	5	4
36-40																								4	5	1	8
>40																								2	4	5	1
Итого случаев	133	133	—	78	78	109	55	55	186	46	46	229	36	36	230	29	29	227	22	22	230	20	20	224	19	19	213

Таблица 14

ЗИМА. Повторяемость направлений ветра (в процентах) на разных высотах

Румбы	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
N	8	8		13	11	15	11			15	8	10	14	14	10	10	17	9	9	17	10	5	16	11	11	17	9
NE	11	11		15	12	18	14			22	17	6	19	12	6	18	9	6	14	8	5	15	8	4	5	7	4
E	9	9		7	5	7	5			11	6	3	9	4	3	13	3	3	18	4	4	20	4	3	26	4	2
SE	5	5		7	6	7	3			4	2	5	2	2	4	3	3	3	2	2	4	4	3	3	3	4	3
S	20	20		14	14	13	13			11	11	14	10	14	14	14	10	14	14	9	14	15	9	14	16	9	14
SW	25	25		26	20	24	29			22	29	27	23	29	27	25	27	27	22	27	26	26	10	26	5	25	27
W	14	14		5	14	5	16			4	16	21	11	19	20	10	18	20	9	21	10	23	14	16	24	24	25
NW	8	8		13	8	13	10			11	11	14	8	10	16	10	13	18	14	12	16	23	14	15	21	14	16
Число случаев	133	133	—	78	78	109	55	55	186	46	46	229	36	36	230	29	28	227	22	22	230	20	20	224	19	19	213

ные скорости ветра, в то время, как непосредственный подсчет дает скорости на 1—2 м/сек. меньше радиопилотных (см. табл. 15).

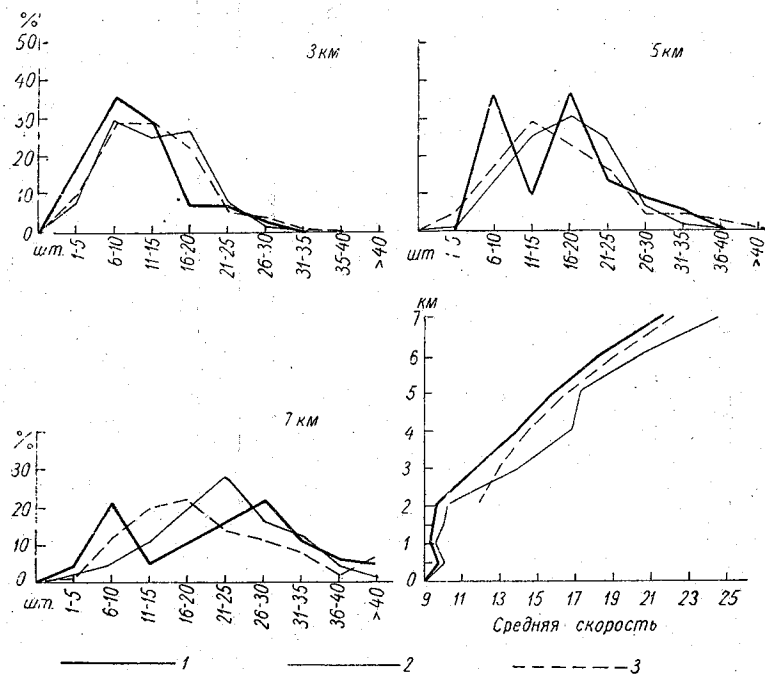


Рис. 2. Повторяемость ветра различной скорости и средняя скорость зимой.
1—Ш. П. непосредственный подсчет, 2—Ш. П. метод разностей, 3—Р. Л. наблюдения.

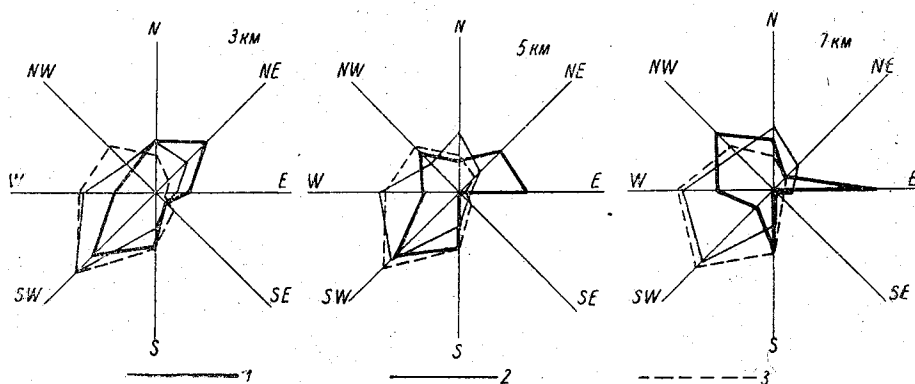


Рис. 3. Повторяемость направлений ветра зимой
1—Ш. П. непосредственный подсчет, 2—Ш. П. метод разностей, 3—Р. Л. наблюдения

Таблица 15
Средние скорости ветра на разных высотах (м/сек.) ВЕСНА

Группы	0,5	1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	9,0	9,3	9,4	10,0	10,8	12,1	14,7	17,1	19,2
II	9,0	9,4	9,8	10,2	11,3	13,5	15,2	17,7	20,0
III				11,1	12,1	14,0	15,9	17,9	20,2

Кривые (см. табл. 16 и рис. 4) распределения повторяемости групп скоростей ветра до высоты 5 км отличаются плавным ходом и небольшими различиями в величине повторяемости. Несколько большие различия

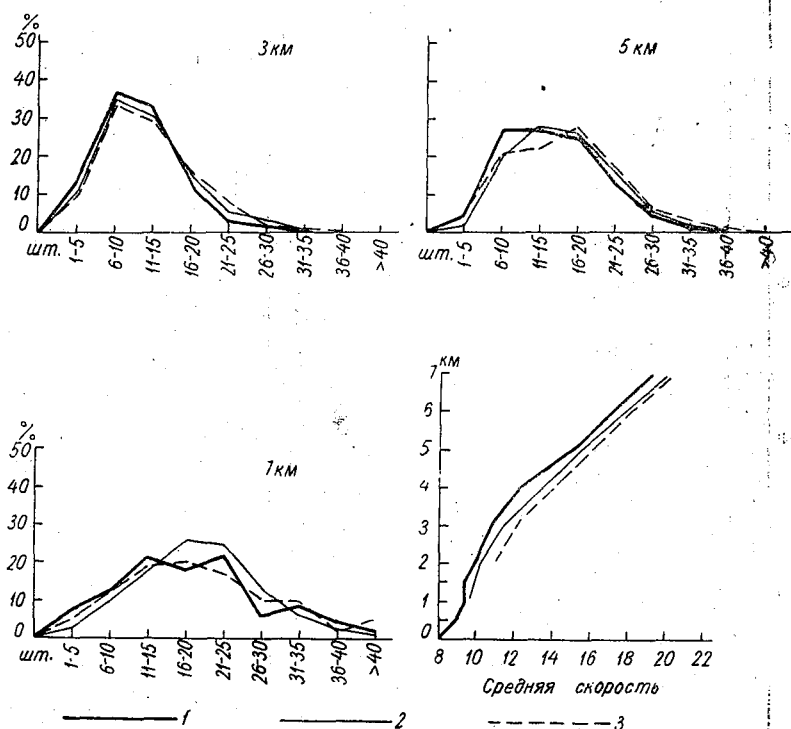


Рис. 4. Повторяемость ветра различной скорости и средняя скорость весной
1—Ш. П. непосредственные подсчеты, 2—Ш. П. метод разностей, 3—Р. Л. наблюдения

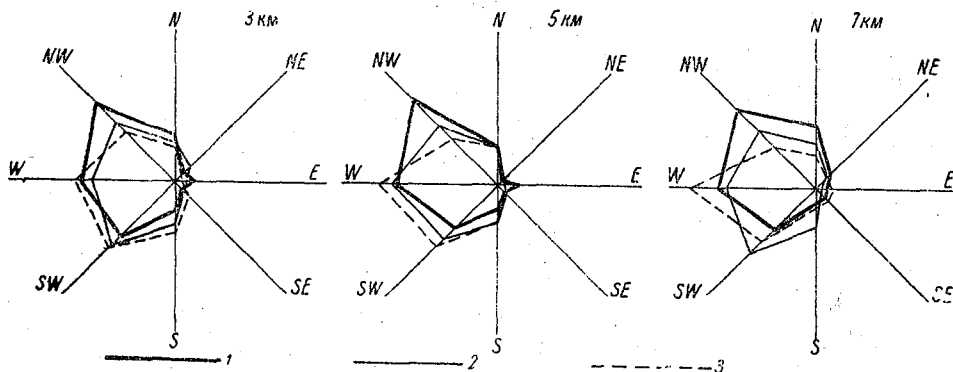


Рис. 5. Повторяемость направления ветра весной.
1—Ш. П. непосредственные подсчеты, 2—Ш. П. метод разностей, 3—Р. Л. наблюдения.

наблюдаются выше 5 км за счет уменьшения числа слабых скоростей при применении метода разностей.

Результаты вычисления повторяемостей различных направлений ветра (см. табл. 17 и рис. 5) методом разностей и по радиопилотным наблюдениям дают также хорошо согласующуюся картину, и только на высоте

Таблица 16

ВЕСНА. Повторяемость групп скоростей ветра (в процентах) на разных высотах

Группы скоростей	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1-5	24	24		24	23		24	21		21	18	13	14	12	10	11	8	9	5	3	5	6	3	6	7	3	5
6-10	45	45		42	42		38	38		38	37	39	37	35	35	22	21	26	26	20	21	12	8	14	12	6	12
11-15	20	20		23	23		25	26		26	26	26	32	30	30	34	33	26	27	28	28	22	29	22	21	18	19
16-20	9	9		9	9		10	11		13	14	16	13	16	16	28	27	25	25	27	27	22	23	22	18	26	20
21-25	2	2		2	3		3	4		2	3	5	3	5	7	1	7	9	12	16	15	27	25	19	22	25	17
26-30										1	2	1	1	2	1	3	4	3	4	5	5	9	10	9	6	13	10
31-35															1	1	1	1	1	1	4	3	4	2	3	6	10
36-40																									2	2	2
>40																									2	1	5
Число случаев	234	234	—	201	201	140	186	186	198	160	160	231	138	138	231	123	123	234	113	113	235	105	105	226	98	98	212

Таблица 17

ВЕСНА. Повторяемость направлений ветра (в процентах) на разных высотах

Направление ветра	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
N	8	8		8	9		9	10		11	11	8	12	10	10	14	11	12	11	10	10	13	10	3	17	12	9
NE	16	16		11	11		9	8		6	6	5	3	4	1	1	4	3	1	3	3	4	4	3	4	4	4
E	7	7		3	3		2	3		2	2	2	3	3	3	4	3	4	5	3	4	3	2	5	3	2	4
SE	8	8		8	8		4	4		3	4	6	2	3	2	3	3	2	2	3	2	2	2	1	2	2	2
S	14	14		16	16		13	15		11	13	11	8	13	13	5	9	9	6	11	10	4	9	11	4	10	10
SW	15	15		19	19		26	24		25	24	29	21	23	24	21	24	24	16	20	22	24	21	17	24	20	20
W	25	25		20	20		14	16		20	19	19	24	23	26	25	24	31	27	28	31	24	26	28	26	25	33
NW	7	7		15	14		23	20		21	21	20	27	23	20	27	22	15	31	22	18	31	22	21	29	21	18
Число случаев	234	234	—	201	201	140	186	186	158	160	160	231	138	138	231	133	123	234	113	113	235	105	105	226	98	98	212

7 км метод разностей в сравнении с радиопилотными наблюдениями дает несколько уменьшенные значения повторяемости западных ветров за счет юго-западных. Роза ветров, построенная по шаропилотным наблюдениям непосредственным подсчетом, существенно отличается от предыдущих и вытянута на северо-запад.

Лето. Еще большее различие результатов обработки шаропилотных наблюдений непосредственным подсчетом и радиопилотных наблюдений по

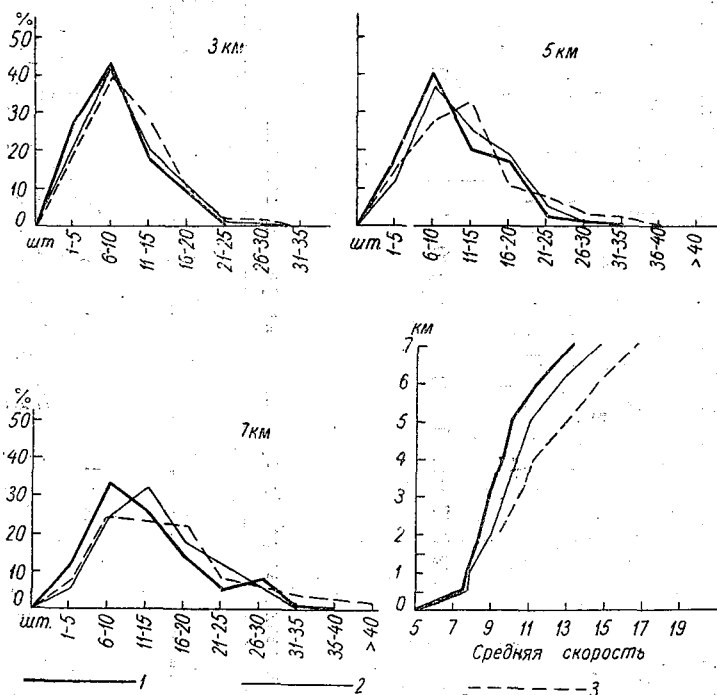


Рис. 6. Повторяемость ветра различной скорости и средняя скорость летом
1—Ш. П. непосредственный подсчет, 2—Ш. П. метод разностей, 3—Р. Л. наблюдения

Таблица 18
Средние скорости ветра (м/сек.) на разных высотах ЛЕТО

Группы	0,5	1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	7,4	7,7	7,9	8,4	8,8	9,6	10,1	11,5	13,1
II	7,4	8,0	8,3	9,0	9,5	10,4	11,1	12,9	14,7
III				9,3	10,3	11,1	12,1	14,6	16,6

сравнению с зимой мы получили для летнего сезона. Различия в средних скоростях ветра достигают 4 м/сек. Метод разностей дает лучшие результаты по сравнению с непосредственным подсчетом, но скорость ветра все же сказывается преуменьшенной на 0,5—1 м/сек. по сравнению с реальным ветром (см. табл. 18).

Расхождения в значениях повторяемостей скоростей ветра при непосредственном подсчете шаропилотных наблюдений по сравнению с радиопилотными проявляются в преуменьшении групп сильных скоростей и преувеличении повторяемости слабых скоростей. Эти различия остаются

Таблица 19

ЛЁТО. Повторяемость групп скоростей ветра (в процентах) на разных высотах

Группы скоростей	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Штиль				1						1			1														
1-5	39	39		33	34		29	29		25	27	24	27	24		19	17	16	12	12	15	7	9	12	6	7	
6-10	41	41		44	43		47	46		46	45	41	44	44		40	36	40	34	38	27	25	34	25	33	23	24
11-15	15	15		17	17		19	19		23	23	25	19	21		28	25	27	21	25	33	27	27	26	32	29	
16-20	4	4		4	4		4	4		5	5	7	9	11		10	11	13	10	19	11	18	15	14	19	22	
21-25	1	1		1	2		1	2		1	2	2	1	2		2	3	4	11	5	8	11	13	6	12	8	
26-30																1	1	1	1	1	4	1	1	7	8	7	
31-35																								2	1	1	
36-40																								1	1	4	
>40																					2			1	1	3	
Число случаев	256	256	70	233	233	104	212	212	157	192	192	182	157	157	187	144	144	190	130	130	187	123	184	121	121	182	

Таблица 20

ЛЁТО. Повторяемость направлений ветра (в процентах) на разных высотах

Направление ветра	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Штиль				1						1			1														
N	11	11		11	12		11	12		14	13	10	12	11	10	12	10	12	13	11	9	10	9	8	14	11	8
NE	16	16		11	11		9	10		7	8	7	10	9	7	10	10	5	8	8	6	10	10	7	8	9	6
E	8	8		4	4		5	5		7	6	6	6	4	6	7	4	5	6	5	5	4	4	5	5	4	4
SE	7	7		10	9		7	7		7	6	11	7	5	8	3	4	4	6	3	3	3	4	6	6	4	8
S	9	9		11	10		8	7		6	5	7	8	7	7	4	6	13	8	8	11	8	8	12	7	7	11
SW	11	11		14	14		17	19		18	19	20	20	18	23	20	20	24	18	18	26	20	18	22	16	17	24
W	32	32		27	29		31	29		26	30	25	26	29	27	25	29	22	22	29	30	29	26	24	29	24	
NW	6	6		11	11		10	11		12	13	14	16	16	12	19	18	15	19	18	16	19	14	20	18	15	
Число случаев	256	256	70	233	233	104	212	212	157	192	192	182	157	157	187	144	144	190	130	130	187	123	184	121	121	182	

хотя и менее выраженными при сравнении с методом разностей (см. табл. 19 и рис. 6).

Более близкое совпадение показывает сопоставление роз ветров (см. табл. 20 и рис. 7).

По сравнению с реальным ветром расхождения в значениях повторяемости различных направлений ветра, полученных обоими методами, даже выше 5 км составляют всего 5—7% за счет некоторого увеличения повторяемости западных ветров и соответственного уменьшения юго-западных.

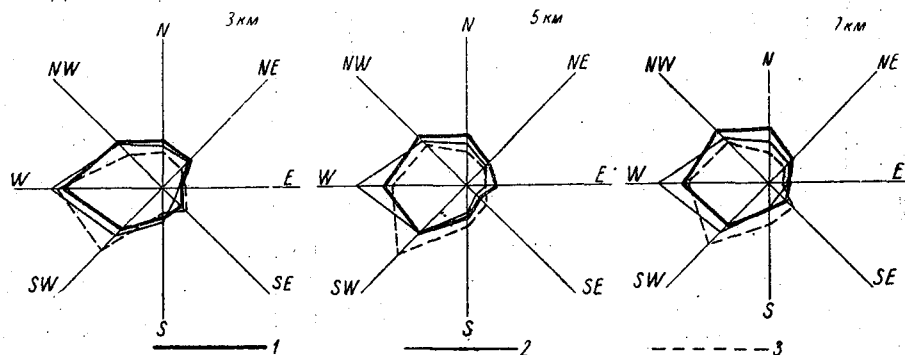


Рис. 7. Повторяемость направлений ветра летом
1—П. непосредственный подсчет, 2—П. метод разностей,
3—П. наблюдения.

Осень. Для осени различия между средними скоростями ветра (см. табл. 21), полученными методом разностей и простым подсчетом, в нижних слоях атмосферы очень невелики, и только с высоты 3 км метод разностей дает увеличение средних скоростей по сравнению с простым подсчетом до 2,4 м/сек. на высоте 7 км и по сравнению с радиопилотным на 1 м/сек. на высоте 7 км. Следовательно, применение метода разностей при обработке шаропилотных наблюдений преувеличивает скорости ветра по сравнению с реальными.

Таблица 21

Средние скорости ветра (м/сек.) на разных высотах
ОСЕНЬ

Группы	0,5	1	1,5	2	3	4	5	6	7
I	9,1	9,5	9,9	10,0	11,1	13,1	14,2	16,1	18,0
II	9,1	9,9	10,3	10,3	12,3	15,0	15,9	18,3	20,4
III				10,7	11,6	13,2	14,9	17,2	19,1

Кривые распределения повторяемости различных групп скоростей по шаропилотным наблюдениям (оба метода) на 3 км довольно близки к реальному распределению их, но выше дают максимум повторяемости соответственно в группах 16—20 и 11—15 м/сек., отсутствующий в кривой распределения по радиопилотным наблюдениям. Таким образом, применение метода разностей для осенних месяцев не дало улучшения по сравнению с простым подсчетом (см. табл. 22 и рис. 8).

Розы ветров (см. табл. 23 и рис. 9), вычисленные простым подсчетом и методом разностей, дают согласующуюся картину распределения направлений ветра с преобладанием западных и северо-западных ветров,

Таблица 22

ОСЕНЬ. Повторяемость групп скоростей ветра (в процентах) на разных высотах

Группы скоростей	0.5			1			1.5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Штиль																											
1-5	2	2		2	1		2	18		1	14	15	10	10	9	3	2	9	6	2	10	4	1	8			4
6-10	22	22		19	22		10	37		8	39	43	37	31	42	32	27	30	20	17	22	19	12	19	21	8	17
11-15	39	39		39	37		48	37		51	28	24	38	31	27	32	31	29	26	30	27	29	22	22	16	12	18
16-20	27	27		29	27		31	28		28	15	12	15	23	15	26	28	19	35	31	18	27	29	24	33	33	18
21-25	8	8		9	11		7	13		11	15	6		4	5	7	8	7	9	15	14	11	25	12	11	26	22
26-30	1	1		1	1		1	3		1	3	1		1	1	1	3	5	2	4	6	8	7	9	10	15	11
31-35	1	1		1	1		1	1			1			1	1	1	1		1	1	2	2	3	5	4	5	3
36-40																											
Число случаев	181	181	130	142	142	172	107	107	214	85	85	231	72	72	214	61	61	249	54	54	250	48	48	248	43	43	240

Число случаев

Таблица 23

ОСЕНЬ. Повторяемость направлений ветра (в процентах) на разных высотах

Направление ветра	0,5			1			1,5			2			3			4			5			6			7		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Штиль	2	2		2	1		2			1	7	8	14	9	7	5	8	10	13	8	11	12	8	11	14	10	10
N	7	7		9	10		7	10		8	5	4	3	3	5	6	5	4	3	4	4	6	4	3	4	3	3
NE	8	8		2	3		6	5		5	7	8	4	6	3	6	5	4	2	6	4	4	4	4	4	4	5
E	6	6		5	4		4	4		7	7	8	8	18	11	10	7	3	9	6	7	11	7	6	12	6	6
SE	8	8		6	7		2	5		4	6	8	8	11	9	6	10	10	9	8	8	9	10	9	9	8	8
S	1	19		14	16		18	18		13	16	12	10	11	9	6	10	10	6	8	11	8	7	10	12	10	10
SW	19	19		26	26		22	21		24	21	29	28	22	20	26	18	29	22	19	26	12	16	27	11	15	26
W	22	22		21	20		22	21		20	21	17	12	18	20	17	22	20	20	24	22	22	24	23	16	24	28
NW	9	9		13	13		17	15		18	17	14	21	23	16	29	15	16	25	25	16	29	27	16	34	14	14
Число случаев	181	181	130	142	142	172	107	107	214	85	85	236	72	72	244	61	61	249	54	54	250	48	48	248	43	43	240

Число случаев

что, однако, не соответствует реальному распределению повторяемости направлений, особенно на уровне 7 км, где шаропилотные розы вытянуты на северо-запад, а радиопилотные—на юго-запад.

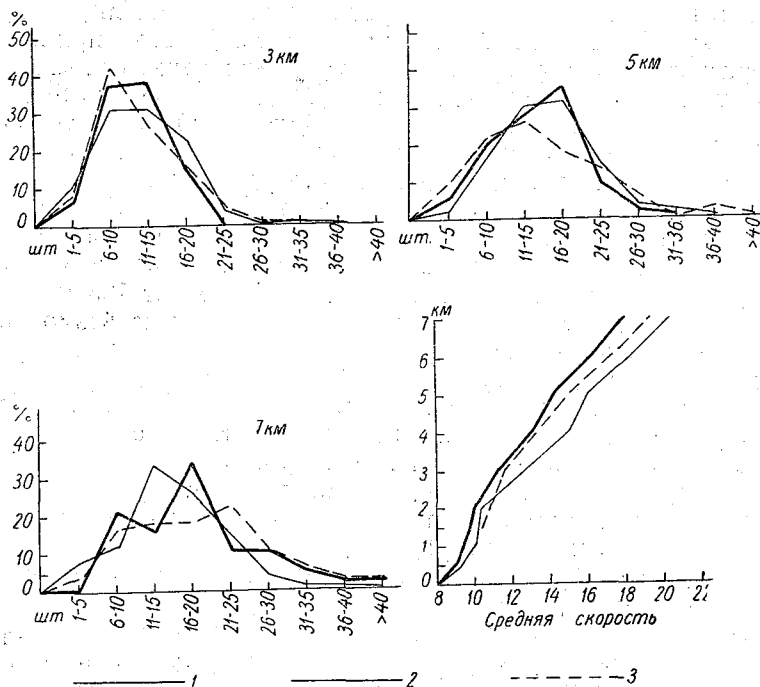


Рис. 8. Повторяемость ветра различной скорости и средняя скорость осенью
1—Ш. П. непосредственный подсчет, 2—Ш. П. метод разностей,
3—Р. Л. наблюдения.

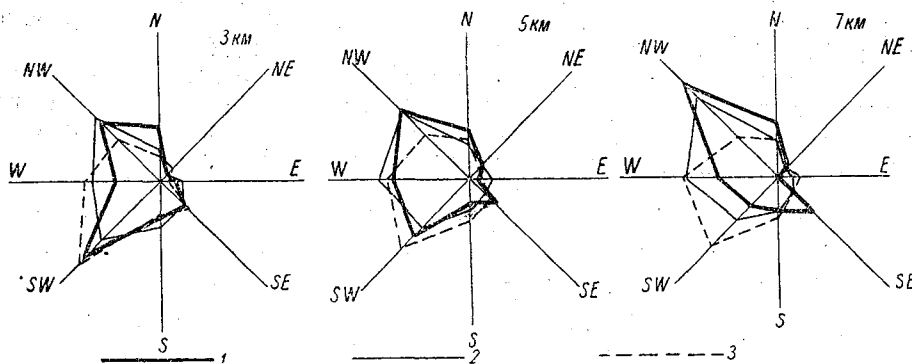


Рис. 9. Повторяемость направлений ветра осенью.
1—Ш. П. непосредственный подсчет, 2—Ш. П. метод разностей,
3—Р. Л. наблюдения

Выводы

Произведенная обработка дает нам основание утверждать, что метод разностей зимой и осенью несколько преувеличивает скорости ветра по сравнению с реальными, весной и летом преуменьшает, но простой подсчет в течение всего года занижает средние скорости ветра, особенно ле-

том. Кривые распределения повторяемости различных градаций скорости ветра, полученные на основании простых подсчетов, имеют мало реальные пики, в то время как обе другие кривые, полученные методом разностей и в результате обработки радиопилотных наблюдений, имеют плавный ход со смещением максимумов скоростей ветра, при применении метода разностей в сторону более сильных или более слабых скоростей ветра в зависимости от сезона. Розы ветров дают довольно близкую картину распределения повторяемости направлений ветра, в то время как простой подсчет сильно искажает реальную картину; так, зимой он дает розу, вытянутую на восток, весной — на северо-восток.

Следует отметить, что наиболее хорошо выявилась невозможность применения непосредственного подсчета и удовлетворительность результатов, полученных методом разностей для зимних месяцев с особенно резким уменьшением числа наблюдений с высотой от 133 на высоте 0,5 до 19 на 7 км (т. е. соответственно 52 и 7% от числа возможных), что является предельным числом случаев на последней высоте, при котором мы применяем метод разностей.

Полученные выводы мы считаем возможным распространить почти на всю территорию Союза, кроме районов с четко выраженным обращением ветра с высоты 2—3 км на почти противоположный при условии, что число шаропилотных наблюдений на исходном уровне, в процентах от возможного, будет того же порядка (но не менее 100 случаев), что и использованное в нашей разработке.

Для районов с обращением ветра желательно произвести дополнительные исследования.

По вопросу исследования применимости метода разностей при аэроклиматической обработке ветра в литературе известна большая и обстоятельная статья трех авторов (И. Г. Гутерман, С. И. Дунаева и Л. В. Мамаева «О применимости метода разностей при аэроклиматической обработке ветра». Труды ЦНИГМА, вып. 2, 1955 г.).

Цель метода разностей, как известно, дать среднюю реальную характеристику ветра определенного месяца или сезона. К сожалению, авторы статьи стояли на неправильно выбранной позиции, утверждая, что этим методом предполагается восстановить картину ветра для облачной погоды, используя изменения ветра по данным ясных дней.

Этот ошибочный взгляд на метод разностей привел к тому, что исследование пошло по неверному руслу и был разрешен лишь частный вопрос — о невозможности получения характеристики ветра в пасмурные дни по средним межслойным разностям для ясных дней.

К ВОПРОСУ ОБ УТОЧНЕНИИ ИЗМЕРЕНИЯ И АЭРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫСОТ ОБЛАКОВ

Одним из основных методов измерения высот облаков, дающим до сих пор наибольший материал для их аэроклиматической характеристики, является метод шаров-пилотов, наблюдаемых с одного пункта.

Как известно, вертикальная скорость, а следовательно, и высота шара-пилота в большой степени зависят от турбулентного состояния атмосферы. Динамическая турбулентность (микро- и мезотурбулентность) ближайших к земле слоев воздуха толщиной порядка нескольких сот метров вызывает уменьшение общего сопротивления, испытываемого поднимающимся шаром-пилотом. В результате этого в слое динамической турбулентности обнаруживается резко выраженное преобладание повторяемости положительных отклонений $+\Delta W$ вертикальной скорости шара-пилота от теоретического значения W над отрицательными $-\Delta W$. Между тем в более высоких слоях, на уровне около 1—2 км, где шар попадает в область преобладания макротурбулентности, он испытывает непосредственное влияние восходящих и нисходящих движений элементов макротурбулентности, вихрей, термиков и пр., размеры которых превышают диаметр самого шара и увлекают его вверх или вниз.

В полуденные часы теплого периода и особенно в летние дни до высоты 2—2,5 км имеет место более или менее значительное преобладание восходящих движений в атмосфере над нисходящими. Это обстоятельство находит свое отражение в некотором преобладании повторяемости $+\Delta W$ над $-\Delta W$ в слое макротурбулентности до высоты 2—2,5 км, которое хорошо обнаруживается по базисным шаропилотным наблюдениям [1, 2, 3, 4].

Учитывая вышеуказанное влияние повышенной турбулентности нижних слоев атмосферы, с целью увеличения точности определения высоты шара-пилота, в США вводят средние поправки ΔW в вертикальную скорость W шара-пилота [2, 7]. Размеры этих поправок, согласно базисным наблюдениям, берутся равными для 1 минуты наблюдений: $+20\%$ от W , для 2 и 3 минуты — $+10\%$, а с 6-й минуты вертикальная скорость принимается равной ее теоретическому (табличному) значению W .

Однако такой грубый учет чрезмерно осредненных поправок ΔH высоты шаров-пилотов еще недостаточен, так как средние колебания ΔW отклонений ΔW вертикальных скоростей часто даже в средних месячных величинах достигают до 50% самих отклонений ΔW и более.

Значительно лучше учитывать отклонение ΔW вертикальных скоростей шаров-пилотов от табличных их значений W в зависимости от условий погоды. В. Пепплер [8], Р. Венгер [10], П. А. Молчанов [6] указали на зависимость ΔW от скорости ветра. При этом Молчанов установил связь между действительной вертикальной скоростью W_n , измеренной по ба-

зисным наблюдениям на высоте h , с табличной W и скоростью ветра в виде эмпирической формулы:

$$W_h = W(1 + k v_z^m).$$

Для скорости ветра v_z на высоте $z = 1$ км он даст следующие соотношения:

h	m	k
0,1 км	0,5	0,11
0,5 "	2	0,0005
1,0 "	2	0,00025

Весьма вероятно, что зависимость W_h от v_h будет лучше выражаться другой, возможно более сложной формулой. Это, в частности, обуславливается и характером изменения поправки ΔW которая сначала медленно возрастает с увеличением v и резко увеличивается при переходе через некоторое критическое значение v около 16—18 м/сек., соответственно переходу к новому состоянию турбулентности, что не учтено в формуле Молчанова. Поэтому мы сочли более надежным определять поправки ΔH высот по эмпирическим кривым $\Delta H(h, v)$.

Одной из причин недостаточной точности формулы Молчанова является то, что эмпирический материал, т. е. данные базисных шаропилотных наблюдений, на основании которых была установлена эта формула, был весьма неоднородный. Тем же недостатком большей неоднородности обладают и полученные Молчановым средние величины ΔW в зависимости от скорости ветра v на высоте 1 км и температуры у земной поверхности.

Действительно в материалы П. А. Молчанова вошли различные номера оболочек шаров-пилотов, различные размеры наполнения, а следовательно, и различные вертикальные скорости шаров-пилотов. Величина же отклонений ΔW , кроме условий погоды, зависит еще и от указанных параметров самого шара.

Следует отметить, что несмотря на установление указанной зависимости ΔW от условий погоды, ни Пепплер, ни Венгер, ни Молчанов не выдвигали вопроса об использовании этих отклонений $\Delta W(v, H)$ в качестве поправок к табличной вертикальной скорости шаров-пилотов для уточнения обработки шаропилотных наблюдений с одного пункта. Наоборот, Молчанов, ссылаясь на результаты сделанных им подсчетов колебаний $\Delta(\Delta W)$, достигающих порядка 50% от W , не находит нужным вводить поправки ΔH высот H , так как по мнению Молчанова величина $\frac{\Delta(\Delta W)}{\Delta W}$ все же слишком велика. На желательность введения поправки ΔW

теоретических вертикальных скоростей шаров-пилотов при различных условиях погоды указывалось нами ранее [1]. На зависимость отклонений ΔW также от величины самой W указывали ранее тот же Молчанов [3], Понселе [9] и другие авторы. Однако тесная зависимость вертикальной скорости шара-пилота, а следовательно и ΔW , от скорости v_h ветра, согласно формуле Молчанова, является фактом, не подлежащим сомнению. Правда для специфических условий ряда районов с их особым рельефом местности, сильно отличающихся от других районов режимом температуры, зависимость ΔW от v выступает не так резко, как в средних частях Европейской территории СССР (ЕТС).

Во всяком случае зависимость ΔW от скорости ветра имеет достаточно общий характер, поскольку с увеличением скорости ветра растет и обусловленная им динамическая турбулентность; последняя же уменьшает коэффициент сопротивления воздуха. В результате вертикальная скорость шара-пилота, а следовательно, и ΔW должны возрастать с увеличением скорости ветра.

Учитывая все вышеизложенное, для целей уточнения определения высоты нижней границы облаков из всей массы базисных шаропилотных наблюдений в Павловске (1921—1928 гг.) мы отобрали для обработки лишь строго однородные случаи. Эти случаи определялись заданными значениями табличных вертикальных скоростей W (от 180 до 220 м/мин., т. е. в среднем $W=200$ м/мин.), одинаковыми номерами оболочек (оболочки № 20), определенными формами облаков, временами года и сроками наблюдений (утро, день, вечер).

Для каждой из этих групп были подсчитаны средние величины поправок ΔH для различных значений табличных высот шаров-пилотов (высот облаков) в зависимости от скорости ветра на высоте 0,3 км над земной поверхностью. Эта высота хорошо совпадает в среднем с верхней границей слоя динамической турбулентности (мезотурбулентности).

В дальнейшем обнаружилось, что при пасмурном небе, затянутом облаками нижнего яруса, сроки наблюдений и времена года существенно влияния на отклонение ΔW не оказывают. Это и понятно, так как в условиях ослабленной инсоляции можно ожидать более однородные термические условия и более четкую зависимость ΔW только от динамических факторов, т. е. от скорости ветра. Особенно малые средние изменения величин ΔW в течение суток и года при пасмурном небе хорошо подтверждают это.

Указанное обстоятельство позволило объединить утренние и дневные наблюдения и три сезона (осень, зиму и весну) вместе. В результате такого объединения число рассмотренных случаев и надежность зависимости ΔW от v значительно возрастают.

Лишь дневные часы летних дней с преобладанием кучевых облаков резко отличаются по ходу величины ΔW с изменением скорости W ветра, поэтому должны рассматриваться отдельно (тип погоды с развитой термической конвекцией).

С целью дальнейшего увеличения числа случаев при обработке были затем объединены вместе облака слоистые (St) и слоисто-дождевые (Ns), поскольку обе эти формы весьма близки по внешнему виду и по высоте, и часто смешиваются наблюдателями.

Таким образом, мы получили поправки ΔH высот $H=Wt$ облаков, вычисленных по табличной вертикальной скорости W шара-пилота, для момента наблюдений t , когда шар станет туманиться в облаке.

Такие поправки ΔH высот H облаков при пасмурном небе нами даны: 1) для слоистых (St) и слоисто-дождевых (Ns) облаков (рис. 1), 2) для слоисто-кучевых облаков (Sc) (рис. 2) средние поправки ΔH для всех сезонов и сроков наблюдений, кроме ночного, и 3) для кучевых облаков (Cu) (рис. 3), только для дневного срока летнего сезона.

Найденные эмпирические зависимости поправок ΔH высот H от скорости ветра на высоте 0,3 км над земной поверхностью представлены ниже на графиках (рис. 1—3) в виде кривых $\Delta H(H, v_{0,3 \text{ км}})$.

Эти графики показывают, что для облаков типа St (Ns) наибольшее влияние на величину ΔH оказывает динамическая турбулентность, тогда как для дневных летних облаков типа Cu наибольшее влияние оказывает термическая конвекция (рис. 3). Поправка ΔH высот Sc (рис. 2), полученных по обычным однопунктным шаропилотным наблюдениям (по формуле $H=Wt$), носит на себе отпечаток влияния как чисто динамических, так и термических факторов турбулентности.

Динамическая турбулентность с увеличением скорости ветра (на высоте 0,3 км) растет и дает увеличение положительной поправки ΔH высоты H облаков, найденной по формуле $H=Wt$. Термическая турбулентность, наоборот, с увеличением скорости ветра уменьшается, так как при

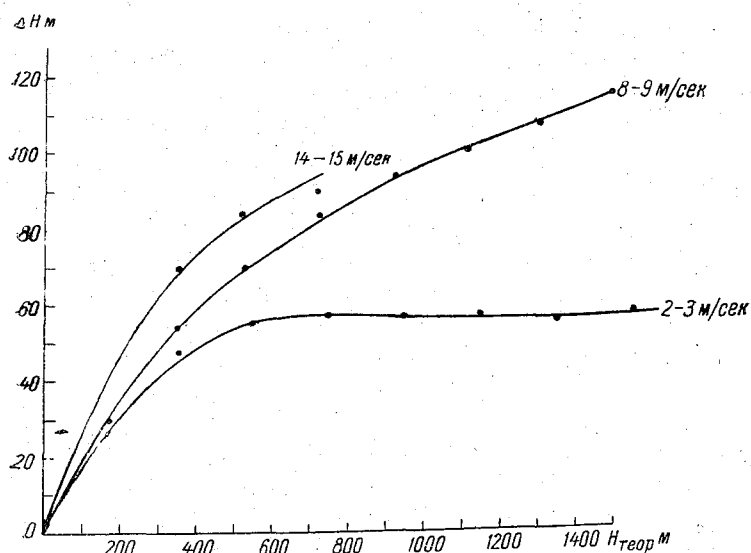


Рис. 1. Поправки $\overline{\Delta H_m}$ теоретической (табличной) высоты $H_{теор}$ шаров-пилотов (облаков) в светлое время суток при пасмурном небе (по нижней облачности) и различных скоростях ветра на высоте 0,3 км над земной поверхностью. Преобладающая форма облаков St, Ns. 79 наблюдений.

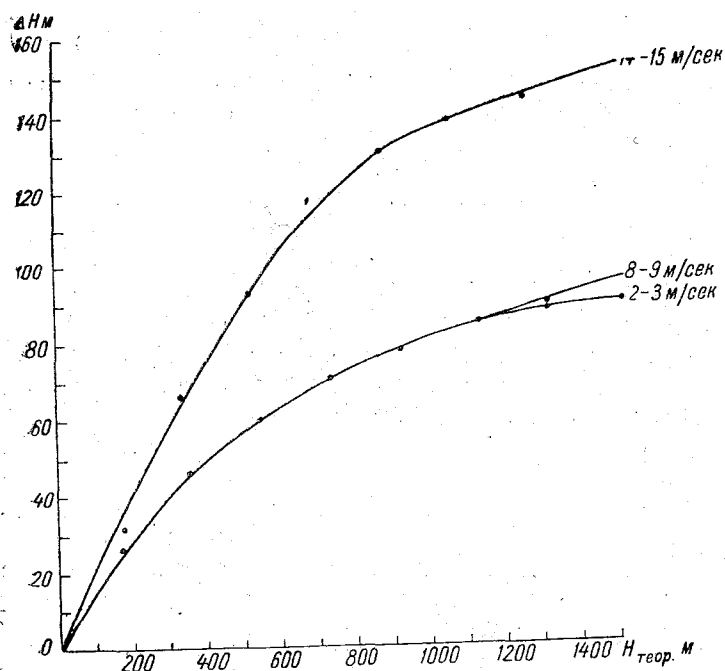


Рис. 2. Поправки $\overline{\Delta H_m}$ теоретической (табличной) высоты $H_{теор}$ шаров-пилотов (облаков) в светлое время суток при пасмурном небе (по нижней облачности) и различных скоростях ветра на высоте 0,3 км над земной поверхностью. Преобладающая форма облаков Sc. 156 наблюдений.

этом уменьшаются контрасты температур по вертикали и горизонтали. Вот почему наибольшую ошибку в определении высоты слоистых облаков, по обычным однопунктным шаропилотным наблюдениям, исходя из теоретической вертикальной скорости шара, мы получаем при сильных ветрах, а для кучевых облаков — при слабых ветрах в дневное время.

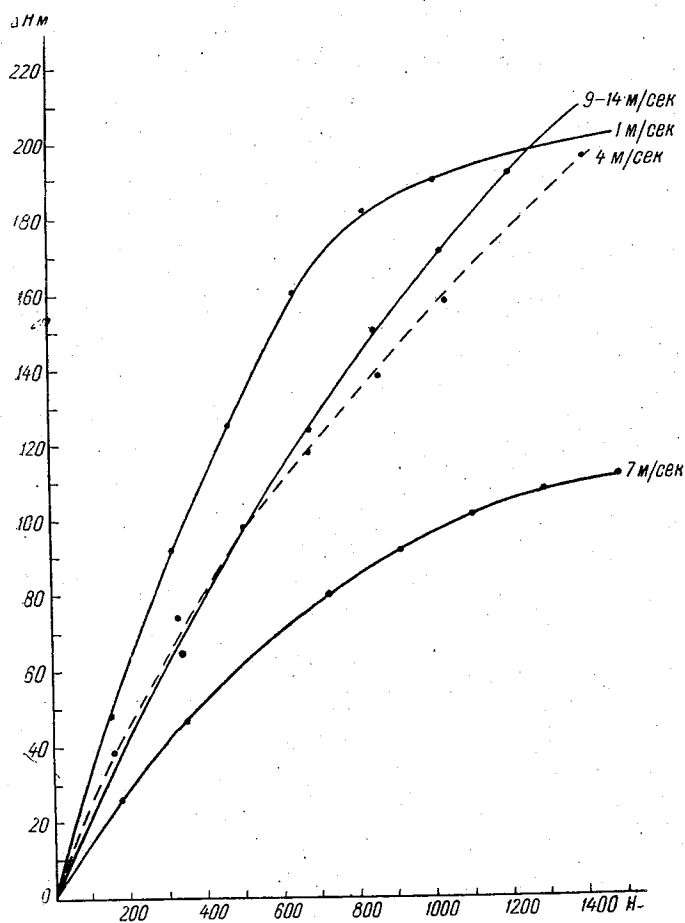


Рис. 3. Поправки ΔH теоретической (табличной) высоты $H_{\text{теор}}$ шаров-пилотов (облаков) в светлое время суток при пасмурном небе (по нижней облачности) и различных скоростях ветра на высоте 0,3 км над земной поверхностью. Лето. День. Преобладающая форма облаков Sc . 45 наблюдений.

В соответствии с этим для Sc , как облаков переходного типа между St и Sc , ошибка $\Delta \overline{H}$ из измерения по формуле $H = Wt$ с увеличением скорости ветра изменяется медленнее и только для очень сильных ветров значительно возрастает.

Таким образом, определив высоту данной формы облака по формуле $H = Wt$ для однопунктных шаропилотных наблюдений, мы вводим в каждое отдельное измерение H поправку $\overline{\Delta H}$, пользуясь приведенными графиками или таблицами, и получаем исправленное значение H высоты облака

$$H_{\text{испр}} = H_{\text{теор}} + \overline{\Delta H}.$$

Разумеется, в отдельных случаях измерений эта поправка не дает надлежащего приближения к действительной высоте облака, так как является лишь средней поправкой для указанных условий (при заданной вертикальной скорости ветра и пр.). Тем не менее для преобладающего числа отдельных случаев она должна дать существенное улучшение результатов измерений высот облаков и вектора ветра на высоте методом шаров-пилотов.

Из графиков (рис. 1—3) видно, что поправки $\overline{\Delta H}$ высот не так малы и часто достигают 100 м и более.

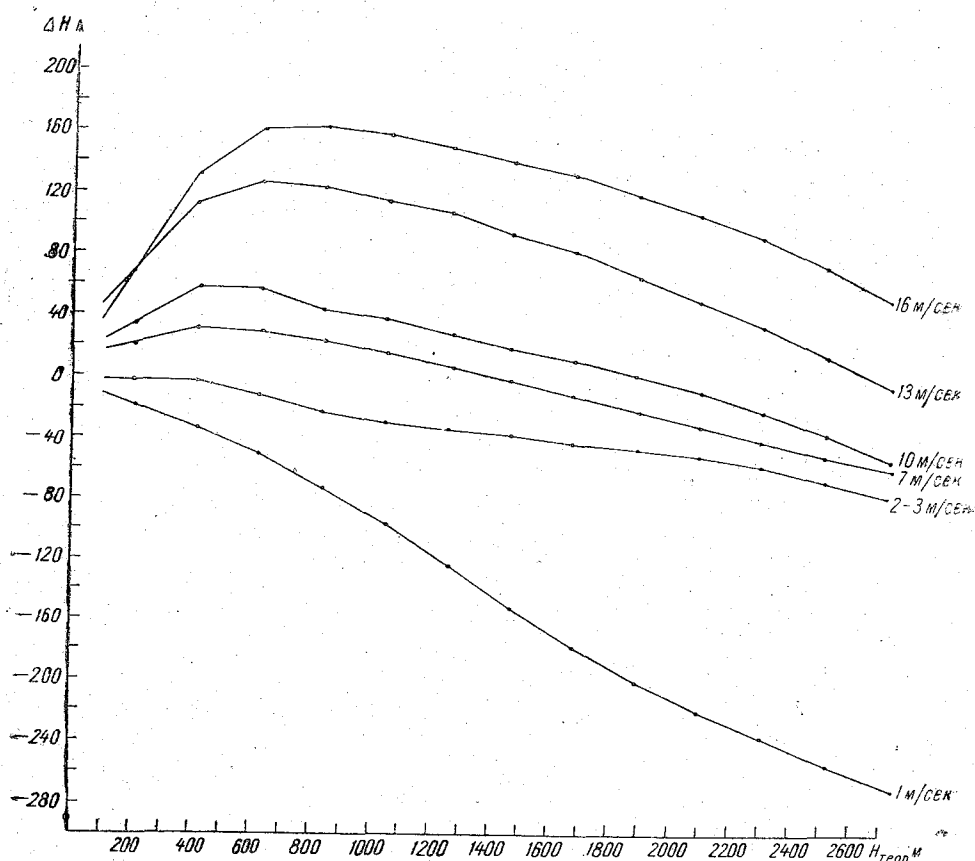


Рис. 4. Поправки $\overline{\Delta H}$ высоты ночного шара-пилота, вычисленной по вертикальной скорости, соответствующей измеренной окружности шара и его свободной подъемной силе, уменьшенной, на вес фонарика со свечой, при различных скоростях ветра на высоте 0,3 км.

Подобным же путем вводится поправка высоты шара-пилота, а следовательно и высоты облака, и для ночных шаропилотных наблюдений. На рис. 4 дается эмпирическая зависимость поправок $\overline{\Delta H}$ скорости ветра для ночных шаров-пилотов, наполненных до подъемной силы $A=250$ г при весе фонарика стандартного образца со свечкой $p=20$ г (табличные высоты вычислены по вертикальной скорости без учета сопротивления фонаря). На рисунке видно, что эта поправка весьма хорошо определяется степенью чисто динамической турбулентности, очевидно, в связи с тем, что действие термических факторов турбулентности сходит ночью на нет.

Разделение поправок $\overline{\Delta H}$ по степени покрытия неба (ясно, полужасно, пасмурно) и по формам облаков не сделано в силу большей однородности турбулентности в темное время суток (господство динамической турбулентности). Действие динамической турбулентности будет одинаковым для всех родов облаков.

Чем больше скорость ветра на высоте 0,3 км, тем больше динамическая турбулентность, меньше коэффициент сопротивления воздуха, больше действительная вертикальная скорость, а, следовательно, больше положительная поправка $\Delta H = H_{\text{базисная}} - H_{\text{теор.}}$.

Таким образом, при пасмурном небе поправка ΔH высот облаков в темное время суток определяется по графику для любых форм облаков нижнего или среднего ярусов. Эта поправка может быть принята равной средней поправке высоты $H = Wt$ шаров-пилотов как в пасмурную, так и в безоблачную погоду при разных скоростях ветра на высоте 0,3 км. Принятие общей поправки ΔH высот облаков (высоты шаров-пилотов) в темную часть суток для всех форм облаков вполне оправдывается также тем, что практически различие форм облаков в темную часть суток не может производиться с достаточной достоверностью.

Результаты проверки предложенной методики по базисным наблюдениям аэрологических станций Диксон, Тикси, Четырехстолбовый несмотря на удаленность их от Павловска, по наблюдениям которого были составлены таблицы и графики поправок ΔH , оказались в общем положительными.

Введение поправок ΔH в табличные высоты дало положительный эффект как в светлое, так и в темное время суток, не только для оболочек № 20, но даже и для оболочек № 15 (см. табл. 1).

Таблица 1

Результаты проверки эффективности введения поправок высот облаков в светлое время суток¹

(Тикси, Диксон, Четырехстолбовый)

$H_{\text{теор.}}$ (м)	Среднее $ \Delta H $	Число случаев	Среднее $ \Delta_1 H $	Число случаев	Среднее		Число случаев			$\frac{ \Delta_1 H }{ \Delta H }$ (%)	$\frac{\Delta_1 H}{\Delta H}$ (%)
					ΔH	$\Delta_1 H$	$\frac{ \Delta H }{ \Delta_1 H }$	$\frac{ \Delta_1 H }{ \Delta H }$	$\frac{ \Delta H }{ \Delta_1 H }$		

Оболочка № 15

0—200	±27	16	±27	16	17	—9	9	7	—	100	53
200—400	±39	32	±26	32	29	—17	21	11	—	67	59
400—1000	±100	64	±82	64	77	6	39	25	—	82	8
1000—2000	±99	26	±68	26	74	—12	17	9	—	69	16

Оболочка № 20

0—200	±42	4	±29	4	55	18	2	1	1	69	33
200—400	±57	3	±61	3	35	—10	1	2	—	107	29
400—1000	±100	29	±98	29	47	29	14	14	1	98	62
1000—2000	±86	13	±73	13	70	—17	8	5	—	85	24

¹ $H_{\text{баз.}} - H_{\text{теор.}} = \Delta H$ — средняя алгебраическая ошибка табличных высот ($H_{\text{теор.}}$) облаков.

$H_{\text{баз.}} - H_1 = \Delta_1 H$ — средняя алгебраическая ошибка высот (H_1) облаков, исправленных на средние поправки (по графикам).

Рассмотрим полученные нами результаты с точки зрения возможности уточнения аэроклиматической характеристики высот облаков.

Из табл. 1 видно, что при введении поправок высот облаков уменьшаются как средние арифметические величины $\pm \Delta H$, характеризующие случайные ошибки высот облаков, так и средние алгебраические значения ΔH , которые дают систематические, устойчивые по знаку ошибки высот. Однако, если ошибки $\pm \Delta H$ уменьшаются при этом сравнительно незначительно (в среднем примерно на 20%), то систематические ошибки высот облаков ΔH уменьшаются в два раза и более.

Таким образом, как и следовало ожидать, положительный эффект от введения поправок ΔH будет достигнут при вычислении по исправленным отдельным высотам $H + \Delta H$ таких аэроклиматических характеристик, как средние высоты облаков и повторяемость различных высот облаков. Это вполне понятно, так как введение средней постоянной по знаку положительной поправки ΔH табличных (теоретических) высот облаков уменьшает прежде всего именно систематические ошибки высот облаков.

Ранее мы указывали [1], что вводимая согласно наставлению отрицательная поправка вертикальной скорости ночного шара-пилота — 6% на сопротивление фонарика стандартного образца для первой и второй минуты подъема не соответствует действительности и что вместо поправки — 6% следует для первой минуты вводить поправку +9%, а на 2-й минуте +3% (число наблюдений равнялось 30). Положительные поправки на вертикальную скорость ночных шаров-пилотов в первые минуты обуславливаются действием динамической турбулентности. Дальнейшая обработка базисных шаропилотных наблюдений на основании много большего числа случаев дала следующие значения поправок ΔH высот ночных шаров-пилотов (табл. 2).

Таблица 2

Поправки ΔH высоты ночного шара, вычисленной по вертикальной скорости W шара (соответствующей измеренной окружности шара и его свободной подъемной силе, уменьшенной на вес фонарика со свечой) при различных скоростях ветра на высоте 0,3 км

Высоты и поправки	М и н у т ы н а б л ю д е н и й															
	1/2	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$H_{\text{теор.}}$ (м)	105	210	420	630	840	1050	1260	1470	1680	1890	2100	2310	2520	2730	2940	3150
$\Delta H_{\text{теор.}}$ (м)	18	33	53	53	46	33	23	12	2	-12	-19	-31	-43	-57	-69	-95
$\Delta(H_{\text{теор.}}$ — —6% $H_{\text{теор.}}$)	25	46	79	92	98	98	101	103	106	105	111	112	113	112	127	100
Число на- блюдений		220	376	336	314	275	249	229	224	174	155	155	155	125	103	69

Эти результаты, основанные на большом числе базисных шаропилотных наблюдений в г. Павловске за 1925—1939 гг. в темное время суток, подтверждая в общем результаты прежних наших выводов [1], полученных на сравнительно небольшом материале наблюдений, вместе с тем значительно уточняют их для различных условий погоды. Заметим, что предпринятая позднее В. Д. Решетовым проверка принятой в наставлении поправки — 6% вертикальной скорости ночных шаров-пилотов на сопротивление фонаря, подтверждавшая эту величину, не дает правильного ответа для первых двух минут подъема ночного шара-пилота [5].

Таблица 3

Результаты проверки эффективности введения поправок высот облаков в темное время суток (Диксон, Тикси, Четырехстоловый)

$H_{\text{теор.}}$ (м)	Средние арифметические ошибки (м)						Средние алгебраические ошибки (м)						$\frac{\Delta_1 H}{H}$ (%)	$\frac{\Delta_1 H}{H}$ (%)	$\left \frac{\Delta_1 H}{H} \right $ (%)	$\left \frac{\Delta_1 H}{H} \right $ (%)	$\frac{\Delta_1 H}{H}$ (%)
	$H_{\text{газ.}} - H_{\text{теор.}} = \Delta H$	Число случаев	$H_{\text{газ.}} - (H - 60\% H) = \Delta H$	Число случаев	$ \Delta_1 H $	Число случаев	$H_{\text{газ.}} - H_{\text{теор.}} = \Delta H$	Число случаев	$H_{\text{газ.}} - (H - 60\% H) = \Delta H$	Число случаев	$\Delta_1 H$	Число случаев					

Оболочка № 15

0—200		0		0		0		0		0		0					
200—600	± 62	13	± 68	13	± 77	11	49	13	63	13	36	11	124	113	73	57	
600—1000	± 151	14	± 178	14	± 146	12	82	14	115	24	65	12	97	82	79	55	
1000—2000	± 202	10	± 256	10	± 216	10	88	10	158	10	101	10	107	84	115	64	
2000— более 4000	± 466	3	± 480	3	± 122	3	100	3	177	3	122	3	26	25	122	69	

Оболочка № 20

0—200	± 116	1	± 127	1	± 96	1	116	1	127	1	96	1	83	76	83	76	
200—600	± 53	10	± 56	10	± 62	10	39	10	50	10	33	10	117	110	85	66	
600—1000	± 87	8	± 122	8	± 66	8	82	8	122	8	56	8	76	54	68	46	
1000—2000	± 124	21	± 144	21	± 117	21	86	21	140	21	70	21	94	81	81	50	
2000— более 4000	± 206	6	± 294	6	± 85	3	164	6	294	6	70	3	41	29	43	24	

Нет никаких сомнений в том, что при обработке базисных шаропилотных наблюдений не по 2-километровым ступеням, а по более тонким в ближайшем к земле турбулентном слое ступеням, тот же материал дал бы для первых минут наблюдений в среднем не отрицательную, а положительную поправку высот ночных шаров-пилотов.

При этом величина и знак поправок высот ΔH будут зависеть не только от высоты шара, но, как показывает составленный на том же материале рис. 4, также и от скорости ветра на высоте 0,3 км. Из рис. 4 видно, что при скоростях ветра >3 м/сек. поправка ΔH в слое динамической турбулентности, будучи положительной, сначала с высотой быстро растет, а затем при дальнейшем возрастании высоты уже вне слоя динамической турбулентности медленно убывает и становится отрицательной. Чем больше скорость ветра, тем больше положительное значение ΔH в слое динамической турбулентности и тем до больших высот удерживается положительный знак поправки.

Поправки ΔH высот шаров-пилотов и высот облаков при малых скоростях ветра, не достигающих критических значений (около 4 м/сек.), соответствующих переходу к турбулентному состоянию, остаются отрицательными во всем интервале высот.

Несмотря на сравнительно небольшое число базисных шаропилотных наблюдений с фонариком на станциях Диксон, Тикси, Четырехстолбовой, проверка эффективности применения поправок по графику (рис. 4) дала также в общем положительный результат (см. табл. 3).

Средние алгебраические ошибки ΔH высот ночных шаров-пилотов, вычисленных с учетом поправок ΔH по графику (рис. 4), оказались существенно меньше средних алгебраических ошибок как $H_{\text{баз}} - H$, так и $H_{\text{баз}} - (H - 6\% H)$. Следовательно, внесение в отдельные измерения высот облаков в темное время суток предложенных нами поправок (согласно рис. 4) уточняет средние значения высот по сравнению с неисправленными данными, или с данными, исправленными путем внесения принятой в настоящее время для всех высот поправки — 6%.

Число имевшихся в нашем распоряжении базисных наблюдений сравнительно невелико, и поэтому необходимо провести испытание этого метода на большем материале и для пунктов, находящихся в различных географических условиях.

До этого же времени, как мы полагаем, для всех станций, где нет резких различий условий по сравнению с Павловском, можно будет пользоваться предложенными здесь поправками табличных высот шаров-пилотов, составленными вышеуказанным способом по данным базисных шаропилотных наблюдений в Павловске.

В заключение отметим, что учет рассмотренных поправок высот шаров-пилотов и высот облаков для уточнения, в частности, аэроклиматических характеристик высот облаков имеет смысл при условии достаточно регулярных шаропилотных наблюдений, без тех массовых пропусков при особенно низких облаках, которые имели место особенно в довоенные годы.

С этой точки зрения рациональнее произвести новую аэроклиматическую обработку облачности отдельно по данным наблюдений последних лет, для которых предварительный анализ материала покажет достаточно высокую регулярность шаропилотных наблюдений без существенных пропусков при низкой облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михель В. М. Особенности структуры нижних слоев атмосферы. Метеорология и гидрология № 4 1938 и рецензия в журнале Метеорология и Гидрология № 2 1938, стр. 157.

2. Молчанов П. А. Методы исследования свободной атмосферы, ОНТИ 1936, стр. 26 и изд. ГГО, 1926.
 3. Молчанов П. А. Методы исследования свободной атмосферы. Военмориздат. 1941.
 4. Пинус Н. З. Исследование аэрологических характеристик свободной атмосферы при помощи базисных шаропилотных наблюдений. Метеорология и Гидрология, вып. 4. 1938.
 5. Решетов В. Д. Результаты проверки точности формул и таблиц для определения вертикальной скорости шаров-пилотов. Метеорология и Гидрология № 10. 1953.
 6. P. Moltshanoff. Resultate der doppelvisierungen für fünf Jahre (1923—27). Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. B. XV. 1929.
 7. Berry, Boillay, Beers. Handbook of Meteorologie. New-Jork — London 1945.
 8. W. Peppier. Zur Kenntnis der vertikalen Luftbewegungen Arb. d. Preus. Aerol. obs bei Lindenberg, 1911, s. 243—252.
 9. L. Poncelet. Sur la vitesse ascensionnelle des ballons en caoutchouc. Inst. Royal. Meteorologique de Belgique. Memoires vol. XIII. Bruxelles. 1940.
 10. R. Weniger. Die Steiggeschwindigkeit der Gummiballone und die Turbulenz in der Atmosphäre Ann. d. Hydr u Marit. Met. H. IV. 1917.
-

ИЗМЕРЕНИЕ ВЕТРА НАД ОБЛАКАМИ И ИХ ВЫСОТЫ МЕТОДОМ ШАРОВ-ПИЛОТОВ ПРИ НАЛИЧИИ ПРОСВЕТОВ В ОБЛАЧНОМ ПОКРОВЕ

Метод шаров-пилотов в обычном его виде часто называют «методом антициклональной или ясной погоды». Этим названием подчеркивается то, что при оптическом визировании шара с помощью теодолита измерение ветра методом шаров-пилотов может производиться до наибольших возможных высот лишь при ясном небе и малых скоростях ветра. Однако это название не совсем верно и отмечает лишь одну сторону метода шаров-пилотов. Не говоря уже о том, что при радиолокаторных наблюдениях за шаром-пилотом с подвешенным к нему диполем ветер измеряется в облаках и выше их, даже в обычном своем виде метод шаров-пилотов при пасмурном состоянии неба, в особенности по нижней облачности, дает обычно не только данные о ветре на высотах во всем подоблачном слое, но и высоту облаков.

Комплексная характеристика подоблачного слоя не только данными о распределении в нем ветра по высоте, но одновременно и данными о высоте нижней границы облаков весьма существенно компенсирует ограничение высоты ветрового зондирования методом обычных шаров-пилотов при низком сплошном облачном покрове. Во всяком случае вышеуказанный эпитет метода шаров-пилотов связан в некоторой степени с недооценкой значения еще одной новой, весьма важной характеристики состояния атмосферы, получаемой этим методом — высоты облаков, к тому же определяемой совместно с данными о ветре.

Именно эта недооценка комплексности метода шаров-пилотов привела к тому, что при низких сплошных облаках шаропилотные наблюдения часто не производились, вследствие чего крайне затрудняется получение правильной аэроклиматической характеристики высот облаков. С другой стороны, вследствие той же недооценки до сих пор отсутствуют совместные комплексные аэроклиматические характеристики ветрового поля и облачности.

Однако, если при сплошном покрытии неба, особенно облаками нижнего яруса, метод шаров-пилотов дает обычно данные как о ветре во всем подоблачном слое, так и высоту облаков, то при облачности меньше 10 баллов при обычных шаропилотных наблюдениях на аэростанциях высота облаков остается часто не измеренной. Тем самым нарушается комплексность облачной и ветровой характеристики свободной атмосферы и не используются все возможности метода шаров-пилотов. Но нетрудно показать, что при правильном использовании всех возможностей этого метода, даже в обычном широко применяемом на аэростанциях его виде, часто можно измерять не только высоту облаков и ветер под ними, но при несплошном облачном покрове определять и ветер над облаками.

Здесь надо рассмотреть две возможности: 1) при наличии не сплошного облачного покрова шар-пилот входит в облака и 2) шар-пилот проходит мимо облаков в просвет.

Совершенно очевидно, что вероятность вхождения шара-пилота в облака нижнего яруса в среднем можно принять равной количеству нижней облачности. Так при количестве нижней облачности 1, 4, 7, 10 баллов вероятность вхождения шара в облака будет соответственно равна 10, 40, 70, 100% и т. п.

Отсюда уже сразу вытекает простой путь, с помощью которого можно измерить при несплошном покрытии неба облаками как их высоту, так и ветер над ними. Этот путь заключается в применении повторных выпусков шаров-пилотов через более или менее короткие промежутки времени. Если при неполном покрытии неба мы произвели несколько выпусков шаров-пилотов через определенные промежутки времени, например, через каждые 10 мин., то с большой вероятностью можно ожидать, что часть шаров войдет в облака, а другая поднимется выше их. Однако, выпуск слишком большого числа шаров вслепую невыгоден как с экономической точки зрения, так и из-за большой затраты времени. Задача сводится к тому, чтобы после наблюдения за первым шаром выпустить второй шар с таким расчетом, чтобы он дополнил данные наблюдений первого шара, т. е. если первый шар вошел в облака, то второй шар вошел в просвет между ними и наоборот.

§ 1. Измерение ветра над облаками

Пусть при выпуске шара-пилота наблюдалась нижняя облачность, равная 7 баллам, и шар-пилот вошел в облака. Обработка этих наблюдений даст высоту нижней границы облаков и распределение ветра с высотой в подоблачном слое. Спустя некоторое время после вхождения первого шара в облако нужно выпустить второй шар. Для того, чтобы второй шар попал не в облака, а в просвет между ними, произведем на планшете для обработки шаров-пилотов (например, на шаропилотном круге или другом приборе) некоторые графические расчеты. Однако прежде чем производить такие расчеты, нужно убедиться в том, что при данном направлении и скорости ветра на высоте к мушке теодолита приближается постепенно значительный просвет неба. Определив азимут α и вертикальный угол δ шара-пилота в момент t , когда он войдет в облака, найдем горизонтальное удаление D проекции шара-пилота от места выпуска O в этот момент: $D = H \operatorname{ctg} \delta$, где H — высота шара-пилота в момент t вхождения шара в облака после выпуска.

Высота $H_{\text{теор}}$ шара-пилота в момент t может определяться по известной формуле $H_{\text{теор}} = Wt$, где W — табличная вертикальная скорость шара-пилота. Более точно эта высота найдется, если по предложенным нами графикам ввести еще поправку ΔH (обусловленную влиянием турбулентности), которую надо прибавить на t -ой минуте к табличной высоте шара H , т. е. $H_{\text{шар}} = H_{\text{теор}} + \Delta H$. Эта поправка ΔH зависит, как показывают графики, от сезона, скорости ветра и рода облаков, в которые входит шар-пилот (оболочка № 20 наполнена до $W = 200$ м/мин.). Еще лучше, если высота шара определяется с помощью повторных измерений угловых размеров диаметра шара-пилота посредством простейшего микрометра в виде нескольких взаимно параллельных рисок на разных расстояниях в окуляре теодолита.

Пусть высота шара-пилота H_{τ} — под облаком была измерена по угловым размерам шара в момент τ после выпуска, а затем спустя время $t > \tau$ после выпуска шара он начал входить в облака (шар стал «туманиться»). Найдем W_s — среднюю вертикальную скорость шара за вре-

мя τ , определенную по его угловым размерам и равную $\frac{H\tau}{\tau}$. Приближенно можно считать, что выше 1 км вертикальная скорость шара (за исключением дневных часов теплого полугодия) становится равной табличному ее значению W . При вертикальной скорости шара-пилота, равной 200 м/мин., высота $H = 1000$ м будет достигнута через 5 минут после его выпуска. Таким образом можно принять, что если $t < 5$ мин., то высота H облака

$$H = H_{\tau} + \frac{W + W_s}{2} (t - \tau),$$

если же $t > 5$ мин., то

$$H = H_{\tau} + \frac{W + W_s}{2} (5 - \tau) + (t - 5) W.$$

Отложив по азимуту удаление $D = H \operatorname{ctg} \delta$ проекции P шара от пункта O выпуска, ставим на конце его точку P на планшете. Эта точка будет представлять положение проекции шара в момент его вхождения в облако (рис. 1).

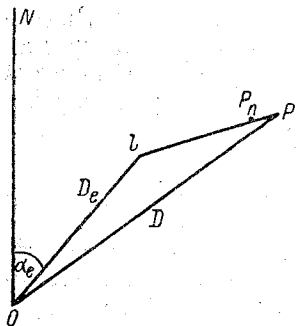


Рис. 1. Вспомогательный чертеж для нахождения азимута α и вертикального угла δ_L наводки теодолита

Будем считать, что за рассматриваемое время от нескольких минут до получаса ветер до уровня облаков, а также высота, направление и скорость перемещения облаков и вертикальная скорость шара существенно не изменяются. Будем считать также, что второй шар, наполненный до той же табличной вертикальной скорости $W = 2000$ м/мин., попадает через тот же промежуток времени t после выпуска в ту же точку пространства, где первый шар начал туманиться в облаках. Если момент t вхождения шара в облако очень близок к моменту t_n последнего визирования шара до его вхождения в облако, то наносим на планшет горизонтальную проекцию шара не в момент t_n , а в момент t_{n-1} предыдущего визирования и затем определяем среднюю скорость и направление ветра в интервале времени $t - t_{n-1}$. Если же момент t значительно ближе к моменту t_{n+1} следующего визирования шара, чем к t_n , так что промежуток времени $t - t_n$ хотя и меньше 60 сек., но более 40 сек., то можно определить скорость и направление ветра для промежутка времени $t - t_n$.

Для того, чтобы иметь возможность выбирать промежуток времени $t - t_{n-1}$ или $t - t_n$ ближе к целой минуте, можно рекомендовать делать визирование шара не через 1 мин., а через $\frac{1}{2}$ минуты. Будем считать, что скорость и направление ветра в промежутке времени $t - t_{n-1}$ или $t - t_n$ будут равны скорости и направлению движения основания облака, в которое вошел шар, и что другие облака находятся на той же высоте и движутся с той же скоростью и в том же направлении.

Исходя из вышеуказанных допущений, найдем положение проекции l на горизонтальную плоскость той точки, которая, находясь на уровне нижней границы облаков, измеренном первым шаром и перемещаясь с той же скоростью и в том же направлении, что и облака, попадет через промежуток времени t в ту же точку, где находился первый шар в момент, когда он стал туманиться в облаках. Напомним, что t означает время, прошедшее от момента выпуска шара до момента, когда он начал туманиться в облаках.

Точку проекции P шара-пилота на горизонтальную плоскость в момент t , когда он начал «туманиться» в облаках, соединим прямой с

проекцией P_n шара в момент t_n последнего визирования шара перед вхождением его в облака. При слишком малом отрезке $P_n P$, не дающем возможности достаточно точно измерить вектор ветра, вместо проекции P_n наносится на планшет предыдущая к P_n проекция P_{n-1} шара и соединяется с точкой P .

Продолжим отрезок прямой $PP_n = a$ (или $PP_{n-1} = b$) за точку P_n или P_{n-1} и отложим на ней от точки P отрезок Pl

$$Pl = \frac{a}{t - t_n} t, \quad \text{или} \quad Pl = \frac{b}{t - t_{n-1}} t.$$

Соединив точку O пункта выпуска шара (местоположения теодолита) с точкой l , получим на планшете искомое горизонтальное удаление проекции l от пункта выпуска $Ol = D_e$ и его азимут α_e^1 (рис. 1). Отсюда легко найдем угловую высоту δ_L точки L , лежащей на уровне нижней границы облаков и имеющей горизонтальную проекцию в точке l .

$$\delta_L = \arctg \frac{H}{D_e}.$$

После этого остается установить трубу теодолита по азимуту α_e и вертикальному углу δ_L и выждать момент, когда в поле зрения трубы (на мушке трубы) появится передний край достаточного по размерам просвета в облаках нижнего яруса. Выждав момент, когда все поле зрения трубы очистится от облаков (в искателе трубы по самым его краям облака должны еще быть видны) и когда передний край просвета в облаках сместится от центра поля зрения (от мушки теодолита) настолько, что впереди остается еще большая часть просвета Π , в 4—5 раз больше части π (рис. 2), уже сместившейся по направлению движения облаков, выпускают второй шар-пилот.

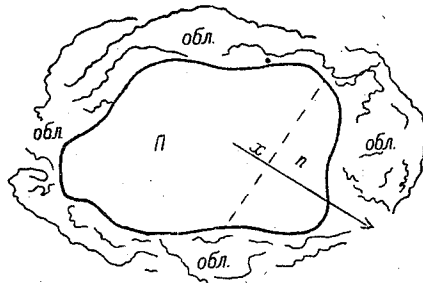


Рис. 2. Поле зрения трубы теодолита, установленного по вычисленному азимуту α_e и вертикальному углу δ_L

Очевидно, что если вышеуказанные допущения справедливы и все расчеты правильны, то пока шар за время t поднимается до уровня облаков, точка x просвета в облаках переместится вместе с просветом в облаках, а шар войдет в этот просвет близко от точки x . Таким образом шар-пилот будет виден в просвет между облаками в течение некоторого времени, пока не закроется облаками, и можно будет измерить ветер за облаками. Толщина надоблачного слоя, в котором измеряется таким образом ветер, зависит от продолжительности наблюдений шара в просвет, т. е. в первую очередь от размеров просвета.

§ 2. Измерение высоты облаков

Разберем теперь второй возможный случай шаропилотных наблюдений при облачности меньше 10 баллов, когда шар входит не в облака, а в просвет между ними, и наблюдается там по крайней мере в течение нескольких минут. В этом случае задача измерения высоты облаков решается в два приближения.

При очень больших расстояниях Pl , Ol , OP треугольник OPl должен рассматриваться как сферический.

Сначала определяется высота облаков в первом приближении косвенным путем [1, 5]. Такое определение основано на сравнении по возможности одновременных наблюдений за движением шара-пилота и данного облака. Очевидно при достаточной синхронности и точных измерениях ветра обоими методами на той высоте, где результаты шаропилотных наблюдений совпадают с нефоскопическими, и должна находиться нижняя граница облаков. Если есть наблюдатель со вторым прибором (теодолит или нефоскоп), то лучше всего провести одновременные наблюдения за движением облака и шара-пилота после момента, когда он явно пройдет мимо облака.

Если свободного наблюдателя нет, то нефоскопирование облака лучше всего производить тем же теодолитом немедленно после окончания шаропилотных наблюдений.

Имея данные обработки одновременных шаропилотных и нефоскопических наблюдений, наносим затем их на график. По оси OX откладываем скорости ветра на высотах, а по оси OY — высоты H шара-пилота (облака). Построив по данным шаропилотных наблюдений кривую $v(H)$ изменения скорости ветра с высотой, наносим затем на графике точку $M(v_{отн\ 1\text{ км}})$, имеющую координаты, равные найденному из наблюдений значению $v_{отн}$ относительной скорости движения облака и высоте 1 км. Эту точку $M(v_{отн\ 1\text{ км}})$ соединяем прямой OM с началом координат (рис. 3).

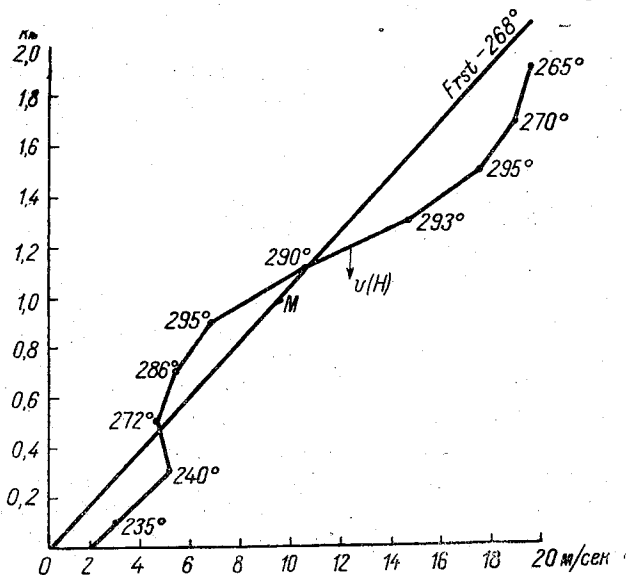


Рис. 3. График для определения высоты облаков по сравнению одновременных шаропилотных и нефоскопических наблюдений.

Окончательный выбор высоты определяется рядом соображений, а именно: наибольшим сходством направления ветра, найденного по нефоскопированию облака, и по шаропилотным данным на высотах¹, соответствующих этим точкам пересечения, большей или меньшей, вероятностью той или другой высоты облака, исходя из его формы и пр. Здесь может быть использовано также то соображение, что при обычном уменьшении с высотой скорости ветра непосредственно под облаком выше облака она часто резко возрастает. Таким образом, по крайней мере в принципе, этот метод дает возможность измерить высоту облака и в том случае, когда шар-пилот проходит мимо облака.

¹ У точек кривой $v(H)$ поставлены цифровые отметки направления ветра по шару-пилоту. Эти отметки позволяют точнее оценить действительную высоту облаков. Чем быстрее изменяется направление ветра с высотой и чем ближе направление ветра по нефоскопу приближается к направлению, перпендикулярному к лучу зрения на облака, тем точнее измеряется высота облака по направлению его движения на графике (рис. 3).

В качестве источников ошибок этого метода укажем:

- 1) ошибки измерения ветра на высоте методом шаров-пилотов,
- 2) ошибки нефоскопирования облаков,
- 3) ошибки, возникающие от несинхронности измерения ветра по наблюдениям за движением шара и облака,

4) недостаточно подходящий для данного метода ход с высотой скорости и направления ветра, когда, например, скорость ветра растет пропорционально высоте, а направление ветра не изменяется с высотой, т. е. когда кривая $v(H)$ превращается в прямую, параллельную прямой OM .

Ошибки измерений ветра на высоте методом однопунктных шаропилотных наблюдений будут в значительной мере уменьшены путем применения предлагаемого нами метода измерения угловых размеров диаметра шара-пилота или использования упрощенного микрометра [2]. (Для возможности измерений углового диаметра шара в темную часть суток шар освещается электрической лампочкой, помещенной внутри шара).

Ошибки измерения относительной скорости движения облака и его направления уменьшаются при нескольких (не менее 10) нефоскопированиях через короткие промежутки времени с последующим осреднением результатов измерений. Кроме того, при выборе облаков для нефоскопирования надо иметь в виду, что, как показывает теория ошибок нефоскопических и шаропилотных наблюдений, скорость движения объекта (облака, шара-пилота) определяется с наибольшей ошибкой при радиальном направлении его движения относительно пункта наблюдения, а точнее всего — при тангенциальном движении. Это обязательно нужно учитывать при выборе облаков для нефоскопирования, выбирая их по возможности в тех частях горизонта, откуда они движутся перпендикулярно лучу зрения на них (т. е. тангенциально). Это тем более необходимо сделать в случае нефоскопирования не теодолитом, а нефоскопом Бессона: при неудачно выбранной части горизонта, откуда облака будут двигаться по лучу зрения (или против луча зрения), т. е. радиально, зубцы стрелки Бессона могут оказаться закрытыми самим горизонтальным стержнем.

Направление ветра на высоте измеряется значительно точнее скорости как при наблюдении за шаром-пилотом или облаком с помощью теодолита, так и при нефоскопировании облака нефоскопом, особенно при больших скоростях ветра (облака). Во всяком случае и здесь необходимо учесть, что направление движения облака (шара-пилота) измеряется, наоборот, более точно для радиальных направлений и менее точно для тангенциальных. (Ошибки измерений будут наименьшими при вертикальных углах, близких к 45°).

Что касается ошибок этого метода, обусловленных тем или иным характером распределения ветра с высотой, то они не поддаются нашему регулированию. Во всяком случае, для низких облаков с более или менее значительными просветами (как Fr Cu, Fr St, низкие Sc) быстрее возрастание скорости ветра и обычно значительное правое его вращение с высотой в слое от земной поверхности примерно до 0,5—1 км существенно облегчают применение этого метода.

После того, как вышеуказанным косвенным путем определена высота облаков в первом приближении, находится второе приближение этой высоты. Для этого по записи углов и высот шаропилотных наблюдений находим, каковы будут вертикальный угол и азимут шара-пилота на высоте, равной высоте облаков, полученной в первом приближении. Вместе с тем из той же записи определим и время t поднятия шара до достижения им высоты облаков.

После получения этих данных дальнейшее определение высоты облаков во втором приближении производится уже совершенно аналогично тому, как ведется описанный выше расчет выпуска шара-пилота, чтобы

он попал в просвет между облаками (см § 1). Разница будет лишь в том, что теперь в расчетах роли площадей неба, занятых облаками и площадями, занятых просветами между ними, меняются, и мы находим азимут и вертикальный угол не просвета между облаками, а самого облака, в которое должен войти шар-пилот.

Установив теодолит по рассчитанным азимуту точки l и вертикальному углу (см. § 1), выжидаем момент, когда к полю зрения подойдет достаточно обширное облако, и через момент после этого выпускаем второй шар-пилот того же номера и наполненный до той же табличной вертикальной скорости, что и первый.

Если высота шара, измеренная в первом приближении косвенным путем, не очень сильно отличается от действительной высоты облаков и будут справедливы другие допущения (см. § 1), то шар войдет в облако, и таким образом можно будет непосредственно точнее измерить высоту этого облака.

В ряде случаев задача измерения ветра над облаками или измерения высоты облаков при облаках, разделенных просветами, решается значительно проще и почти без всяких вычислений. Это будет в тех случаях, когда наблюдаемые для этих целей просвет между облаками или само облако будут велики по размерам.

В первом случае, если первый шар вошел в облака, оставив трубу теодолита направленной на эту точку неба, ждут, когда к мушке теодолита подойдет достаточно большой просвет между облаками.

Подождав в течение одной минуты и убедившись, что видимое смещение края облаков по мушке теодолита составит сравнительно небольшую часть от угловых размеров этого просвета, выпускаем второй шар-пилот, наполненный до той же вертикальной скорости, что и первый. Второй шар должен войти в этот просвет между облаками и, следовательно, даст возможность измерить ветер над облаками до некоторой высоты, зависящей от размеров просвета, видимой скорости движения шара и просвета и пр.

Аналогично решается и вторая задача — определение высоты облаков в том случае, когда первый шар вошел в просвет между облаками. По форме облаков и их глазомерной оценке принимаем высоту, которую могут иметь эти облака в качестве первого приближения (при глазомерной оценке высоты облаков необходимо по возможности учитывать также средние, свойственные данному району и сезону, высоты облаков данной формы).

Из листа записи шаропилотных наблюдений находим вертикальный и горизонтальный углы теодолита, соответствующие оцененной таким образом высоте облаков, и устанавливаем по ним теодолит. После этого, убедившись предварительно, что к мушке теодолита приближается большое по площади облако и дождавшись, когда оно подойдет своим краем к мушке теодолита, выпускаем второй шар-пилот. Этот шар должен войти в облако и позволит определить точнее его высоту. Кроме того, во всех случаях измеряется еще ветер на высоте, что уже представляет значительную ценность.

Измерение ветра на высоте через короткие промежутки времени позволит судить об ошибках нерепрезентативности единичных шаропилотных наблюдений и о турбулентности на различных уровнях в свободной атмосфере. При большем же интервале времени между двумя последовательными выпусками шаров-пилотов порядка нескольких десятков минут получается известное представление об изменении ветра во времени. Таким образом и в том случае, если второй шар не попадет в предназначенный для него просвет или облако, такие последовательные во времени шаропилотные наблюдения являются ценными. Разумеется, эта цен-

ность последовательных шаропилотных наблюдений не теряется и в тех случаях, когда из-за очень малой площади просвета или облака или из-за преждевременного разрыва, утери и пр., второй шар не попадет в наменную точку и придется выпустить и третий шар.

Во всяком случае приложенные ниже (табл. 1), взятые наудачу, примеры из проводившихся нами серийных базисных шаропилотных наблюдений летом 1941 г. в Павловске, показывают, что даже через 1 час, а иногда и более, азимут и угловая высота шара-пилота изменяются сравнительно немного, всего на несколько градусов. При очень же близких по времени последовательных выпусках шара, когда большую роль играет не изменчивость ветра, а ошибки нерепрезентативности единичных измерений ветра порядка обычно не более 3° для направления и 1 м/сек. для скорости ветра [3], устойчивость высоты H шара, его азимута α и вертикального угла δ на данной минуте t наблюдений будут еще больше. Это несомненно благоприятствует применению предлагаемого метода.

Таблица 1

Шаропилотные наблюдения в Павловске

Время выпу- ска, t, час мин.	Время наблюдения (мин.)	№ обо- лочки	Подъем- ная сила (г)	Окруж- ность (см)	Вертикаль- ная ско- рость (м/мин)	Высота базисная (м)	Горизон- тальный угол α°	Вертикаль- ный угол δ°	В е т е р	
									направ- ление (град.)	ско- рость (см/сек.)
12/VII 1941 г.										
10 0	5	30	400	325	214	1435	183,8	60,0	50	5,0
12 30	5	30	400	310	238	1526	189,9	57,6	75	3,3
13 15	5	30	400	335	222	1308	175,2	53,9	56	3,2
14/VII 1941 г.										
9 30	2	30	400	330	222	636	331,2	38,6	226	7,5
10 35	2	30	400	320	233	582	322,4	35,1	224	6,8
9 30	5	30	400	330	222	1476	339,2	31,6	233	11,0
10 35	5	30	400	320	233	1452	331,7	31,1	226	9,3
12 22	5	30	400	305	245	1231	319,6	28,3	214	6,8
22/VII 1941 г.										
9 10	2	20	200	250	198	639	221,4	40,4	111	9,0
10 23	2	20	200	250	198	590	216,1	36,8	110	6,8
9 10	5	20	200	250	198	1246	224,8	25,6	116	9,0
10 23	5	20	200	250	198	1207	218,6	28,3	107	7,8

Достоверность приводимых доводов хорошо подтверждается еще тем, что полученная нами на основании серийных базисных наблюдений в Павловске в 1939 г. средняя квадратическая величина изменчивости направления и скорости ветра на высотах в теплое полугодие достаточно мала. Для небольшого промежутка времени, как 1 час, изменчивость направления достигает в зоне возмущения около 35° , а скорости около 1,5—2 м/сек. Выше зоны возмущения изменчивость имеет значения для направления около 20° и для скорости около 1—1,5 м/сек. (см. табл. 2).

Приведенные в табл. 2 общие характеристики изменчивости ветра на различных высотах хорошо согласуются с данными, полученными для изменчивости ветра на высотах Е. С. Селезневой [4] (у Е. С. Селезневой изменчивость ветра дается через интервал времени 0, 2, 4, 6 и 8 час.).

С увеличением начальной скорости ветра увеличивается и изменчивость скорости, а изменчивость направления ветра уменьшается (см. табл. 3).

Таблица 2

Средние квадратические величины изменчивости скорости σ_v и направления σ_n ветра на различных высотах¹

Интервал времени (часы)	Высоты над земной поверхностью (км)											
	0,2	0,4	0,6	1,0	1,4	1,8	2,5	3,5	5,0	7,0	9,0	10,0

Изменчивость скорости ветра (м/сек)

Число случаев	σ_v	1	1,8	1,6	1,7	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	1,3	—
		131	136	143	130	128	117	106	97	82	82	—	—
Число случаев	σ_v	2	1,8	1,7	2,0	1,9	1,8	1,7	1,5	1,5	1,7	1,9	—
		116	123	119	116	111	102	82	71	61	49	—	—
Число случаев	σ_v	4	2,5	2,6	2,6	2,6	2,3	2,2	2,0	2,1	2,1	—	—
		96	107	106	104	96	86	66	58	50	41	—	—
Число случаев	σ_v	6	2,9	3,4	3,8	3,8	4,2	3,8	2,8	3,3	4,0	4,3	2,3
		37	40	40	40	33	30	20	10	7	7	4	6,3
Число случаев	σ_v	8	3,9	3,2	2,5	1,1	2,4	1,6	2,4	2,3	1,9	1,8	2,0
		20	20	20	19	19	17	16	16	13	8	4	3
Число случаев	σ_v	10	4,3	3,8	3,3	1,1	1,9	2,1	2,2	—	1,4	1,1	2,0
		10	10	10	10	9	9	7	—	6	3	2	—

Изменчивость направления ветра (град.)

Число случаев	σ_n	1	35°	34°	36°	32°	36°	26°	0°	14°	18°	16°	13°
		207	208	218	211	191	193	187	163	156	135	32	—
Число случаев	σ_n	3	44°	36°	45°	37°	33°	36°	34°	23°	25°	23°	13°
		81	85	87	84	70	59	45	35	26	23	11	—
Число случаев	σ_n	5	52°	48°	48°	36°	39°	44°	39°	33°	29°	30	55°
		69	71	71	69	61	53	35	25	19	13	7	—
Число случаев	σ_n	7	60°	48°	57°	45°	33°	38°	42°	33°	40°	33°	15°
		61	65	65	60	54	47	38	27	20	16	9	—
Число случаев	σ_n	9	26°	48°	48°	48°	35°	38°	38°	34°	20°	17°	—
		21	21	21	19	19	17	15	14	9	4	—	—

В заключение отметим, что систематическое измерение ветра над облаками и высоты облаков при несплошном покрытии ими небосвода путем двух или нескольких последовательных шаропилотных наблюдений, при увеличении количества наблюдений, улучшит качество текущего оперативного обслуживания и аэроклиматических характеристик ветра и облачности.

¹ По серийным базисным наблюдениям в Павловске: 1 серия 7—13 августа, 2 серия 25—29 августа, 3 серия 19—23 сентября 1939 г.

Таблица 3

Средняя квадратическая величина изменчивости направления ветра при различных начальных скоростях v ветра на заданной высоте

Интервал времени (часы)	Высоты над земной поверхностью (км)										
	0,2	0,4	0,6	1,0	1,4	1,8	2,5	3,5	5,0	7,0	9,0

$v \geq 3$ м/сек.

Число случаев σ_n	1	25°	24°	21°	23°	27°	15°	10°	12°	13°	12°	—
Число случаев σ_n	3	39°	25°	36°	27°	27°	28°	15°	19°	20°	19°	—
Число случаев σ_n	5	43°	—	44°	31°	33°	30°	24°	30°	31°	27°	54°
Число случаев σ_n	7	45°	—	55°	50°	46°	37°	22°	19°	14°	11°	7°
Число случаев σ_n	9	48°	49°	37°	41°	28°	29°	31°	27°	33°	31°	16°
Число случаев σ_n	13	37°	10°	54°	51°	38°	—	43°	31°	16°	19°	35°
Число случаев σ_n	13	12	15	7	13	—	9	12	8	4	2	—

$v < 3$ м/сек.

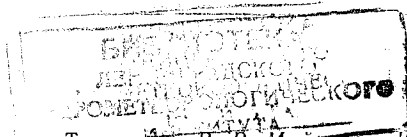
Число случаев σ_n	1	44°	48°	57°	43°	50°	39°	36°	56°	27°	22°	34°
Число случаев σ_n	3	84	67	68	76	61	63	61	47	44	37	—
Число случаев σ_n	5	54°	54°	60°	49°	46°	44°	59°	26°	—	—	—
Число случаев σ_n	7	30	25	23	26	14	13	12	8	4	2	—
Число случаев σ_n	9	64°	57°	63°	48°	51°	63°	49°	24°	20°	48°	—
Число случаев σ_n	13	24	16	16	19	15	16	13	6	5	2	—
Число случаев σ_n	13	78°	56°	74°	55°	45°	49°	51°	41°	33°	46°	—
Число случаев σ_n	21	15	14	14	15	13	11	5	5	1	—	—
Число случаев σ_n	8	8	6	9	6	—	—	54°	—	—	—	—

ЛИТЕРАТУРА

1. Кобелев И. А. Способ определения высоты отдельных облаков по данным шаропилотных и нефоскопических наблюдений. Метеорология и Гидрология №9, 1953.
2. Михель В. М. К вопросу об улучшении результатов определения ветра на высоте методом шаров-пилотов. Журнал геофизики и метеорологии т. V, вып. 4. 1928.
3. Михель В. М. Ошибки нерепрезентативности измерения ветра на высоте по единичным шаропилотным наблюдениям. ГУГМС. Труды ГГО, вып. 9 (71). 1948.
4. Селезнева Е. С. Об изменчивости метеорологических элементов и сроках годности аэрологических наблюдений. ГУГМС. Труды НИУ серия 1, Метеорология, вып. 21. ГГО. Аэроклиматология. Гидрометеониздат Л.—М. 1946.
5. Wenger R. Die Bestimmung der Wolkenhöhen aus gleichzeitigen Ballonvisierungen und Wolkenbeobachtungen Beitr. Phys. d. fr. Atm. B. IV. 1912, s. 147.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Р. Ф. Сохрина. Опыт построения карт числа дней с сильным ветром для Центральных областей Европейской части Союза и районов освоения целин- ных и залежных земель	5
Т. В. Покровская. К вопросу о методике построения климатических карт	13
А. Г. Левин и В. Д. Мячиков. К методике учета и картографирова- ния осадков	17
Г. Л. Гакен. К методике наблюдений влажности воздуха и их обработки для высокогорных станций	24
Н. Ф. Накоренко и Ф. Г. Токарь. Поверка применения метода раз- ностей к аэрологической обработке ветра	44
В. М. Михель. К вопросу об уточнении измерения и аэроклиматологической характеристики высот облаков	63
В. М. Михель. Измерение ветра над облаками и их высоты методом шаров-пилотов при наличии просветов в облачном покрове	74



Редактор Л. А. Келарев — Техн. ред. В. В. Майоров — Корректор Н. И. Рыжкова

Московское отделение Гидрометеиздата, Москва, ул. Горького, д. 18а
 Т-69772 Сдано в набор 26/VIII 1956 г. Подписано к печати 17/XI 1956 г.
 Изд. № 104 Индекс М-М-104 Бумага 70×108¹/₁₆ Печ. л. 7,2 Уч. изд. л. 7,4.
 Заказ-№ 1996 Цена 5 руб. 20 коп. Тираж 1200

1-я типо-литография Гимиз. Москва, Измайловское шоссе, 42.