

ПРОВЕРЕНО
1952 г.

06
Т 78

Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 32(94)

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
Е. С. СЕЛЕЗНЕВОЙ

52875

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1952

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
П. А. Воронцов. Опыт исследования воздушных течений над лесными полосами и межполосными клетками в Каменной Степи	4
М. В. Заварина и В. М. Михель. К вопросу экстраполяции ветра по высоте	34
П. А. Воронцов. Особенности местных ветров в районе Эльбруса	47
И. И. Честная. Вычисление поправок к показаниям влажности самолетного метеорографа	63
П. А. Воронцов. О точности метода уравновешенных шаров-пилотов	69

АННОТАЦИЯ

Сборник статей посвящен аэрологическим исследованиям местных особенностей воздушных течений в районе лесных полос и в горах и некоторым методическим вопросам. К последним относятся статьи об экстраполяции ветра по высоте, введению поправок к показаниям влажности самолетного метеорографа и об ошибках уравновешенных шаров-пилотов.

Редактор *Е. С. Селезнева.*

Техн. редактор *М. И. Брайнина.*

Корректор *М. П. Бушева.*

Сдано в набор 4/III 1952 г.

Подписано к печати 4/VI 1952 г.

Изд. № 9.

Индекс М-Л-9.

Бумага 70×108.

Бум. л. 2,5.

Уч.-изд. л. 7,75.

Печ. зн. в 1 бум. л. 124 000.

Печ. л. 6,85.

Тираж 500 экз.

Гидрометеиздат, г. Ленинград, 1952 г. М-33717. Заказ № 515.

Цена 5 руб. 45 коп.

Номинал по прејскуранту 1952 г.

2-я типо-литография Гидрометеиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с гидрометеорологическим обслуживанием сталинского плана преобразования природы одной из неотложных задач является постановка микроаэрологических исследований нижнего слоя атмосферы. В 1951 г. экспедицией Главной геофизической обсерватории были проведены первые аэрологические наблюдения в лесных полосах (Каменная Степь). Основные результаты этих наблюдений содержатся в статье П. А. Воронцова „Опыт исследования воздушных течений над лесными полосами и межполосными клетками в Каменной Степи“.

Вторая статья того же автора „Особенности местных ветров в районе Эльбруса“ также относится к изучению нижнего слоя атмосферы. Здесь автор останавливается на некоторых особенностях местных ветров в сложных условиях горного рельефа.

В статье М. В. Завариной и В. М. Михеля „К вопросу об экстраполяции ветра по высоте“ рассматривается метод экстраполяции коротких шаропилотных наблюдений на более высокие слои атмосферы; при этом авторы останавливаются на оценке ошибок экстраполированных данных о ветре.

Две последние статьи настоящего выпуска посвящены вопросам методики аэрологических наблюдений. И. И. Честная в дополнение к своей предыдущей работе (Труды ГГО, вып. 28, 1951 г.) подробнее рассмотрела значение поправок на инерцию гидроприемников метеорографов; она привела ряд примеров расчета этих поправок и показала каковы возможные искажения хода влажности при разной инерции прибора. П. А. Воронцов подробно разобрал ошибки уравновешенных шаровпилотов для выяснения надежности получаемых этим методом характеристик вертикальных течений.

Редактор

ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ НАД ЛЕСНЫМИ ПОЛОСАМИ И МЕЖПОЛОСНЫМИ КЛЕТКАМИ В КАМЕННОЙ СТЕПИ

Летом 1951 г. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова была проведена комплексная экспедиция в Каменную Степь. Перед аэрологической группой экспедиции, руководимой С. И. Соколовым, был поставлен ряд задач, в том числе исследование воздушных течений над полезащитными лесными полосами и межполосными участками. Для решения данной задачи был применен метод уравновешенных шаров-пилотов, т. е. таких шаров, свободная подъемная сила которых равна нулю. Подробный разбор ошибок и применимости метода уравновешенных шаров-пилотов дан в работе автора, помещенной в данном сборнике (стр. 69).

В экспедиции проводились наблюдения по исследованию воздушных потоков над:

- 1) некоторыми лесными полосами;
- 2) межполосными клетками: с паром (Б-5), с овсом (Б-6), со скошенной травой (З-1).

Часть полос (северная полоса клетки Б-5) была непродуваемой конструкции, часть полупродуваемой (южная полоса клетки Б-6) и одна полоса продуваемой конструкции (северная полоса клетки З-1). Для исследования условий обтекания лесных полос и межполосных клеток нами было выбрано шесть базисов (табл. 1).

Таблица 1

Азимут и длина баз

№ базы	Длина, м	Азимут, град.	Расположение
1	387	54	На клетке с паром Б-5
2	456	12	" " " овсом Б-6
3	460	8	" " " "
4	432	201,5	В открытой степи
5	304	84,5	Клетка сжатой пшеницы
6	493	354,5	" со скошенной травой З-1

Расположение баз в полосах дано на рис. 1. Всего за период работ экспедиции было выпущено 103 уравновешенных шара, из них обработано 96 и забраковано по разным причинам 7 шаров.

В течение четырех дней проводились учащенные выпуски уравновешенных шаров для выяснения некоторых особенностей дневного хода исследуемых элементов, так 14/VII было выпущено 14 шаров, 15/VII — 15 шаров, 19/VII — 16 шаров и 21/VII — 11 шаров с интервалами около 0,5—1 часа. Выпуски 14 и 15/VII проводились с баз № 1 и 5, а 19 и 21/VII с базы № 6. В остальные дни в среднем выпускалось по 3—4 шара.

Разбор отдельных случаев движения уравновешенного шара

Вначале дадим краткий разбор нескольких отдельных случаев движения уравновешенных шаров за дни 14 и 15/VII.

В эти дни уравновешенные шары выпускались с целью исследования условий обтекания воздушным потоком полезавитной лесной полосы А (см. рис. 1), отделяющей межполосные клетки с паром (Б-5) и со сжатой пшеницей.

Полоса была высотой около 18 м, шириною 45 м и направлением с запада на восток. Полоса имела не менее трех ярусов кустарниковых и древесных пород. Нижняя и средняя части лесной полосы были совершенно непродуваемы, и только в верхней трети по высоте полосы наблюдалась слабая продуваемость.

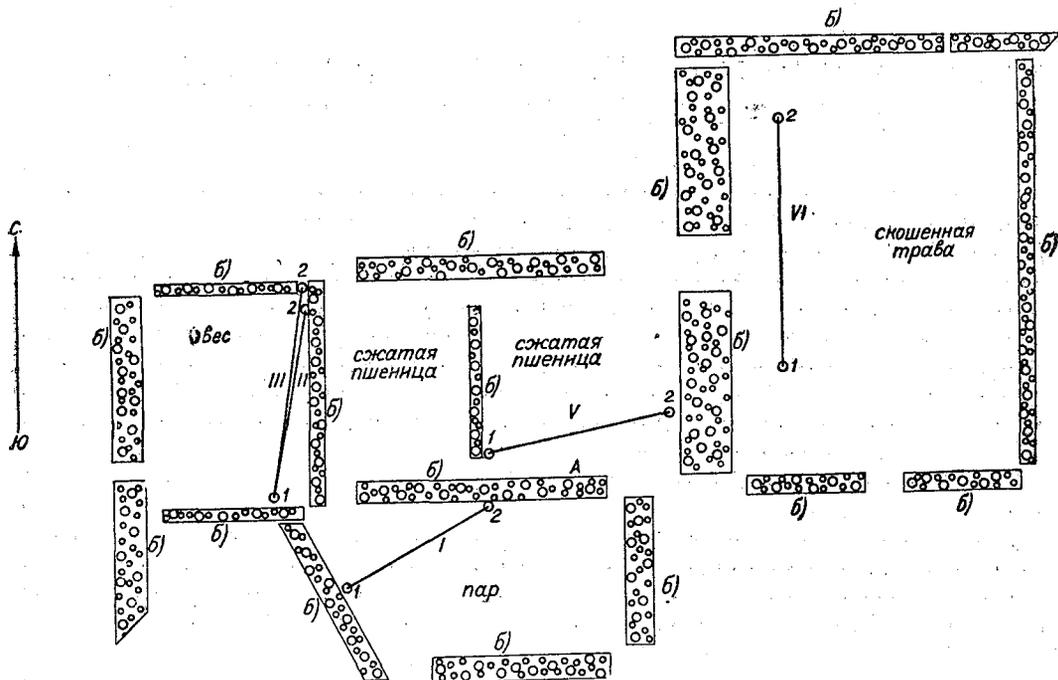


Рис. 1. Схема расположения баз в лесных полосах Каменной Степи.

б — полезавитные полосы. I — база № 1, II — база № 2, III — база № 3, V — база № 5, VI — база № 6.

Постановка наблюдений в течение всего светлого времени суток имела целью выяснить особенности суточного хода вертикальных токов воздуха как обтекающих полос, так и тех движений, которые наблюдаются в межполосных клетках.

Ход метеорологических элементов за 14/VII дан в табл. 2. Эти наблюдения проводились на метеоплощадке, расположенной примерно посредине межполосной клетки, занятой хорошо подготовленным паром.

Следует отметить, что восход солнца в этот период был около 5 час., заход примерно в 21 час.

В первую очередь рассмотрим условия движения уравновешенных шаров 14/VII. Весь этот день наблюдалась ясная погода без облаков. Ветер на высоте около 2 м имел в первую половину дня неустойчивое направление с малыми скоростями. Ветер на высоте 14,5 м был северо-восточный и северный, более постоянный по направлению и скорости. Это направление ветра было почти перпендикулярным к направлению изучаемой полосы. Температура воздуха на высоте 150 см была уже в 8 час. выше 25°, а с 13 и до 19 час. 30° и больше. Температура на поверхности пара с 7 час., т. е. примерно через 2 часа после восхода солнца, была выше 30° и к 12 час. доходила до 50°. Таким образом создавались большие перегревы воздуха над паром, что должно было вызвать образование вертикальных движений над этим местом.

Ход метеорологических элементов 14/VII в межполосной клетке на пару

Метеоэлементы	Часы									
	3	7	8	10	12	14	16	18	19	21
Температура на поверхности почвы	13,2	32,5	37,5	47,8	50,6	50,5	45,7	36,1	32,2	22,1
Температура на высоте 150 см	—	—	25,2	26,8	29,1	31,0	31,6	30,6	30,0	—
Ветер по ветромеру Третьякова	—	—	ССВ 3	ВЮВ 1	В 1	В 5	ВСВ 3	ВСВ 3	В 2	—
Ветер на высоте 14,5 м	—	—	СВ 2	СВ 3	ВСВ 3	ВСВ 3	ВСВ 3	ВСВ 3	СВ 2	—
Облачность	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0

Уравновешенные шары выпускались с северной и южной сторон лесной полосы, и таким образом исследовались особенности токов воздуха с наветренной и подветренной сторон и над клеткой с паром.

Далее перейдем к разбору отдельных подъемов уравновешенных шаров. Первый шар был выпущен 14/VII в 7 час. 10 мин. с базы № 5 примерно в 40 м от полосы. Сразу же шар пошел вверх и поднялся за 1,5 мин. на 62 м, причем скорость поднятия до 45 м нарастала с 7 до 93 см/сек., а затем стала уменьшаться и к уровню 62 м дошла до 33 см/сек. С 62 м начался нисходящий поток продолжительностью 2 мин., снизивший шар на 52 м. Скорость нисходящего движения с 53 см/сек. дошла до 60 см/сек. и затем постепенно уменьшилась до 27 см/сек. Скорость горизонтального переноса была 0,6—1 м/сек. Шар опустился примерно до половины высоты деревьев, резко изменил направление движения почти на 90° и пошел вдоль полосы на запад, медленно набирая высоту. Поднявшись почти до вершины полосы, шар попал во второй поток, который за 2,5 мин. поднял его на 78 м до уровня 90 м, причем скорость подъема возрастала с 47 до 80 см/сек. и затем уменьшалась до 36 см/сек. В том же потоке воздуха отмечено вторичное возрастание вертикальной скорости до 67 см/сек. с последующим уменьшением до 53 см/сек. С 90 м началось нисходящее движение, к сожалению, наблюдаемое только в одном пункте, — шар опустился до земли на овес, затем вновь поднялся и ушел на запад.

Через 40 мин. был выпущен шар с другой стороны полосы в 2 м от нее со второго пункта базы № 1.

Через 2 мин. шар поднялся примерно на 50 м со скоростью равной вначале 27 см/сек.; с 50 м отмечен небольшой нисходящий поток на 12 м, затем после короткого перерыва начался второй вихрь примерно на 100 м до высоты 140 м, вертикальные скорости в начале вихря были 20 см/сек., далее постепенно росли до 113 см/сек. и к верхней точке уменьшились до 67 см/сек. Скорость горизонтального переноса воздуха в вихре была 1,5—2 м/сек. при северо-восточном направлении. После небольшого нисходящего движения третий вихрь с уровня 138 м поднял шар до высоты 281 м, т. е. на 143 м в течение 3 мин., с вертикальными скоростями от 120 см/сек. в начале движения и до 10 см/сек. в конце вихря. Скорость горизонтального смещения на этом уровне была 2 м/сек. Характер вертикальных движений шара в эти сроки показан на рис. 2.

На рис. 2 и других аналогичных рисунках дано схематичное изображение вертикальных движений шаров с примерным соблюдением масштаба по вертикали и приближенным нанесением точек по горизонтали. Числами даны величины вертикальных движений в см/сек.

Таким образом, несмотря на утренние часы, над полосой возникают отдельные вихри, вызванные очевидно не только динамическими, но и термическими причинами. Уже к 8 час. зона охвата вихрями с вертикальными скоростями до 1,2 м/сек. доходит до 250—280 м.

Скорости нисходящих движений меньше скоростей восходящих потоков. Траектория движения в этот период имеет значительные отклонения от общепринятой схемы обтекания препятствий. Над полосой с наветренной ее части образуется нисходящий поток, вызванный очевидно термическими причинами, т. е. понижением температуры воздуха в полосе в теневой ее части с северной стороны. Малые скорости основного потока не препятствовали движению воздуха вдоль полосы с изменением

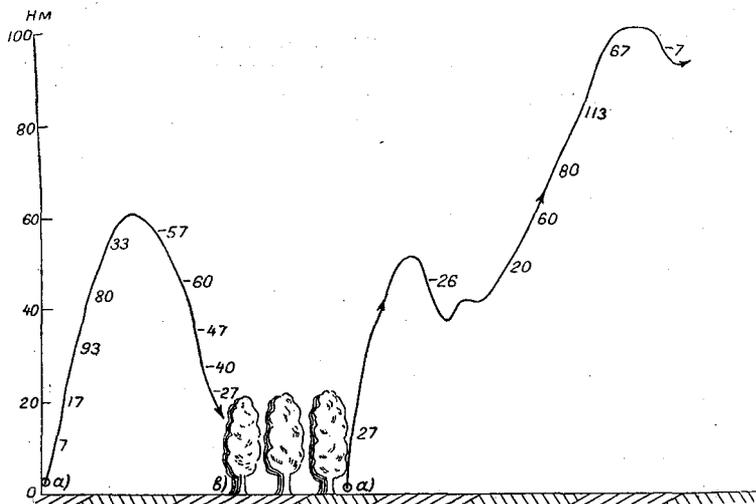


Рис. 2. Движение шаров 14/VII в 7 час. 18 мин. — 7 час. 50 мин.
а — точки выпуска шаров, б — лесная полоса в поперечном разрезе.

направления почти на 90° . С подветренной южной стороны отмечено значительное восходящее движение, распространяющееся выше лесной полосы. Этот восходящий поток, образовавшийся в 7 час. 50 мин. около самой полосы, вызван также особенностями нагревания. На южной стороне полосы, при восходе солнца, прогревание воздуха больше чем в самой полосе или на северной ее части.

При малых скоростях ветра утром полоса играет роль стенки, вдоль которой и движется нагретый воздух. В дневные часы эти различия в нагреваниях уменьшаются отчасти вследствие усиления обмена.

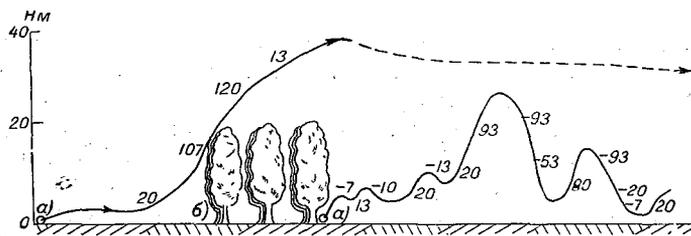


Рис. 3. Движение шаров 14/VII в 10—11 час.
а — точки выпуска шаров, б — лесная полоса в поперечном разрезе.

На рис. 3 приведена схема вертикальных движений двух шаров, выпущенных в период 10—11 час. в тех же точках, что и в предыдущем случае. На рис. 4 даны проекции движений этих шаров на горизонтальную плоскость. Шар, выпущенный с клетки, на которой только что была сжата пшеница, пошел (примерно на одном уровне) на юг по направлению к полосе и, подхваченный потоком воздуха, начал подниматься со скоростью 20 см/сек., которая возросла до 120 см/сек. и уменьшилась до 13 см/сек., а затем перешел через полосу над верхушками деревьев. Шар за 45 сек. поднялся на 40 м. Перейдя полосу (судя по визуальным наблю-

дениям), шар немного опустился, и, пройдя над паром в южном направлении, скрылся за следующей полосой. Таким образом направление потока воздуха на высоте 40 м над паром было северным со скоростями 4—5 м/сек., в это же время на высоте 14,5 м ветер был северо-восточный 3 м/сек., а на 2 м — восточно-юго-восточный 1 м/сек. На разных уровнях направление ветра и его скорость в клетке резко менялись.

Шар, выпущенный с базы № 1 в 10 час. 10 мин., указал на наличие вблизи земной поверхности с подветренной стороны полосы чисто местной циркуляции. Шар после выпуска стал удаляться от полосы на юго-запад со скоростью 1,5—2 м/сек., а затем резко изменил направление и пошел почти в противоположную сторону со скоростью около 4 м/сек., приблизился к полосе, не доходя до нее 10—15 м, вновь изменил направление на противоположное и удалился, почти не меняя высоты,

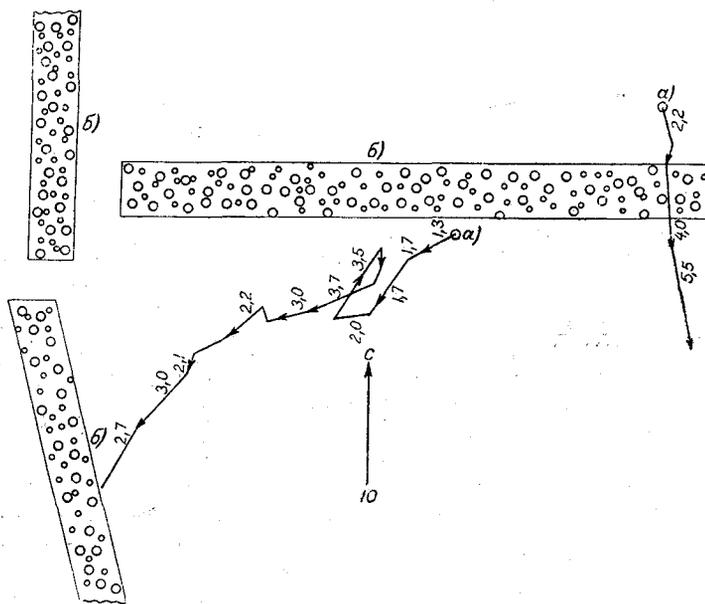


Рис. 4. Проекция движения шаров-пилотов на горизонтальную плоскость. 14/VII в 10—11 час. (скорости в м/сек.).

а — точки выпуска шаров, б — полезащитные полосы.

на юго-запад с теми же примерно скоростями. Значительных вертикальных токов в это время суток над паром в зоне подветренной стороны полосы не обнаружено. Шар попадал в большое количество слабых вихрей, хотя часто и с относительно большими вертикальными скоростями, но малых по высоте развития. Отметим один вихрь высотой 17 м (в зоне от 9 до 26 м), продолжительностью 30 сек., с вертикальными скоростями до 90 см/сек. и такими же примерно скоростями нисходящего движения; второй более мелкий вихрь в зоне от 4 до 16 м в течение 15 сек. со скоростью поднятия 80 см/сек. Ряд других мелких вихрей имел скорости вертикальных движений ± 15 —20 см/сек., а высоты развития 3—5 м. Характер движения воздуха на рис. 3 и 4 близок к типовой схеме.

На рис. 5 дана схема движения двух уравнивающих шаров, выпущенных около 13 час. Здесь пунктирной линией дана построенная по визуальным наблюдениям траектория движения шара. Шар, выпущенный с наветренной стороны полосы, вначале немного поднялся, затем несколько снизился и, подойдя к полосе на высоте 1 м, стал подниматься со скоростью около 20 см/сек., зацепился за верхушки деревьев, оторвался от них и быстро стал подниматься со скоростью 94 см/сек. и далее 60 см/сек. Вихрь от полосы распространялся до высоты 57 м и продолжался 1 мин. Скорость горизонтального переноса была 3—4 м/сек., направление потока северо-северо-восточное. Судя по визуальным наблюдениям, шар далее пошел

на юго-запад, не снижаясь, пересек следующую полосу и опустился на межполосной клетке.

Со второго пункта базы № 1 следующий шар был выпущен через 25 мин. с подветренной стороны полосы в 1—2 м от нее. Сразу же после выпуска шар стал подниматься вверх с начальной скоростью 47 см/сек., а затем 73 см/сек. и под конец скорость поднятия уменьшилась до 7 см/сек.

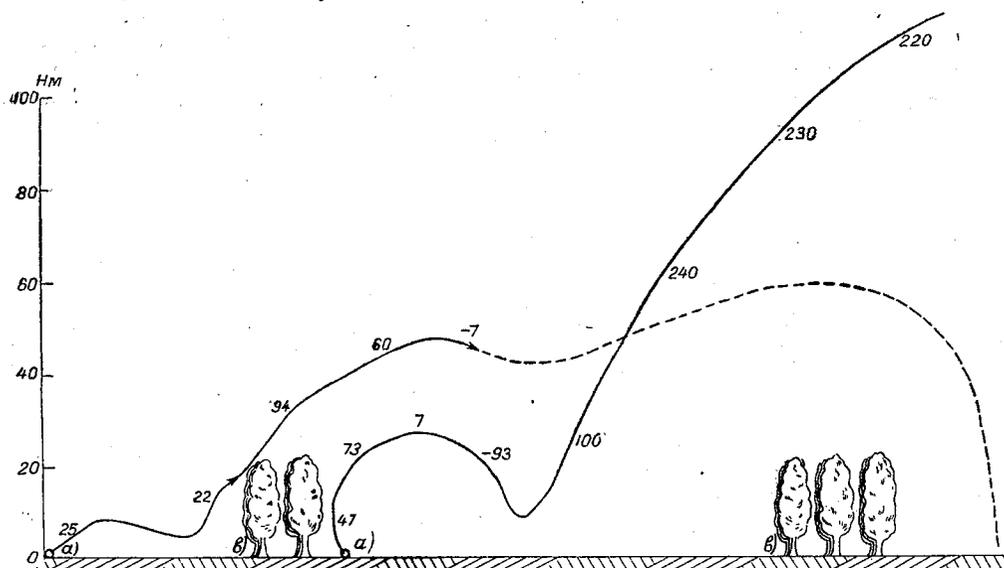


Рис. 5. Движение шаров 14/VII в 13 час.

а -- точки выпуска шаров, б -- лесная полоса в поперечном разрезе.

В течение 1 мин. шар поднялся на 25 м, далее попал в нисходящий поток и за 15 сек. опустился на 14 м со скоростью 93 см/сек. Над паром попал в конвективный поток и за 75 сек. поднялся на 170 м с весьма большими вертикальными скоростями, достигающими до 240 см/сек.; далее наблюдений не имеется, так как

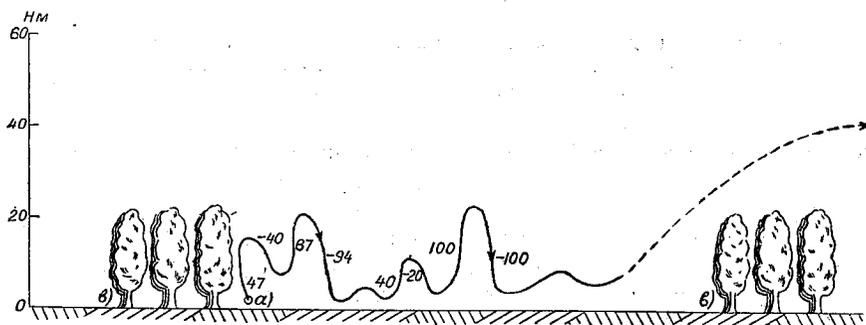


Рис. 6. Движение шара 14/VII в 16 час.

а -- точка выпуска шара, б -- лесная полоса в поперечном разрезе.

шар скрылся за лесными полосами. Если принять за конечную высоту конвективного вихря 170 м, то его путь составил 160 м со скоростями подъема, равными 2—2,5 м/сек. Скорость горизонтального смещения на высоте 50—150 м составила 4—5 м/сек. с северо-восточным направлением потока. На земле в это время ветер был восточным 2—3 м/сек.

Здесь наряду с динамическими причинами действуют и термические факторы, вызывающие вертикальные токи над паром:

На рис. 6 дана схема вертикальных движений шара за 16 час. Шар, выпущенный в 16 час. с базы № 5, не поднимаясь, полетел на уровне 1 м на полосу со

снижение шара с 27 м до 8 м за 0,5 мин. со скоростью 80—47 см/сек. Через короткое время шар был вновь подхвачен над паром вертикальным потоком и с 8 м за 1 мин. поднялся до 45 м, с вертикальными скоростями сначала 27 см/сек., затем 47, 94 и 80 см/сек. С 45 м отмечено нисходящее движение со скоростями от 7 до 40 см/сек. Горизонтальный перенос шара отмечается большим постоянством направления и скорости, совпадающими с направлением и скоростью ветра на метеоплощадке.

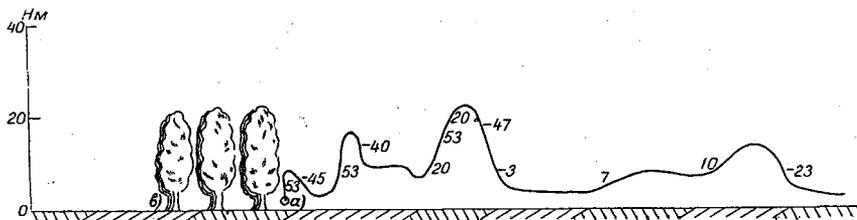


Рис. 8. Движение шара 15/VII в 6 час. 30 мин.
а — точка выпуска шара, б — лесные полосы.

На рис. 7 приведен путь шара относительно горизонтальной поверхности, выпущенного в 19 час. 50 мин. со второго пункта базы № 1. Вертикальных движений в этот период не наблюдалось, и шар смещался только по горизонтали. Траектория его движения, особенно в первые минуты после выпуска, весьма сложна — с наличием резких поворотов при малых скоростях ветра. Только на расстоянии 110—120 м от полосы, выйдя очевидно из подветренной зоны, шар начал смещаться в одном направлении с примерно постоянной скоростью.

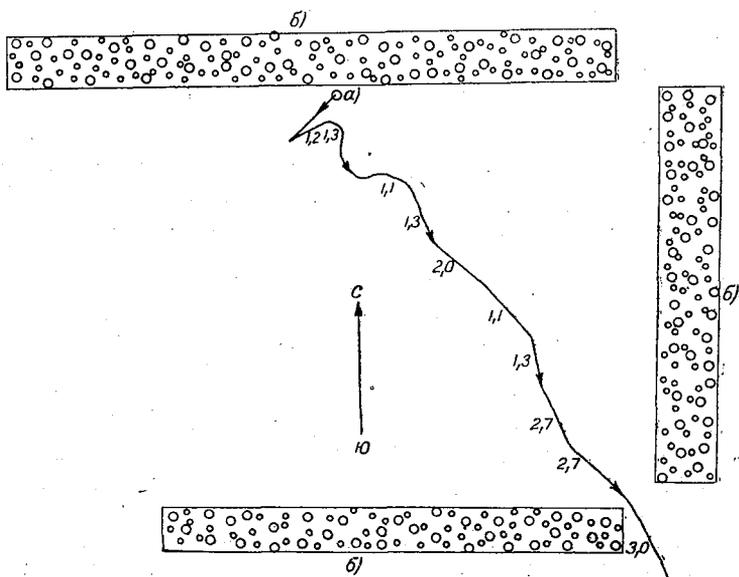


Рис. 9. Проекция движения шара-пилота на горизонтальную плоскость 15/VII в 6 час. 30 мин. (скорость в м/сек.).
а — точка выпуска шара, б — лесные полосы.

Следует отметить, что многие уравновешенные шары при весьма сложных перемещениях по клетке очень часто выходили из нее в разрывы между полосами. В разрывах между лесными полосами всегда наблюдалось усиление тяги воздуха.

На следующий день, 15/VII, первый шар был выпущен со второго пункта базы № 1 в 6 час. 30 мин. На рис. 8 и 9 дана траектория его движения в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Ветер на высоте 14,5 м был северо-западный

2 м/сек., шар выпускался с подветренной стороны полосы. Примерно на расстоянии 100 м шар находился под влиянием турбулентного потока позади полосы. В этой зоне отмечены небольшие вертикальные смещения шара: первое на 8 м за 15 сек., второе на 16 м за 30 сек. и, наконец, третье с 6 до 21 м в течение 1 мин., со скоростями подъема 7, 20, 53 и 20 см/сек. и последующим спуском до уровня 6—7 м. На этой высоте шар относительно быстро прошел всю клетку и скрылся в разрыве между полосами. Если в первые минуты после выпуска шар часто менял свое направление и скорость потока воздуха была около 1 м/сек., то после того как шар вышел из подветренной зоны полосы направление его движения стало более правильным и скорости постепенно увеличивались по мере приближения к разрыву между полосами, где она достигла максимума в 3 м/сек. Температура поверхности пара в 6 час. 30 мин., очевидно, еще недостаточно высока, чтобы вызвать образование вертикальных токов термического происхождения, и поэтому отмечен эффект только механической турбулентности.

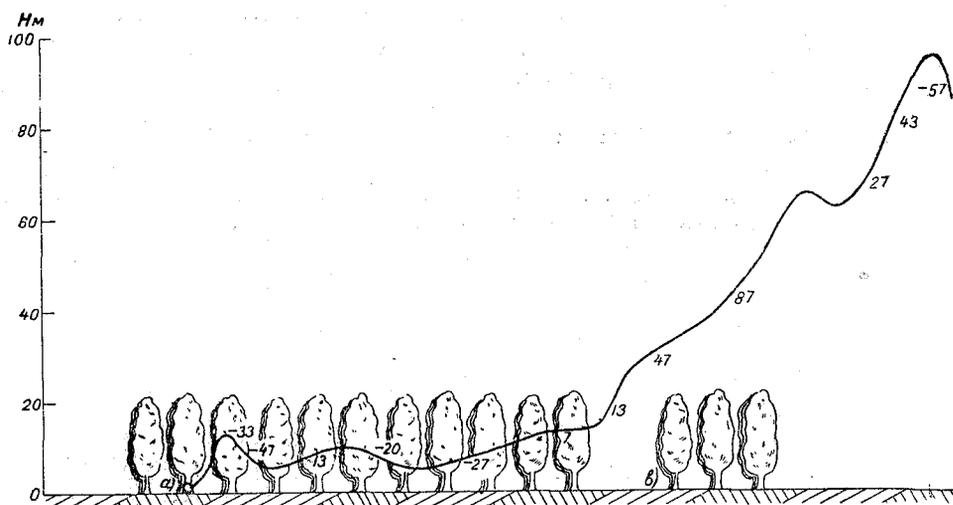


Рис. 10. Движение шара 15/VII в 8 час.
a — точка выпуска шара, *b* — лесная полоса — поперечный разрез.

На рис. 10 приведен характер движения шара, смещающего почти параллельно исследуемой полосе при северо-западном потоке наверху. Следует отметить, что шар под защитой полосы начал смещаться на запад, перпендикулярно основному потоку, затем изменил направление на северо-западное при скоростях от 1 до 4 м/сек. На метеоплощадке в тот же срок у земли ветер северо-восточный 2 м/сек., на высоте 14,5 м ветер северный 3 м/сек. Таким образом, если принять направление воздушного потока за северное, то, следовательно, в подветренной зоне от полосы создалась своя циркуляция с движением воздуха с запада и поворотом на северо-запад и север.

Необходимо заметить, что на рис. 10 путь движения шара идет параллельно полосе *A* (рис. 1) на расстоянии от 20 до 50 м от нее. В этой зоне отмечены небольшие вертикальные движения, не доходящие до верхней кромки деревьев. Только подходя к полосе, расположенной на востоке клетки, шар быстро поднялся и перелетел ее. Здесь отмечен вихрь от 9 до 63 м, созданный непродуваемой полосой с вертикальными скоростями 7, 13, 47, 87 м/сек. После небольшого ослабления отмечен дальнейший подъем воздуха с 62 до 95 м за 2 мин., со скоростями 27, 43 и 18 см/сек. Таким образом непродуваемая полоса высотой около 20 м создала вихрь, развивающийся до 100 м высоты, со скоростями до 87 см/сек. Здесь, как и в ряде предыдущих случаев, приведенных на рисунках, вертикальная скорость достигает максимальных значений в средней части пути вихря, в начале и конце вихря скорости подъема, как правило, меньше.

На рис. 11 приведен разрез вертикальных движений шара, выпущенного с базы № 5 с наветренной стороны лесной полосы. Выпуск был проведен в 12 час. 15 мин.

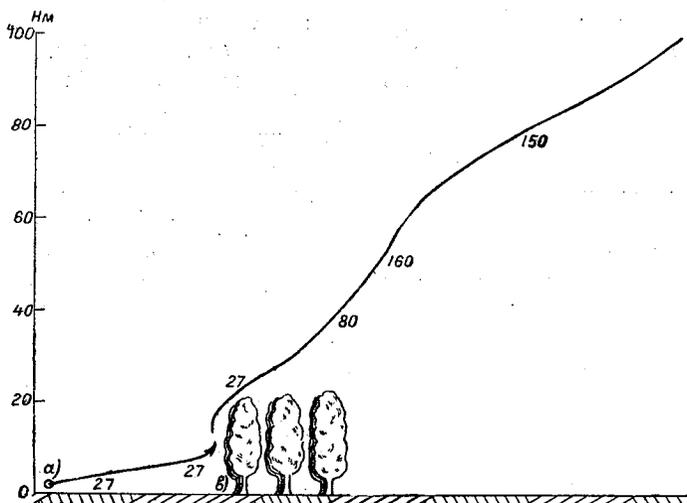


Рис. 11. Движение шара 15/VII в 12 час. 15 мин.
а — точка выпуска шара, б — лесная полоса — поперечный разрез.

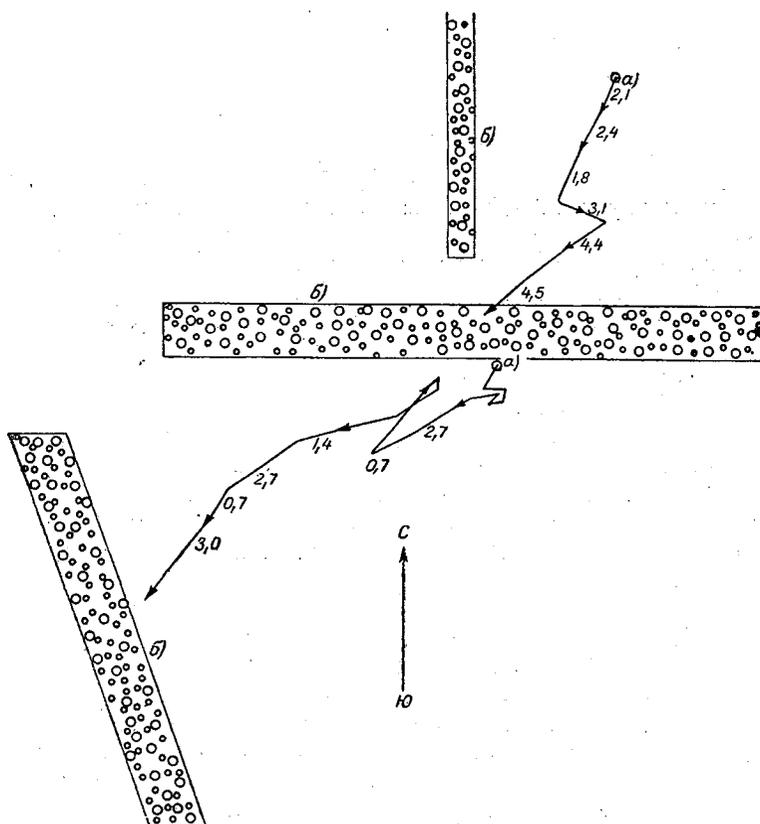


Рис. 12. Проекция движения шаров-пилотов на горизонтальную плоскость.
а — точки выпуска шаров, б — лесная полоса.

при температуре воздуха $34,7^{\circ}$ на уровне 150 см и кучево-дождевой облачности, т. е. при весьма благоприятных условиях для развития термической турбулентности

и большой неустойчивости масс воздуха. Шар после выпуска стал медленно подниматься, приближаясь к полосе, и сел на верхушке деревьев второго яруса. После встряхивания освободился и перелетел полосу с вертикальной скоростью 27 см/сек., далее, очевидно, попал в вихрь от полосы и за 1,5 мин. поднялся с вертикальными скоростями 27, 80, 160, 150 и 20 см/сек. на 112 м до уровня 120 м. Дальше наблюдения не производились, но, судя по уменьшению скорости подъема, развитие вихря должно прекратиться.

На рис. 12 приведен горизонтальный путь движения двух уравновешенных шаров около 19 час. 15/VII. Направление ведущего потока было северо-восточное 2—3 м/сек. Шар, выпущенный с базы № 5, перемещался на ЮЗ со скоростью 2—3 м/сек. и с небольшими вертикальными смещениями. Перед подходом к полосе шар с вертикальной скоростью 47 см/сек. стал подниматься и на высоте 13 м сел немного выше деревьев второго яруса, где, как мы выше отмечали, имеется слабое продувание.

Шар, выпущенный с подветренной стороны полосы, сделал весьма сложную траекторию пока не вышел из зоны подсасывающего потока у полосы. Через 8,5 мин. после выпуска шар удалился примерно на 90—100 м от полосы, причем на этом отрезке скорость горизонтального и вертикального перемещений была почти равна нулю. После 8,5 мин. шар попал в поток воздуха, направленный к полосе, и начал в течение 2 мин. со скоростью 3 м/сек. перемещаться на северо-восток, т. е. в обратном направлении к ведущему потоку, затем стал уходить от полосы, одновременно поднимаясь вверх. Через 1,5 мин. достиг высоты 22 м при скорости подъема 40 см/сек. Снизившись за 0,5 мин. до уровня 4 м, вошел в западную полосу на высоте 2 м. На этом закончим разбор отдельных случаев подъема уравновешенных шаров.

Средние величины размеров и вертикальных скоростей воздушных потоков над лесными полосами и межполосными клетками

Для характеристики условий обтекания полос проведем некоторую систематизацию наблюдений.

Для выявления суточного хода все выпуски разделены на утренние до 8 час., дневные с 8 до 18 час. и вечерние после 18 час.

Для выяснения особенностей отдельных полос и клеток выделены наблюдения:

- 1) в клетке с паром,
- 2) в клетке с овсом,
- 3) в клетке со скошенной травой.

В каждой группе рассмотрено распределение воздушных течений в трех зонах: с наветренной стороны полосы, с подветренной стороны полосы на расстоянии до 6—7-кратной высоты лесной полосы и, наконец, над межполосной клеткой.

Ниже мы будем рассматривать те уравновешенные шары, которые при выпуске с наветренной стороны полосы перелетели ее, т. е. полоса будет рассматриваться как непродуваемая.

Следует отметить, что подавляющее число уравновешенных шаров в дневные часы, встречая лесную полосу, даже полупродуваемую, поднимались и перелетали ее и только незначительная часть шаров входила в лесную полосу. Причем и в непродуваемых лесных полосах были случаи, когда шар входил в полосу. Результаты всех наблюдений, проведенных с баз № 1 и 5, с разбивкой их по указанному выше срокам и зонам даны в табл. 3, 4 и 5. Из наблюдений выделены нисходящий и восходящий потоки, их начало и конец, размеры вертикальных токов, продолжительность потока по времени и вертикальные скорости в сантиметрах в секунду. Отдельные уравновешенные шары-пилоты могли входить в две группы: например, начав движение с подветренной стороны полосы, они выходили на межполосную клетку и следовали за теми потоками воздуха, которые образуются над клеткой, — у таких шаров часть пути отнесена к подветренной стороне полосы, а другая часть — к межполосной клетке.

Таблица 3

Распределение вертикальных токов воздуха с наветренной стороны полосы

Дата	Время, час.	Расстояние до полосы, м	Восходящий поток						Нисходящий поток				
			Высота, м		Толщина, м	Вертикальная скорость, см/сек.	Продолжительность, сек.	Высота, м		Толщина, м	Вертикальная скорость, см/сек.	Продолжительность, сек.	
			начало	конец				начал	конец				
Утро 14/VII	7	40	0	62	62	47, 67, 93, 80, 33	90	62	7	55	57, 60, 47, 40, 27	120	
			11	90	79	7, 47, 80, 53, 36, 67, 53	180						
			10	63	53	13, 47, 87, 13	75						
15/VII	8	140	63	95	32	27, 43, 18	120	95	62	33	57, 52	60	
			Среднее		55	48	115			44	39	90	
			Среднее: I уровень		75	75	100			34	85	40	
День 2/VII	10	60	0	144	144	10, 15, 53, 67, 50, 192	240	144	56	88	80, 53, 114, 110, 60	90	
			53	124	68	106, 146, 200	45	124	116	8	53	15	
			116	202	86	22, 112, 70	135						
3/VII	10	60	14	42	28	40, 20, 80, 47	60	42	36	6	40	15	
			36	56	20	44	45	42	36	6	40	15	
			0	40	40	20, 107, 120, 13	60						
14/VII	11	30	0	40	40	20, 107, 120, 13	60	42	36	6	40	15	
			60	1	57	22, 94, 60	60						
			100	0	54	100, 53, 100	60						
15/VII	12	40	0	120	120	27, 80, 160, 43, 219, 20	105	120	31	31			
			110	0	31	20, 146	45						
			60	0	0		0						
		Среднее: II уровень		52	70	71							
Вечер 14/VII	18	20	1	19	19	13, 116	30						
			60	5	13	7, 47	30						
			50	5	28	33, 87	45	28	23	5	33	15	
		Среднее		36	65	56			5	33	15		

Распределение вертикальных токов воздуха с подветренной стороны полосы

Дата	Время, час. мин.	Облачность	Восходящий поток						Нисходящий поток					
			Высота, м		Толщина, м	Вертикальная ско- рость, см/сек.	Продол- жительность, сек.	Высота, м		Толщина, м	Вертикальная ско- рость, см/сек.	Продол- жительность, сек.		
			начало	конец				начало	конец					
Утро 14/VII	07 51		0	50	50	27, 37	120	50	38	12	27	45		
			38	140	102	33, 0, 20, 60, 67, 60, 80, 113, 67	165	281	264	17	22, 13	90		
			138	268	130	120, 40, 33, 10, 35	270							
15/VII	06 30		0	8	8	20	15	8	1	7	60	15		
			2	18	16	3, 53	30	16	7	11	40, 7, 13	120		
			2	21	15	7, 20, 53, 20	60	21	5	16	47, 33	15		
15/VII	08 05		0	17	17	80	15	17	5	11	33, 47	30		
			6	8	2	13	15	8	5	3	20	15		
					32	39	82			12	25	47		
День 23/VI	10 00	5/0 Ci	0	41	41	5, 43, 77	90	41	11	30	100	30		
			0	5	5	33	15	9	4	1	7	15		
			0	9	9	60	15	9	4	5	33	15		
23/VI	14 00	1/0 Cc	0	9	9	77	30	28	21	7	40	15		
			0	28	28	20, 60, 40	45	23	15	8	47, 7	30		
			0	23	23	47	15	8	3	5	33	15		
3/VII	13 35	10/10 Sc, Cu	0	8	7	47	15	8	3	5	33	15		
			0	20	20	0, 13, 47, 13	90	20	18	2	13	15		
			0	5	5	40	15	5	4	1	7	15		
4/VII	09 30	9/0 Ci, Cu	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	5		0	5	4	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
4/VII	13 11	8/5 Cu, Ci	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
5/VII	09 30	10/0 Cs	0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				
			0	5	0		0	0	0	0				

УХУД

Дата	Время, час. мин.	Облачность	Восходящий поток				Нисходящий поток					
			Высота, м		Толщина, м	Вертикальная ско- рость, см/сек.	Продол- жительность, сек.	Высота, м		Толщина, м	Вертикальная ско- рость, см/сек.	Продол- жительность, сек.
			начало	конец				начало	конец			
5/VII	13 20		0	11	11	33, 20, 0, 27	60	11	3	8	33	15
14/VII	09 02		0	39	39	20, 47, 33	90	39	35	4	27	15
			4	8	5	30	15	5	4	1	7	15
			5	11	8	13, 13	30	8	5	3	13, 7	30
			9	26	6	20, 20	30	11	9	2	13	15
			4	16	17	20, 93	30	20	4	22	93, 53	30
14/VII	13 35		0	25	12	80	15	16	2	14	93	15
14/VII	15 47		0	12	25	47, 73, 7	60	25	11	14	31	15
			6	16	12	47	15	12	6	6	40	15
			2	8	10	67	15	16	2	14	94	15
					6	40	15	8	3	5	20, 13	30
Вечер 2/VII	18 00	Среднее	0	10	14	37	35	10		7	39	18
4/VII	18 00	5/5 Sc	6	20	10	20, 13	30	3		7	47	15
4/VII	18 11	9/9 Cb	5	22	14	33, 33	30	0				
5/VII	18 06	10/4 Cs, Sc			17	77, 40	120	22	0	22	60, 77	90
14/VII	18 30		0	14	0	0	0	14		0		0
14/VII	19 09		4	19	14	7, 13, 7, 17	90	14	13	1	7	15
14/VII	19 46		13	27	15	7, 40, 53	45	27	8	0		0
15/VII	18 18				14	53, 40	30	8		19	80, 47	30
15/VII	20 00		7	12	0	0	0	12		0		0
15/VII	19 11	Среднее			5	33	15	5		7	23	30
					13	22	52	11		11	24	45

2 Труда ГГО, вып. 32 (94)
БИБЛИОТЕКА
 ЛЕНИНГРАДСКОГО
 МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
 ИНСТИТУТА

Средние значения величины вертикальных токов, взятые из табл. 3—5, представлены на рис. 13. На этом и аналогичных рисунках, приведенных ниже, дана схема строения вертикальных токов в утренние, дневные и вечерние часы с наветренной и подветренной сторон лесной полосы и над межполосной клеткой (Б-5), над паром. Вертикальные размеры нанесены с учетом масштаба, горизонтальные расстояния даны без масштаба с примерным соблюдением расстояний.

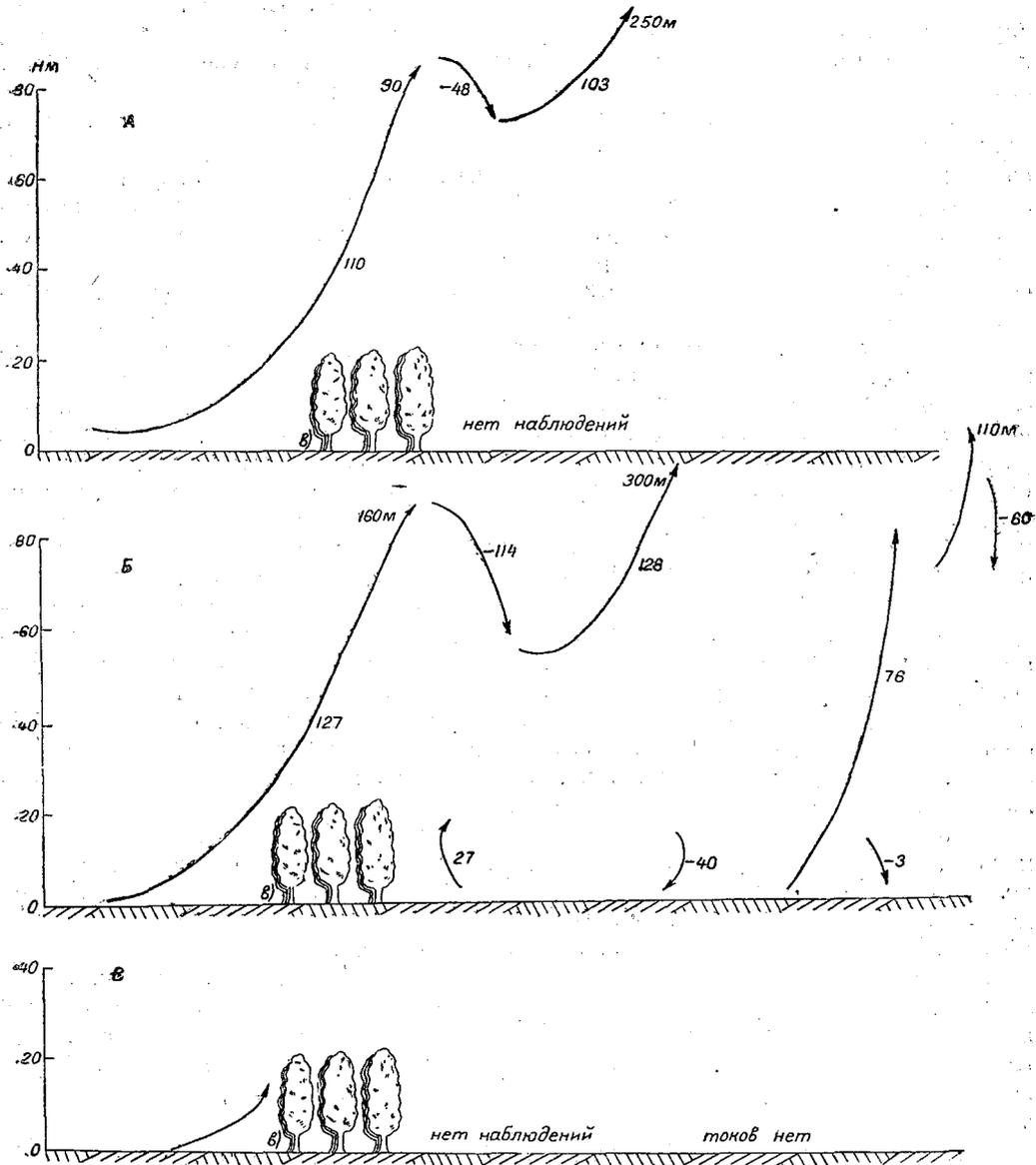


Рис. 13. Схема вертикальных токов над полосами и над межполосными клетками (пара).
А — утро, Б — день, В — вечер; s — лесная полоса.

Необходимо отметить, что приведенные на рис. 13 средние вертикальные размеры вихрей или потоков воздуха являются ориентировочными и дают в основном качественную картину обтекания лесных полос и только приблизительно количественные характеристики. Затем эти потоки взяты только для случаев непродуваемой полосы.

Из материалов, представленных на рис. 13, можно сделать ряд выводов: в утренние часы преобладающее влияние на характер воздушных течений вблизи полос

оказывает динамическая турбулентность, поскольку термические токи над паром еще не получили развития (на схеме в утренние часы вертикальные токи над паром отсутствуют). С наветренной стороны непродуваемой лесной полосы высотой примерно в 18 м создается вертикальный поток, обтекающий полосу до высоты в среднем 55 м, со скоростью подъема около 50 см/сек. Далее, за полосой наблюдается нисходящий поток, захватывающий слой относительно большой толщины (44 м), со скоростями нисходящего движения около 40 см/сек. Позади полосы имеется хорошо заметная по движениям отдельных уравновешенных шаров воздушная волна, которая вызывает образование второго восходящего потока на гребне волны. Этот поток имеет средние размеры 32 м и скорость подъема 26 см/сек.

С подветренной южной стороны полосы в утренние часы создается восходящий поток высотой в среднем 32 м, т. е. несколько выше деревьев лесной полосы со скоростями подъема около 40 см/сек., вызванный нагреванием воздуха у полосы при восходе солнца, и нисходящий поток средней величиной 12 м со скоростью опускания в 25 см/сек. Над паром в утренние часы никаких токов еще не наблюдается.

В дневные часы над паром развивается мощная конвекция, создаются вихри со средними размерами 77 м и вертикальными скоростями около 100 см/сек. Нисходящее движение воздуха над паром значительно слабее по скорости и особенно по толщине слоя, на который оно распространяется. Судя по нашим данным, в дневные часы над паром наблюдается интенсивный поток нагретого воздуха снизу и очень слабое опускание вниз. Пополнение воздушных масс должно частично было бы происходить понизу за счет притока воздуха из соседних клеток, особенно через разрывы лесных полос. Нами уже отмечалось, что очень часто уравновешенные шары смещались в направлении разрывов между полосами. Таким образом, должна существовать своего рода местная циркуляция между различными межполосными клетками с направлениями движения воздуха в дневные часы в сторону клеток с паром или других более интенсивно нагреваемых поверхностей.

Днем с наветренной стороны полосы аналогично утренним часам также образуется восходящий поток, но только более мощный, развивающийся в среднем до высоты 75 м и со скоростями подъема до 75 см/сек. Днем за полосой выделяется волна со средней амплитудой колебаний от 35 м для нисходящего потока воздуха и до 50 м для восходящего движения. Скорости снижения и подъема примерно одинаковы, т. е. 70—80 см/сек. Полупериоды воздушной волны составляют 40—50 сек. Усиление восходящей ветви потока вызвано наличием восходящих движений над паром, где эта волна образуется.

С подветренной стороны полосы вертикальные токи становятся значительно меньше, чем они были утром. Судя по рис. 6 и 8, за полосой образуется большое количество мелких вихрей, часть которых направлена в противоположную сторону движению воздуха над полосой. В этой зоне средние высоты вихрей невелики, вертикальные скорости не достигают больших значений.

В вечерние часы величины вертикальных движений и их высоты значительно меньше чем в другие сроки. Только подъем потока воздуха с стороны наветренной полосы достигает в среднем высоты 36 м со скоростями подъема 65 см/сек. Над паром хотя и наблюдаются вертикальные движения, но они весьма невелики. В подветренной зоне величины вихрей остаются примерно такими же, как и в дневные часы.

На рис. 13 хорошо выделяется дневной ход вихревых потоков, создаваемых как полезащитными лесными полосами, так и межполосными клетками. Наибольшего развития вихревые движения получают в дневные часы, когда одновременно с динамической турбулентностью развиваются и конвективные токи. Наши наблюдения по ряду причин охватывали в этом пункте высоты в среднем только до 200—250 м.

Следующая большая серия наблюдений была проведена нами на межполосной клетке с посевами овса (Б-б). Наблюдения за уравновешенными шарами производились с базы № 2 и 3 (см. рис. 1). Полезащитные лесные полосы на этой клетке были примерно одной высоты, около 16—18 м, шириной 30 м, как непродуваемые, западная и восточная, так и остальные полупродуваемые. Шары выпускались с разных точек межполосной клетки и в различные часы светлого времени суток.

Так же как и для предыдущего случая, все наблюдения разделены на три группы: с наветренной и подветренной сторон лесной полосы и на межполосной клетке с разбивкой по срокам — утро, день и вечер. Чтобы не загромождать большими таблицами статью, приводим только средние значения основных характеристик вертикальных потоков воздуха (табл. 6).

Таблица 6

Средние значения характеристик вертикальных потоков над лесными полосами и межполосной клеткой с посевами овса

Время наблюдений	Средние значения	Наветренная сторона		Подветренная сторона		Межполосная клетка	
		восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий
Утро	<i>H</i> . . .	38	11	Нет наблюдений		Нет токов	
	<i>w</i> . . .	17	24	"	"	"	"
	<i>t</i> . . .	220	45	"	"	"	"
День	<i>H</i> . . .	61	10	12	8	14	7
	<i>w</i> . . .	55	22	27	27	21	17
	<i>t</i> . . .	110	45	45	30	65	37
Вечер	<i>H</i> . . .	38	—	Нет наблюдений		6	5
	<i>w</i> . . .	42	—	"	"	27	10
	<i>t</i> . . .	60	—	"	"	22	50

В табл. 6 *H* — вертикальные размеры потока в метрах, *w* — средняя вертикальная скорость потока в см/сек., *t* — средняя продолжительность существования потока в секундах.

Для большей наглядности данные табл. 6 нанесены на рис. 14 по способу, принятому на рис. 13. В утренние часы с наветренной стороны полосы образуется восходящий поток в среднем до 40 м высоты со скоростями до 20 см/сек.; нисходящий поток за полосой составляет в среднем 11 м со скоростью снижения 25 см/сек. Над овсом утром вертикальных потоков нет.

В дневные часы над лесной полосой возникает восходящий поток средней высотой 61 м и скоростью подъема воздуха 55 см/сек. Так же как и на рис. 13, позади полосы отмечена волна со слабым нисходящим движением в слое 10 м и восходящим потоком в слое около 80 м со скоростью подъема 40 см/сек. Над овсом в дневные часы вертикальные токи значительно слабее, чем над паром. Восходящий поток средней высотой всего 14 м, нисходящий — высотой 7 м со скоростями подъема и спуска около 20 см/сек. С подветренной стороны лесной полосы, так же как и в предыдущем случае, в дневные часы возникает ряд мелких вихрей. В среднем восходящий поток составляет около 12 м, нисходящий — 8 м. Скорости подъема и опускания в них воздуха около 30 см/сек.

Вечером с наветренной стороны полосы отмечен восходящий поток в слое 38 м со скоростью подъема 40 см/сек. Над полем с овсом вертикальные токи весьма слабы; можно считать, что почти отсутствуют.

Таким образом, над межполосной клеткой, занятой овсом, развитие конвективных токов в течение всего дня, как и следовало ожидать, значительно слабее чем над паром. Вертикальные токи над лесными полосами, окружающими клетку с посевами овса, также несколько слабее чем над паром, но здесь такой большой разницы не имеется. Средние высоты потоков, обтекающих лесные полосы, окружающие эти две клетки, примерно одинаковы, только средние скорости подъема над лесными полосами клетки с паром несколько больше, очевидно ввиду более интенсивного развития конвективных токов над паром. Обтекание полос и клетки с посевами овса также имеет хорошо заметный суточный ход с максимальным развитием вихрей в дневные часы.

ветренной стороны полос в эти дни возникали восходящие потоки относительно больших размеров с большими и вертикальными скоростями до 100—130 см/сек. Нисходящий поток всюду значительно меньших размеров. Если на рис. 13 второй

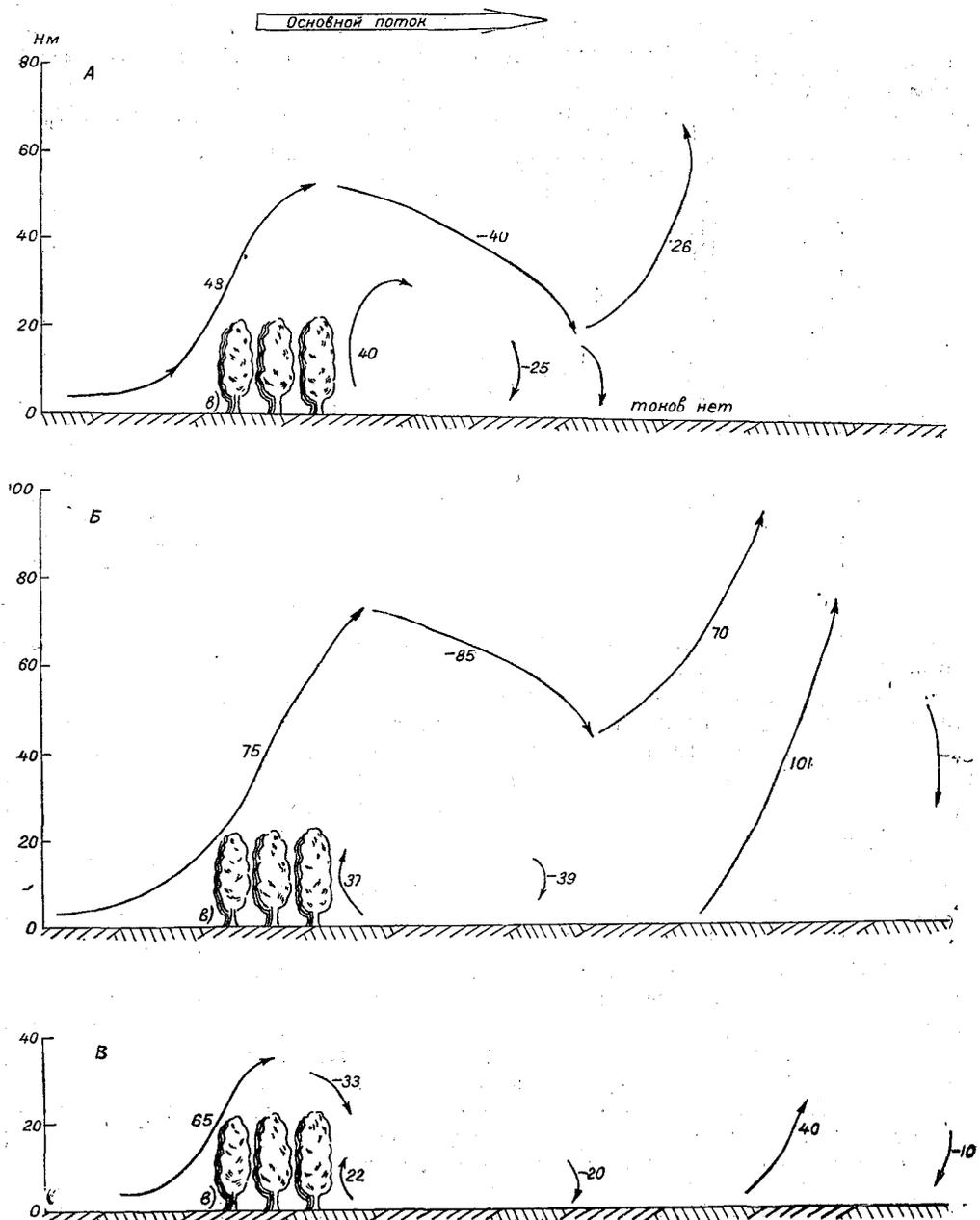


Рис. 13. Схема вертикальных токов над полосами и межполосной клеткой со скошенной травой.

А — утро, Б — день, В — вечер; л — лесная полоса.

восходящий поток имеет меньшие размеры чем поток, начинающийся от земли, то в рассматриваемой схеме восходящий поток, образующийся на высоте, имеет размеры в 2 раза больше потока от земли. Средние скорости восходящих и нисходящих движений также больше, чем при других наблюдениях. Вечером с наветренной стороны полосы восходящих потоков почти не обнаружено — в этот период

Средние значения характеристик вертикальных потоков над полезастными лесными полосами и межполосной клеткой со скошенной травой

Время наблюдений	Средние значения	Наветренная сторона		Подветренная сторона		Межполосная клетка	
		восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий
Утро	<i>H</i> . . .	95	22	Нет наблюдений		5	4
		215	—	"	"	—	—
		110	48	"	"	23	18
	<i>w</i> . . .	103	—	"	"	—	—
		87	45	"	"	22	22
	<i>t</i> . . .	225	—	"	"	—	—
День	<i>H</i> . . .	157	58	16	12	75	3
		302	129	—	—	108	57
		127	114	27	40	76	13
	<i>w</i> . . .	128	113	—	—	96	100
		124	51	60	30	99	22
	<i>t</i> . . .	235	105	—	—	112	57
Вечер	<i>H</i> . . .	8	—	Нет наблюдений		Нет токов	
	<i>w</i> . . .	36	—	"	"	"	"
	<i>t</i> . . .	22	—	"	"	"	"

было всего три наблюдения и везде отмечено, что шар вошел в северную полосу с относительно хорошей продуваемостью.

С подветренной стороны полосы наблюдения имеются только в дневные часы, полученные числа очень близки к ранее приведенным в других схемах. Вертикальные потоки конвективного происхождения над межполосной клеткой развиваются днем, причем они очень близки к аналогичным величинам, полученным нами на пару. Условия для развития конвективных токов на пару более благоприятны чем над скошенной травой, и все же вертикальные токи имели примерно одинаковые величины в обоих случаях.

Очевидно 19 и отчасти 21/VII были более благоприятные условия для развития турбулентных движений и конвективных токов по сравнению с другими днями, в частности с 14/VII.

19 и 21/VII отмечено развитие небольших смерчей уже в утренние часы. Например, 21/VII было выпущено в течение 40 мин. три уравновешенных шара с наветренной стороны северной полосы примерно с одного места. Шар, выпущенный в 8 час. 20 мин., вошел в полосу, выпущенный в 9 час. также вошел в полосу, не поднимаясь. Между этими сроками шар, выпущенный в 8 час. 43 мин., попал в вихрь и поднялся со средней скоростью 153 см/сек. на высоту 417 м, причем вертикальная скорость вихря имела следующие значения: 26, 213, 286, 213, 100 и 127 см/сек. На отдельных участках скорость подъема шара доходила почти до 3 м/сек.

19/VII наблюдались мощнокучевые и кучево-дождевые облака, что должно было вызвать более интенсивные конвективные токи, получившие наибольшее развитие не у земной поверхности, а на некоторой высоте.

По данным вечернего радиозонда 19/VII, подсчитанная по эмаграмме, энергия неустойчивости составляла около 530 дж/кг; в этот день отмечен также быстрый рост скорости ветра с высотой. Очевидно большие скорости ветра и развитие мощнокучевой облачности вызывают над лесными полосами значительные завихрения. Пути вихрей имеют большие размеры, вихри образуются не только у земной поверхности, но и на различных высотах. Скорости подъема и опускания воздуха над полосами возрастают.

Сделаем краткие выводы.

1. Метод уравновешенных шаров-пилотов вполне пригоден для исследования воздушных течений над отдельными лесными полосами и межполосными клетками до высот 200—300 м, а иногда и до больших высот.

2. Несмотря на значительные различия в движении отдельных уравновешенных шаров-пилотов, вполне возможно получить некоторые физически оправданные осредненные характеристики.

3. Непродуваемые лесные полосы создают с наветренной стороны восходящие потоки:

а) в утренние часы со средними размерами по вертикали 40—50 м и скоростями подъема около 30—50 см/сек. Позади полосы образуется волновое движение с нисходящим и затем восходящим потоками на высотах;

б) днем средние размеры восходящего потока увеличиваются до 60—75 м с ростом вертикальных скоростей до 50—75 см/сек. и наличием более мощных волновых движений позади полосы;

в) вечером из-за общего уменьшения скорости ветра в нижних слоях обтекание полос ослабевает, восходящий поток имеет средние размеры около 30—40 м со скоростью подъема 40—60 см/сек.

4. На межполосных клетках возникают конвективные токи, очень слабые утром и вечером, значительные — днем. В зависимости от подстилающей поверхности величина и интенсивность конвективных токов меняются. Над паром восходящий от земли поток имеет средние размеры до 70—80 м и вертикальные скорости до 100 см/сек., над овсом — только до 15—20 м со скоростями подъема 20 см/сек.

5. С подветренной стороны непродуваемой полосы образуется зона уменьшения скорости ветра, причем ветер имеет неустойчивое направление и скорость. Вертикальные токи во все часы дня развиты слабо.

6. Наличие мощнокучевой и кучево-дождевой облачности, а также больших скоростей ветра в зоне 200—500 м усиливает вертикальные токи над массивом лесных полос. При благоприятных условиях средние размеры их могут возрасти в 2 раза и значительно увеличиваются вертикальные скорости вихрей.

7. Зоны вихрей, создаваемые ползающими лесными полосами, имеют хорошо выраженный суточный ход с максимумом развития в полуденные часы и минимумом ночью.

Повторяемость размеров восходящих и нисходящих потоков

Приведенные нами средние размеры восходящих и нисходящих потоков воздуха не дают полных сведений о действительных их величинах. В дополнение приведем повторяемость величин вертикальных смещений в различных условиях (табл. 8). Почти во всех случаях наибольшая повторяемость вертикальных смещений воздуха приходится на размеры от 0 до 20 м, особенно это относится к наблюдениям в вечерние часы и к подветренной стороне полос.

Вертикальные движения в атмосфере можно разделить на две группы: неупорядоченные и упорядоченные. Первые создаются мелкими вихрями, образующими в атмосфере порывистость ветра, вторые получаются при более крупных смещениях воздуха по вертикали и вызывают образование восходящих потоков. Смещения вихрей в пределах от 0 до 20 м мы отнесем к промежуточной группе. К восходящим потокам будем относить такие смещения вихрей, когда их путь составляет не менее 20 м. Тогда в наших условиях в дневные часы более 50% всех вихрей, измеренных нашим методом, имеют размеры более 20 м и переходят в упорядоченные движения. С наветренной стороны лесных полос в светлое время суток почти 75% всех смещений воздуха имеют путь более 20 м. Над межполосными клетками с различной подстилающей поверхностью восходящие потоки относительно больших размеров образуются только в дневные часы, чаще над паром и значительно реже над овсом. Очень мощные восходящие потоки наблюдались на клетке 3-1 (скошенная трава), вызванные большой неустойчивостью атмосферы в период этих наблюдений.

Таблица 8

Повторяемость размеров восходящих и нисходящих токов (в %)

Время наблюдений	Характер вертикальных токов	Размеры, м											Число случаев	
		0—20	21—40	41—60	61—80	81—100	101—150	151—200	201—250	251—300	301—400	401—500		501—700
Утро	Восходящий . . .	55	5	15	15	—	—	5	5	—	—	—	—	22
	Нисходящий . . .	80	7	7	—	6	—	—	—	—	—	—	—	15
День	Восходящий . . .	43	25	6	4	2	4	4	5	2	2	2	1	86
	Нисходящий . . .	72	8	5	5	4	—	4	—	—	2	—	—	43
Вечер	Восходящий . . .	84	6	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	19
	Нисходящий . . .	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6
Среднее за сутки	Восходящий (наветренная сторона полосы) .	26	17	15	9	5	7	5	7	5	—	2	2	42
	Нисходящий (там же)	44	14	6	12	12	—	6	—	—	6	—	—	16
То же	Восходящий (подветренная сторона полосы) .	78	16	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31
	Нисходящий (там же)	91	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22
,	Восходящий (межполосная клетка)	54	22	2	6	2	—	4	4	—	4	2	—	50
	Нисходящий (там же)	85	7	4	4	—	—	—	—	—	—	—	—	26
День	Восходящий (наветренная сторона полосы, пар)	11	34	22	—	11	22	—	—	—	—	—	—	9
	Восходящий (там же, овес)	30	14	14	14	14	14	—	—	—	—	—	—	7
	Восходящий (там же, скошенная трава)	18	19	—	—	—	—	9	18	18	—	9	9	11
День	Восходящий (межполосная клетка, пар) . .	36	40	—	12	—	—	12	—	—	—	—	—	17
	Восходящий (там же, овес) . . .	75	13	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8
	Восходящий (там же, скошенная трава)	52	23	—	—	—	—	7	14	—	14	—	—	13

Величины нисходящих потоков во всех группах получаются значительно меньшими, чем восходящие потоки. Отчасти это вызвано тем, что уравновешенные шары выпускались нами с земной поверхности, вследствие чего естественно отбирались только случаи с восходящими движениями воздуха, когда шар поднимался вверх. Но на высотах величины восходящих потоков все же несколько больше нисходящих движений в силу термодинамических условий их возникновения и развития — это подтверждается и результатами наших наблюдений.

По данным уравновешенных шаров-пилотов измерялись не только пути вихрей, но и уровни их возникновения. Нами произведена разбивка уровней начала развития вихрей на две группы: начинающихся от земной поверхности или вблизи нее

(в слое до 15 м) и развивающихся на высотах, т. е. выше 15 м. Из теоретических соображений следует, что вихри, образующиеся на высотах, имеют большие размеры и большие пути смещения по сравнению с вихрями, начинающимися вблизи земной поверхности (табл. 9).

Таблица 9

Повторяемость размеров вертикальных токов, образующихся у земли и на высотах (в %)

Время наблюдений	Место образования	Размеры, м								Число случаев	
		0—20		21—100		101—300		301—700		восходящий	нисходящий
		восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий	восходящий	нисходящий		
Утро	У земли . . .	60	100	33	—	7	—	—	—	15	2
	На высоте . . .	—	75	—	25	—	—	—	—	—	13
День	У земли . . .	44	100	39	—	12	—	4	—	66	6
	На высоте . . .	35	65	30	27	25	5	10	3	20	40

Приведенные в табл. 9 сведения „Нисходящий поток от земли“ нужно понимать, что этот поток начался в слое от земли и до 15 м. Данные табл. 9 указывают на то, что восходящие потоки, начинающиеся от земной поверхности, имеют меньшие величины по сравнению с потоками, начинающимися на высоте. Таким образом пути вихрей, образующихся у земной поверхности в средних величинах, всегда меньше путей вихря, образующегося на высотах. Это часто бывает связано, особенно в летнее время, с наличием мощнокучевой или грозовой облачности, вызывающей или усиливающей восходящие потоки под основанием облака.

Вихри, как известно, вызываются как динамическими, так и термическими причинами. Можно считать, что в утренние часы конвективные токи всюду отсутствуют, а в дневные часы они получают наибольшее развитие. Усиление скорости ветра у земной поверхности в дневные часы также вызвано термическими причинами. Исходя из этих положений, по данным табл. 3—7, возможно произвести ориентировочный подсчет величин вертикальных потоков, вызываемых тепловой конвекцией.

Таблица 10

Величины вертикальных токов, вызываемых динамическими и термическими факторами (в м)

Клетка	Наветренная сторона				Клетка			
	Восходящий		Нисходящий		Восходящий		Нисходящий	
	динамический	термический	динамический	термический	динамический	термический	динамический	термический
З-1	95	62	22	36	5	70	4	—
Б-6	38	23	11	—	—	14	—	7
Б-5	55	20	44	—	—	77	—	12

Над лесными полосами летом в дневные часы конвекция увеличивает длину пути вихря от 40 до 65%. Над межполосными клетками роль динамических факторов в развитии вертикальных потоков невелика (табл. 10). Основной причиной развития вертикальных движений здесь является конвекция.

Сделаем краткие ориентировочные выводы по разделу.

1) Размеры восходящих движений, образующихся на высоте, больше нисходящих движений.

2) В атмосфере в среднем преобладают вертикальные движения относительно малых размеров — до 20 м.

3) С наветренной стороны полосы имеются наиболее благоприятные условия для образования относительно больших вертикальных смещений — от 20 м и выше; в светлое время суток эта вероятность составляет 75%.

4) Пути движения по вертикали вихрей, образующихся на высоте, больше путей движения вихрей, начинающихся от земной поверхности.

5) Величина смещения вихрей с начального уровня на наветренной стороне полосы увеличивается в дневные часы на 40—65%; это возрастание вызвано частично термической конвекцией.

6) Над ровной однородной поверхностью (клетка) относительно большие смещения вихря (более 20 м) в летнее время вызываются конвективными факторами.

Вертикальные скорости в вихрях

Средние значения вертикальных скоростей в вихрях приведены в табл. 3—7. Средняя величина вертикальной скорости вихря, как мы уже отмечали, имеет хорошо выраженный суточный ход. На рис. 13—15 приведен суточный ход величины средней вертикальной скорости. Наибольшие колебания вертикальной скорости восходящего потока наблюдаются на межполосных клетках и особенно велики они на пару — до 100 см/сек. Несколько меньшие колебания вертикальной скорости в течение дня отмечены с наветренной стороны лесных полос — до 90 см/сек. Увеличение вертикальной скорости в дневные часы по средним данным составляет на наветренной стороне полосы от 40 до 70% — величина, очень близкая для соответствующего увеличения высоты вертикальных потоков днем. Следовательно, развитие конвективных движений вызывает в дневные часы увеличение на 40—70% как вертикальной скорости, так и высоты смещения вихря. Нисходящие потоки также имеют в общем суточный ход, но он менее резко выражен, чем в восходящих движениях.

Далее более детально рассмотрим распределение вертикальных скоростей на разных участках пути движения вихря.

Высоты уравновешенного шара определялись нами через 15 сек., а вертикальные скорости вычислялись через 30 сек. Пути смещения вихря разбиты на шесть групп: 1) от 0 до 20 м, 2) от 21 до 60 м и т. д. (табл. 11). Для расчета изменения вертикальной скорости вихря по высоте при подъеме весь его путь разделен на пять равных участков, и для каждого участка вычислены соответствующие величины вертикальной скорости вихря отдельно для восходящего и нисходящего движений.

Из табл. 11 и 12 можно заметить, что с увеличением длины пути вихря растет и величина вертикальной скорости как в восходящем, так и нисходящем потоке.

На различных участках пути вихря, как правило, величины вертикальных скоростей различны; они должны начинаться от нуля и кончаться нулем. После начала движения очевидно в первые же секунды скорость смещения вихря очень быстро растет, затем более замедленно достигает максимума примерно на половине или несколько более (0,5—0,7) отрезка пути. Возрастание вертикальной скорости на половине пути по сравнению со средней скоростью для всего пути составляет около 20%. К концу пути вихря скорость его движения быстро падает, и он смешивается с окружающим воздухом.

Вертикальные скорости смещения вихря на расстояниях 0,1—0,2 и 0,8—0,9 пути меньше ее средней величины примерно на 20—25%. Для вихрей, имеющих небольшие пути смещения, в силу особенностей нашего метода различий в вертикальных скоростях на различных участках не получается.

Для нисходящих потоков остаются те же особенности, что и для восходящих движений. Можно наметить линейную связь между величиной средних вертикальных скоростей вихря и величиной пути вихря, нанесенной в логарифмической шкале,

Таблица 11

Распределение вертикальной скорости на различных участках восходящего потока (в см/сек.)

Путь смещения вихря, м	Время наблюдений	Отрезки пути вихря					Средняя величина вертикальной скорости, см/сек.	Число случаев	Средняя высота
		0,0—0,2	0,2—0,4	0,4—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0			
До 20	Утро . . .	28	28	28	28	28	28	11	10
	День . . .	31	31	32	32	32	32	36	
	Вечер . . .	29	30	32	32	32	31	16	
21—60	Утро . . .	43	47	46	40	39	43	3	40*
	День . . .	56	66	71	69	67	66	27	
	Вечер . . .	62	62	52	52	52	56	2	
61—100	Утро . . .	34	35	47	53	41	44	3	80*
	День . . .	56	75	91	84	84	78	5	
	Вечер . . .	—	—	—	—	—	—	—	
101—200	Утро . . .	76	108	136	71	62	91	3	150
	День . . .	98	131	152	133	128	128	8	
	Вечер . . .	—	—	—	—	—	—	—	
201—400	День . . .	107	145	172	189	128	148	8	300
401—700	День . . .	137	172	194	198	115	163	3	550

Таблица 12*

Распределение вертикальной скорости на различных участках нисходящего потока (в см/сек.)

Путь смещения вихря, м	Время наблюдений	Отрезки пути вихря					Средняя величина вертикальной скорости, см/сек.	Число случаев	Средняя высота
		0,0—0,2	0,2—0,4	0,4—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0			
До 20	Утро . . .	35	35	35	35	35	35	12	15
	День . . .	41	41	41	41	41	41	36	
	Вечер . . .	33	33	33	33	33	33	6	
21—60	Утро . . .	57	57	55	48	40	51	2	40*
	День . . .	49	49	73	73	56	60	4	
	Вечер . . .	—	—	—	—	—	—	—	
61—100	Утро . . .	47	43	68	68	57	57	1	80*
	День . . .	69	114	125	112	100	104	3	
До 200	День . . .	100	100	127	124	113	113	2	150
До 400	День . . .	183	187	233	147	33	156	1	300

т. е. средние величины вертикальной скорости в вихре растут пропорционально логарифму пути вихря. Для вечерних уравновешенных шаров имеем очень мало высоких подъемов, поэтому наметить какие-либо четкие зависимости не представляется возможным.

Таким образом можно ориентировочно считать, что летом в Каменной Степи:

1) увеличение средних величин вертикальных скоростей в вихрях в дневные часы по сравнению с утренними составляет 40—70%;

2) величина средней вертикальной скорости вихря пропорциональна логарифму пути вихря;

3) наибольшая вертикальная скорость наблюдается на расстоянии 0,5—0,7 пути смещения вихря и составляет примерно величину на 20% большую его средней вертикальной скорости;

4) вертикальные скорости вихря на расстояниях 0,1—0,2 и 0,8—0,9 пути смещения вихря меньше ее средней величины примерно на 20—25%.

Соотношение между вертикальными и горизонтальными скоростями вихря

Уравновешенный шар-пилот одновременно с вертикальными движениями совершает и горизонтальный полет, перемещаясь вместе с воздухом, поэтому можно подсчитать скорость его горизонтального смещения, т. е. определить скорость ветра.

Таблица 13

Отношение вертикальной и горизонтальной скоростей вихря для разных отрезков пути

Путь смещения вихря, м	Время наблюдений	Отрезки пути вихря					Среднее значение $\frac{w}{v}$	Число случаев
		0,0—0,2	0,2—0,4	0,4—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0		
Восходящий поток								
До 20	Утро . . .	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	11
	День . . .	0,36	0,33	0,33	0,33	0,33	0,34	36
	Вечер . . .	0,18	0,18	0,19	0,17	0,17	0,18	16
21—60	Утро . . .	0,57	0,57	0,53	0,50	0,50	0,53	4
	День . . .	0,41	0,42	0,42	0,28	0,30	0,37	26
	Вечер . . .	0,6	0,6	0,3	0,3	0,3	0,4	2
61—100	Утро . . .	0,3	0,3	0,73	0,78	0,40	0,50	3
	День . . .	0,22	0,32	0,40	0,24	0,24	0,28	5
	Вечер . . .	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	1
До 200	Утро . . .	0,43	0,50	0,63	0,30	0,30	0,43	1
	День . . .	0,41	0,48	0,98	0,64	0,55	0,61	8
До 400	День . . .	0,28	0,36	0,37	0,42	0,15	0,30	8
До 700	День . . .	0,63	0,70	1,0	0,90	0,43	0,73	3
Нисходящий поток								
До 20	Утро . . .	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	11
	День . . .	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	32
	Вечер . . .	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	6
21—60	Утро . . .	0,4	0,4	0,5	0,6	0,2	0,42	2
	День . . .	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	5
	Вечер . . .	—	—	—	—	—	—	—
61—100	Утро . . .	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,06	1
	День . . .	—	—	—	—	—	—	—
До 200	День . . .	0,35	0,35	0,30	0,25	0,35	0,32	2

Рассмотрим отношение вертикальной скорости вихря w к его горизонтальной скорости v . Эти отношения приведены в табл. 13 отдельно для восходящих и нисходящих токов по участкам пути вихря.

В средних величинах горизонтальные скорости потока, согласно табл. 13, всюду больше вертикальных в 2—3 раза. Только в отдельных случаях при слабых ветрах вертикальные скорости превышают скорости ветра.

Найти какую-либо зависимость между рассматриваемым отношением и длиной пути вихря не удастся. Намечается некоторое увеличение отношения $\frac{w}{v}$ в средней части пути вихря, где наблюдаем увеличение и самой величины вертикальной скорости.

Зона влияния лесных полос на деформацию воздушного потока

Воздушный поток, встречая непродуваемую лесную полосу, поднимается вверх. Высота поднятия потока может быть разная. Из данных табл. 3—7 можно ориентировочно подсчитать высоту влияния полосы на подъем воздушного потока.

Числа табл. 14 дают отношение высоты поднятия воздушного потока, обтекающего полосу, к высоте полосы.

В утренние часы воздушный поток переваливает через лесную полосу в основном только под влиянием одних динамических факторов и поднимается примерно на 2—3-кратную высоту лесной полосы. Днем под влиянием и динамических, и термических причин высота подъема воздушного потока возрастает до 4—5-кратной высоты деревьев. В случаях большой неустойчивости атмосферы влияние лесной полосы на поток сказывается почти в два

раза выше, т. е. доходит до 8—10-кратной высоты препятствия, т. е. в данном случае до 180—200 м. При этой оценке в расчет принимался только первый восходящий поток, если же принять во внимание и вторичный поток, образующийся с наветренной стороны полосы, то влияние лесной полосы при сильной неустойчивости воздушной массы может доходить до 20—25-кратной высоты деревьев.

С подветренной стороны лесной полосы, как это хорошо видно на ряде рисунков, образуется зона завихрения, в которой наблюдается слабая скорость ветра и неустойчивое его направление. Во время экспедиции проводилась относительно большая серия выпусков уравновешенных шаров-пилотов с подветренной стороны непродуваемой лесной полосы, расположенной с севера межполосной клетки с паром (Б-5). Полоса имела высоту 18 м и ширину 45 м. По данным этих наблюдений можно проследить зону влияния лесной полосы на ослабление скорости ветра. Выберем наблюдения в дневные часы при относительно больших скоростях (2—3 м/сек.) основного потока. Получается, что днем при ветрах, перпендикулярных лесной полосе или образующих с нею углы до 50—55°, в основном при ясной или малооблачной погоде с большой неустойчивостью атмосферы в нижнем ее слое средние наибольшие расстояния влияния непродуваемой лесной полосы составляют 5—7-кратную величину высоты деревьев. Среднее расстояние влияния полосы составляет 78 м, т. е. примерно 4,5—5-кратную высоту деревьев. Это расстояние влияния непродуваемой полосы на ослабление скорости ветра несколько менее принятого, равного 15-кратной высоте деревьев. Вызвано это отчасти, возможно, менее строгой постановкой эксперимента у нас, а затем весьма интенсивным развитием вертикальных движений на пару, вследствие чего выравнивание потока за полосой происходило быстрее, чем в обычных условиях клетки с травянистым покровом.

Таблица 14

Зона относительного влияния лесной полосы на высоту подъема воздушного потока

Клетка	Утро	День	Вечер
Б-5	3,2	4,4	2,1
Б-6	2,2	3,6	2,2
3-1	5,3	8,6	0,5

Далее рассмотрим усиление скорости воздушного потока над лесными полосами (табл. 15).

Таблица 15

Рост скорости ветра и вертикальной скорости над полосами

Клетка	Средние скорости ветра, м/сек.		Отношение $\frac{v_{п}}{v_{н}}$	Средние величины вертикальных скоростей, см/сек.		Отношение $\frac{\omega_{п}}{\omega_{н}}$	Число случаев
	перед полосой $v_{п}$	над полосой $v_{н}$		перед полосой $\omega_{п}$	над полосой $\omega_{н}$		
Б-5	1,9	3,7	1,9	33	88	2,7	6
Б-6	1,7	3,0	1,8	21	66	3,1	4
З-1	3,6	5,5	1,5	66	160	2,4	6
Средняя	2,7	4,0	1,5	40	105	2,6	16

Числа, характеризующие усиление скорости ветра над полосой, являются совсем показательными, так как неизвестна величина усиления скорости ветра на тех же высотах в открытой степи. Необходимо отметить, что шар выпускался за 30—40 м от полосы, с этого расстояния он начинал постепенно подниматься вверх. Высота шара над полосой была разной, но в среднем составляла 10—20 м. В среднем усиление ветра над полосой составляет от 50 до 90% по сравнению с ветром перед полосой, на расстоянии 30—40 м от нее вертикальная скорость растет над полосой значительно больше примерно в 2—2,5 раза.

Если сравнить скорости ветра перед полосами (табл. 15) с высотой подъема потока, обтекающего полосу (табл. 14) в дневные часы, то получается, что, чем больше скорость ветра перед полосой, тем больше высота поднятия воздушного потока над полосой.

По данному разделу можно сделать следующие ориентировочные выводы.

1. В дневные часы летом влияние непродуваемой лесной полосы на ослабление скорости ветра с подветренной стороны сказывается на 6—7-кратной высоте деревьев.

2. Влияние лесной полосы на подъем потока по вертикали утром составляет 2—3-кратную высоту полосы, днем — 4—5-кратную высоту, при неустойчивом состоянии до 8—10-кратной высоты, а с учетом вторичного восходящего потока это влияние возрастает до 20—25-кратной высоты, т. е. может доходить до 400—500 м. Дальнейшие исследования влияния полосы принятым нами методом проследить не удается: эти ориентировочные зависимости получены для состояния атмосферы, которое было в период наблюдений.

3. Усиление ветра над полосой составляет от 50 до 100% к скорости ветра перед полосой.

4. Чем больше скорость ветра днем перед полосой, тем больше высота подъема потока над полосой.

Уравновешенные шары, вошедшие в лесные полосы

В заключение рассмотрим движение уравновешенных шаров, вошедших в лесные полосы.

Как мы уже указали выше, большая часть шаров перелетала через лесные полосы, а в некоторых случаях, обычно днем, даже через полосы продуваемой конструкции. Только сравнительно небольшая часть их входила в полосы.

Рассматривая движение уравновешенных шаров, вошедших в лесные полосы, можно для Каменной Степи наметить два типа движения их.

1. Под влиянием местной микроциркуляции, образующейся между клетками и непродуваемой лесной полосой, шар вовлекался в этот поток и при соответствующем направлении ветра опускался на полосу.

2. Шар, двигаясь вместе с потоком воздуха, входил в лесную полосу часто без изменения высоты, а иногда, поднимаясь вместе с потоком воздуха, достигал продуваемой части полосы и садился на ветви деревьев в средней или верхней ее части.

На основании имеющихся у нас материалов наблюдений за уравновешенными шарами можно считать, что весьма неустойчивая местная циркуляция воздуха может возникать в дневные часы между полосой и межполосной клеткой с паром. В этом случае над паром в дневные часы возникают мощные конвективные токи, происходит подъем воздуха в средней части клетки и опускание его у лесной полосы. Эта циркуляция имеет место, очевидно, только для случая непродуваемой полосы.

Примером образования циркуляции такого рода служит движение уравновешенного шара 5/VII в 13 час. 20 мин. Шар прошел на небольшой высоте до центра клетки с паром, здесь поднялся вверх, пересек клетку и опустился на полосу.

Второй вид местной циркуляции отмечен нами в утренние часы. При восходе солнца воздух у южной стороны непродуваемой полосы, ориентированной с запада на восток, нагревается сильнее, чем на открытом месте, в результате этого у полосы создается восходящее движение воздуха. На северной стороне той же полосы (шириной 45 м), в тени, температура воздуха понижена и наблюдается опускание воздуха сверху. Примером такого рода циркуляции служит движение двух уравновешенных шаров 14/VII в 7 час. 10 мин. и 7 час. 50 мин., нанесенных на рис. 2. Движение этих шаров разобрано в данной работе. Следовательно, опускание таких шаров на полосу не связано с характером продуваемости лесных полос, а, наоборот, указывает на ее непродуваемость. В полосах ажурной конструкции образование местной циркуляции исключено.

Из всех наблюдений вхождение уравновешенных шаров в полосу было только в 13 случаях, из них только в двух случаях было вхождение в полосу в период от 10 до 15 час. Все остальные наблюдения данного типа были или в утренние или в вечерние часы. Из этих 13 наблюдений в семи случаях шар вошел в нижнюю часть полосы (до 5 м высоты) и в шести случаях наблюдалось вхождение в среднюю и верхнюю зоны полос. В условиях Каменной Степи с наличием широких полос обычно непродуваемой или полупродуваемой конструкции мы редко наблюдаем вхождение шара в полосу. Часто, особенно в дневные часы, даже на продуваемых полосах (северная полоса клетки 3-1) шар при подходе к полосе поднимался вверх. В этом случае очевидно часть воздушного потока обтекала полосу сверху.

Для исследования продуваемости лесных полос необходимо применение шаров малых размеров, например № 5 с небольшой демпфирующей плоскостью, так как оболочки № 20 плохо следуют за движением относительно небольших потоков воздуха, проходящих через полосу.

Кратковременный период наблюдений и специфические особенности в расположении лесных полос, их ширины и конструкции, имеющихся в Каменной Степи, делают ряд наших выводов ориентировочными и требующими дальнейшей проверки и уточнения.

Но все же применение метода уравновешенных шаров-пилотов дало возможность несколько расширить наши сведения о структуре воздушного потока летом вблизи лесных полос.

К ВОПРОСУ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ ВЕТРА ПО ВЫСОТЕ

В настоящей статье изложены результаты определения ветра в свободной атмосфере путем экстраполяции вверх непосредственных наблюдений над ветром, ограниченных небольшой высотой, с учетом термического поля атмосферы. Экстраполяция ветра производилась с разбивкой по группам, определяемым различными синоптическими положениями.

1. Постановка задачи

В настоящее время уже имеется способ определения ветра до больших высот при любых погодных условиях. Однако основным методом измерения ветра в свободной атмосфере до сих пор остается метод шаропилотных наблюдений и преимущественно с одного пункта. Как известно, этот метод не применим при любых погодных условиях, но полное отсутствие наблюдений может быть только в исключительных случаях (туман, дождь). Чаше же наблюдения за шарами-пилотами обрываются еще до достижения ими нужной высоты. Если нужно знать ветер в свободной атмосфере, например, до 5 км, а с помощью шара-пилота он определен до 2 км, то в этом случае возникает необходимость экстраполяции ветра до больших высот. При постановке данной работы мы хотели показать, до какой высоты можно считать действительными имеющиеся данные о ветре, т. е. экстраполировать ветер, не вводя никаких поправок, и с какой точностью можно ветер проэкстраполировать до больших высот с учетом термического поля атмосферы. При решении данной задачи мы допускали наличие под руками синоптической карты (кольцовки), т. е. считали известным наземное барическое поле за ближайший срок, а также распределение температуры у поверхности земли. Кроме того, считали известным распределение ветра с высотой в нижнем слое атмосферы.

2. Метод экстраполяции ветра

Известно несколько способов вычисления ветра на высотах.

Метод вычисления ветра по наземным градиентам давления и температуры, как известно, не обеспечивает достаточной точности.

Безусловно, лучшим методом является определение градиентного ветра по картам барической топографии. Однако для определения ветра в данный момент времени для оперативных целей этот метод, требующий построения карт барической топографии, нельзя считать доступным, а в большую часть суток применение его невозможно из-за отсутствия данных. На основании работы Е. С. Селезновой [1] об изменчивости ветра во времени получается вывод, что наблюдения над ветром нужно проводить через каждые 4 часа, а карты барической топографии строятся через каждые 12 часов. Поэтому мы пытались уточнить вычисление ветра на высотах путем экстраполяции уже имеющихся данных о ветре в нижнем слое атмосферы и с учетом значений горизонтального температурного градиента.

Предварительно нами была сделана попытка экстраполировать ветер по высоте с помощью вычисленных заранее средних отклонений ветра от уровня к уровню. Однако выяснилось, что такая экстраполяция не может привести к удовлетворительным результатам, так как изменчивость ветра по высоте очень велика — в большинстве случаев ошибка при экстраполяции ветра составляет больше 50% величины самого вектора скорости ветра.

Зависимость приращения вектора ветра с высотой от горизонтального градиента температуры выражается известной формулой

$$\Delta \bar{v} = \frac{g}{l} \frac{\Delta H}{T_m} \bar{\Gamma}_t, \quad (1)$$

где ΔH — разность между высотой, на которой нужно определить ветер и высотой, на которой ветер измерен;

T_m — средняя температура слоя ΔH ;

$\bar{\Gamma}_t = \frac{\Delta T_m}{\Delta n}$ — средний горизонтальный градиент температуры. Вместо T_m можно взять T_0 — температуру на уровне H_0 и, обозначив $\frac{g}{lT_0}$ через k , получим $\Delta \bar{v} = k \Delta H \cdot \bar{\Gamma}_t$, причем вектор $\Delta \bar{v}$ перпендикулярен $\bar{\Gamma}_t$ и в северном полушарии направлен вправо от него.

Подставив значения $\varphi = 50^\circ$, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ сек. $^{-1}$ в $l = 2\omega \sin \varphi$, получим $l = 1,12 \cdot 10^{-4}$. Если принимать при расчетах ΔH в километрах, а $\bar{\Gamma}_t$ в градусах на градус широты (111 км), то при $T_0 = 273^\circ$ найдем $k = 2,9$. При $T_0 = 283^\circ$ $k = 2,8$; при $T_0 = 263^\circ$ $k = 3,0$.

Таким образом, если, например, известен вектор ветра на высоте 2 км и если температура на этом уровне равна -10° , то ветер на высоте 3 км можно определить по формуле $\bar{v}_3 = \bar{v}_2 + 3\bar{\Gamma}_t$.

Учитывая, что формула (1) построена на основании ряда упрощающих предположений (изобары прямолинейные, движение установившееся, подстилающая поверхность не оказывает влияния на ветер и вертикальный температурный градиент величина постоянная), мы не уточняли значение k в каждом отдельном случае, а взяли $k = 3$ и вычисляли ветер по формуле

$$\bar{v}_n = \bar{v}_0 + \Delta \bar{v},$$

где

$$\Delta \bar{v} = 3\Delta H \bar{\Gamma}_t,$$

а

$$\Delta H = H - H_0.$$

Величину $\bar{\Gamma}_t$ мы определяли по наземным изотермам, считая ее неизменной от уровня к уровню по высоте.

Вторым способом экстраполяция ветра вверх производилась непосредственно по величине геометрической разности $\Delta \bar{v}$ вектора ветра в последнем слое, достигнутом шаром-пилотом.

Из формулы (1) непосредственно следует, что допущение постоянства с высотой горизонтального градиента температуры связано с допущением постоянства с высотой вертикального градиента вектора ветра

$$\frac{\Delta \bar{v}}{\Delta H} = \frac{\bar{v}_{H_2} - \bar{v}_{H_1}}{H_2 - H_1}.$$

Отсюда получается простой прием для быстрого геометрического построения вектора ветра \bar{v}_{n+1} на высоте H_{n+1} , расположенной выше предельного уровня H_n , на котором был измерен ветер \bar{v}_n (рис. 1).

Отложив векторы ветра \vec{v}_1 и \vec{v}_2 , полученные из непосредственных наблюдений на высотах H_1 и H_2 , строим их геометрическую разность $\vec{v}_2 - \vec{v}_1$ (рис. 1). Затем продолжаем ее в том же направлении и на ту же величину, если толщина слоя $H_3 - H_2$, на который производится экстраполяция ветра, равна толщине $H_2 - H_1$, или на величину большую или меньшую в n раз соответственно отношению $\frac{H_3 - H_2}{H_2 - H_1}$.

Замыкающая \vec{v}_3 , соединяющая начало вектора ветра \vec{v}_2 с концом вектора $\vec{v}_2 - \vec{v}_1$, дает искомую величину и направление экстраполированного вектора \vec{v}_3 на уровне H_3 .

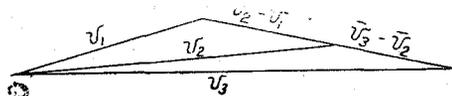


Рис. 1.

Все операции, связанные с таким геометрическим построением, производились на шаропилотном круге.

Постановка вопроса об экстраполяции вверх низких шаропилотных наблюдений указанным способом была сделана еще в

1939 г. [2], но тогда не были произведены испытания точности такой экстраполяции.

В настоящей статье мы стремимся восполнить этот пробел.

При первом способе вычисления были использованы карты наземных изотерм Ленинградского бюро погоды; при втором способе — шаропилотные наблюдения, о которых будет сказано ниже. Затем была произведена сравнительная оценка результатов вычислений, полученных обоими способами.

3. Материалы использованных наблюдений и некоторые характеристики изменения ветра с высотой

Для проверки результатов экстраполяции и подсчета получающихся при этом ошибок мы использовали данные о ветре на высотах пяти аэрологических станций за три года наблюдений.

В основном это были шаропилотные наблюдения, только на одной станции наблюдения над ветром производились с помощью радиопилотов.

Для того чтобы установить целесообразность экстраполяции по высоте и с какой высоты она необходима, нужно знать хотя бы среднюю высоту подъема шаров-пилотов.

Средняя высота подъема шара-пилота при антициклональной погоде около 3 км [2]. Для циклонической погоды она еще меньше, а наблюдения до высоты 5—6 км являются уже довольно редкими. Эти данные были получены по многим аэрологическим станциям СССР, систематически производившим шаропилотные наблюдения. Несомненно, высота подъема шаров-пилотов будет различной в различных районах СССР, и даже в одном и том же пункте она должна быть различной в зависимости от сезонов года и связанных с ними синоптических особенностей. Поэтому мы произвели подсчет числа шаров-пилотов (в процентах), достигших заданной высоты, наблюдения которых использовались в данной работе.

В табл. 1 приводятся полученные нами результаты для двух станций с явно различной высотой подъема шаров-пилотов.

Из табл. 1 видно, что в одном случае только 50% шаров-пилотов достигает высоты 1,5 км, так что потребность в экстраполяции ветровых данных по высоте очевидна уже для этого уровня, особенно в зимний период года, а высоты 4 км достигают только 19% всех шаров-пилотов; особенно небольшое число их достигает 4 км зимой.

На станции I шары-пилоты наблюдались до большей высоты по сравнению со станцией II, но и здесь с высоты 2 км до 3 и 4 км необходимость экстраполяции очевидна.

Ниже приводятся некоторые данные о ветре, позволяющие судить о возможности экстраполяции ветра по высоте.

Таблица 1

Число шаров-пилотов, достигших заданной высоты в процентах к общему числу наблюдений

Заданная высота, км	Станция I					Станция II				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Общее число наблюдений . . .	329	681	825	595	2 430	464	238	281	381	1 506
1	76	90	93	83	87	—	—	—	—	—
1,5	59	80	89	70	77	29	60	85	39	50
2	58	79	88	70	77	22	41	71	29	38
3	42	62	83	67	68	10	33	56	20	24
4	40	52	74	59	59	7	23	41	14	19
5	32	49	64	49	52	—	—	—	—	—
6	26	39	56	41	43	—	—	—	—	—
7	19	31	47	34	36	—	—	—	—	—

В табл. 2 приводятся коэффициенты корреляции между скоростями и направлениями ветра на двух различных уровнях. Эти коэффициенты вычислены по данным радиопилотных наблюдений, т. е. при наличии любого типа погоды.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции для направления α и скорости v ветра (в сотых долях)

	Высота, км										
	1—1,5	1,0—2,0	1,5—2,0	2—3	2—4	2—5	2—6	2—7	2—8	2—9	2—10
	αv										
Коэффициент корреляции . . .	93 85	96 79	97 88	91 78	87 66	87 55	86 51	86 37	84 18	84 7	90 21
Число случаев	153	151	225	271	254	229	200	157	117	73	42
σ_r . . .	1 2,3	0,6 3	0,4 1,5	0,9 2	1,5 3,5	1,6 5					

Примечание. σ_r — средняя квадратическая ошибка коэффициента корреляции.

Они свидетельствуют о тесной связи между ветром на различных уровнях. Особенно большие коэффициенты корреляции получаются для направления ветра и резко уменьшаются для скорости ветра как только слой увеличивается до 2 км.

Таким образом экстраполяция ветра по высоте вполне допустима. Но величина скорости по сравнению с направлением ветра нуждается в значительно больших уточнениях, связанных с учетом состояния термического и барического полей в данный момент времени.

В табл. 3 приводятся средние наблюдаемые разности для скорости (Δv в м/сек.) и направления ветра ($\Delta \alpha$ в град.) по слоям атмосферы в различных частях циклона и антициклона.

При составлении этой таблицы были использованы шаропилотные наблюдения нескольких станций и частично радиопилотные; $\Delta \alpha$ и Δv означают разности по слоям в направлении и скорости ветра соответственно, n — число наблюдений.

Таблица 3

Средние из наблюдаемых послойных разностей в скорости (м/сек.) и направлении ветра (в град.) по данным шаропилотных наблюдений

Барическая система		2—1 км			3—2 км			4—3 км		
		$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n
Антициклон	Передняя часть	17	3	18	18	2	18	13	2	16
	Тыл	24	3	19	11	2	17	10	2	16
	Правая часть .	28	1	26	14	2	24	22	1	21
	Левая "	50	2	5	19	2	6	12	3	6
	Гребень	22	3	34	18	2	36	11	2	29
Циклон	Передняя часть	—	—	—	11	2	12	16	2	9
	Тыл	17	2	27	11	2	27	9	2	26
	Правая часть .	13	3	55	11	3	61	10	3	55

На основании табл. 3 заключаем, что почти при всех исследованных нами синоптических положениях направление ветра, измеренное на высоте 2 км, можно считать действительным для уровня 3 км, а направление ветра, измеренное на высоте 3 км, можно считать неизменным до высоты 4 км. Только в правой части антициклона ошибка превышает 20°.

Скорость ветра в преобладающем числе случаев изменяется на 2—3 м/сек. на 1 км высоты.

Аналогичная таблица (табл. 3а) приводится для разных сезонов года без учета синоптических положений. Она показывает, что в слое 2—3 км средние разности являются наибольшими в холодный период года, а в слое 3—4 км весной.

Таблица 3а

Изменение ветра с высотой по шаропилотным наблюдениям

Сезоны	3—2 км				n	4—3 км				n
	Средние		Максимальные			Средние		Максимальные		
	$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv		$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv	
Весна . . .	12	2	55	6	34	20	3	76	8	27
Лето . . .	13	2	68	6	53	13	2	58	9	50
Осень и зима . . .	18	3	173	6	40	11	2	99	8	36
Год . . .	14	2	173	6	127	15	2	99	9	113

При пространственном прогнозе ветра на вышележащие уровни обычно учитывают взаимное расположение температурного и барического градиента в атмосфере. На основании этого строятся схемы распределения ветра с высотой в различных частях циклона и антициклона. Чтобы выяснить как часто изменение ветра с высотой следует этим схемам, мы рассмотрели вращение ветра с высотой при различных барических положениях с учетом изменения скорости ветра в нижнем слое атмосферы. Полученные нами результаты приводятся в табл. 4.

В этой таблице отдельные части барических образований определялись не по странам света, а по направлению движения. Таким образом, брались только те циклоны и антициклоны, для которых легко было определить направление их движения.

Число правых и левых вращений ветра с высотой при различных барических положениях по наблюдениям ряда аэрологических станций

Вращение ¹ ветра с высотой	Антициклон (часть)					Гребень	Циклон (часть)					Ложбина	Фронты			Размытое поле	Седловина	Общее число наблюдений
	левая	правая	передняя	тыл	центр		левая	правая	передняя	тыл	центр		теплый	холодный	окклюзия			

Скорость в слое 0,5—1 км убывает

Левое . . .	—	23	21	5	1	7	—	3	—	1	1	2	—	2	—	—	1	67
Правое . .	1	8	2	7	1	8	—	1	—	1	1	2	—	1	3	—	1	37
Не опреде- лено . . .	1	4	1	1	—	—	—	2	—	1	—	2	—	—	—	1	2	15

Скорость в слое 0,5—1 км возрастает

Левое . . .	1	2	7	4	—	5	—	8	1	5	1	4	—	—	1	—	—	39
Правое . .	1	1	—	1	1	3	—	2	2	—	1	2	—	1	1	—	1	17
Не опреде- лено . . .	—	—	—	1	—	1	1	1	—	1	—	—	—	2	2	—	1	10

Скорость постоянна

Левое . . .	2	8	3	5	—	5	—	—	—	—	—	4	—	—	1	1	—	29
Правое . .	—	2	—	—	—	—	—	2	4	2	—	—	—	—	—	1	—	11
Не опреде- лено . . .	—	2	—	2	—	2	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	7
Число всех наблюдений	6	50	34	26	3	31	1	19	7	11	5	16	—	6	8	3	6	232

В передней части антициклона и в тылу циклона, как и следовало ожидать, преобладает левое вращение ветра с высотой, но и в правой части антициклона оказывается преобладающим тоже левое вращение.

Это несомненно объясняется тем, что большинство наблюдений имело место в передней половине правой части антициклона, где, как нетрудно убедиться, при переходе от антициклональной циркуляции нижних слоев по изобаре к направлению ведущего потока на высоте 3—4 км должно преобладать именно левое вращение ветра с высотой.

В тылу антициклона при уменьшении скорости ветра преобладает правое вращение ветра с высотой, однако это преобладание незначительно, а при другом изменении скорости даже преобладает левый поворот ветра. Впрочем, такая же неопределенность получается при наличии гребня высокого давления, а отчасти и ложбины. В некоторой степени это является, повидимому, результатом и недостаточного числа наблюдений.

Таким образом, при определении направления ветра на высотах только по барическому полю у поверхности земли без учета изменения направления температурного градиента, т. е. считая всегда Γ_z направленным к северу, во многих случаях могут получиться значительные ошибки.

¹ Вращение определялось от уровня градиентного ветра (0,5 км) до 4 км, причем поворот ветра учитывался в тех случаях, когда он совершался в одну сторону во всем слое.

4. Сравнение ветра, вычисленного и наблюдаемого

Сначала нами вычислялся ветер обоими способами, указанными в § 2, причем на небольшом аэрологическом материале лишь для того, чтобы решить, какой из способов дает лучшие результаты. Сравнение вычисленного ветра производилось главным образом с результатами радиопилотных наблюдений, так как основная наша задача состояла в том, чтобы выявить возможность экстраполяции ветра за облака.

В табл. 5 приводятся средние и максимальные отклонения вычисленного ветра от наблюдаемого для каждого сезона (Δv — отклонение скорости в м/сек., $\Delta \alpha$ — отклонение направления в град.).

Отклонения даются для обоих способов экстраполяции, т. е. по наземному значению \bar{G}_t и по $\Delta \bar{v}$ в нижележащем слое, для которого имелись непосредственные наблюдения над ветрами. В том и другом случае экстраполяция производилась только на 1 км высоты.

Таблица 5

Средние и максимальные отклонения вычисленного ветра от наблюдаемого по сезонам

Способы экстра- поляции по	2 км					3 км					4 км				
	Средняя		Макси- мальная		n	Средняя		Макси- мальная		n	Средняя		Макси- мальная		n
	$\Delta \alpha$	Δv	$\Delta \alpha$	Δv		$\Delta \alpha$	Δv	$\Delta \alpha$	Δv		$\Delta \alpha$	Δv	$\Delta \alpha$	Δv	
Весна															
\bar{G}_t	26	3	-53	7	19	20	3	43	7	14	25	3	75	9	11
$\Delta \bar{v}$	25	3	-158	17	36	17	3	150	10	34	19	2	53	6	24
Лето															
\bar{G}_t	20	3	52	10	55	20	3	70	11	57	14	4	50	12	55
$\Delta \bar{v}$	22	4	-77	13	55	17	3	65	8	57	15	3	58	8	55
Осень															
\bar{G}_t	22	4	145	-19	29	17	3	139	13	30	14	2	62	-9	33
$\Delta \bar{v}$	18	4	117	15	29	16	3	135	13	30	11	3	-37	8	33
Зима															
\bar{G}_t	13	2	-20	3	3	8	4	-16	8	4	16	4	23	9	6
$\Delta \bar{v}$	18	4	-44	8	8	22	3	126	5	9	16	2	-28	9	10
Год															
\bar{G}_t	21	3	145	19	106	19	3	139	13	105	15	3	75	12	105
$\Delta \bar{v}$	22	4	-158	17	128	17	3	150	13	130	15	3	58	9	122

При том и другом способе вычисления максимальные отклонения вычисленного ветра от наблюдаемого получились слишком большими, очевидно благодаря случаям, когда в атмосфере (в слое, для которого вычислялся ветер) имелись фронтальные разделы. При прохождении же через поверхность разрыва применяемая нами формула несправедлива и требует введения соответствующей поправки с уче-

том скачка ветра на поверхности разрыва вправо или влево, в зависимости от типа фронта.

Поэтому в табл. 6 помещаются те же данные, но с изъятием случаев, когда в атмосфере наблюдались фронтальные разделы.

Таблица 6 получена по тем же радиопилотным наблюдениям с небольшим добавлением шаропилотных наблюдений.

Таблица 6

Средние отклонения вычисленного ветра от наблюдаемого в однородной воздушной массе

Способы экстраполяции по	3 км					4 км				
	Средние		Максимальные		n	Средние		Максимальные		n
	$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv		$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv	

Весна

\bar{G}_t	9	3	19	7	7	15	4	42	9	7
$\overline{\Delta v}$	9	3	22	10	24	9	3	18	6	16

Лето

\bar{G}_t	12	2	53	7	30	11	4	25	6	33
$\overline{\Delta v}$	9	3	37	8	39	9	3	28	12	36

Осень и зима

\bar{G}_t	9	3	20	9	20	14	3	46	9	27
$\overline{\Delta v}$	9	3	35	10	28	9	3	24	9	35

Год

\bar{G}_t	10	3	53	9	57	13	4	46	12	67
$\overline{\Delta v}$	9	3	37	10	91	9	3	25	9	87

В этой таблице максимальные возможные отклонения значительно меньше, чем в табл. 5. Меньше оказались, за счет максимальных, и средние отклонения. Особенно малы средние отклонения в направлении ветра.

Очевидно некоторое преимущество способа вычисления ветра по $\overline{\Delta v}$, по сравнению с \bar{G}_t . Кроме того, этот способ вычисления значительно проще, поэтому в дальнейшем уже на большем аэрологическом материале и с разбивкой по синоптическим положениям вычисление ветра на высотах производилось только по $\overline{\Delta v}$. При этом мы хотели найти те синоптические положения, при которых экстраполяция получается с наименьшими ошибками. Вычисления очень просто и быстро производились с помощью шаропилотного круга. Барическое поле для каждого отдельного наблюдения определялось по картам Ленинградского бюро погоды.

Сравнение вычисленного ветра и наблюдаемого представлено в табл. 7.

В первом столбце табл. 7 указывается высота, на которой вычислялся ветер, во втором столбце — слой, в котором определялось приращение вектора ветра по непосредственным наблюдениям.

Вычисления ветра для высоты 2 км производились не только с 1,5 км, но и по слою 1—0,5 км, так как нередко шаропилотные наблюдения обрываются в нижнем километровом слое. Так же точно для 4 км вычислялся ветер не только

Средние (абсолютные) и максимальные отклонения скорости (в м/сек.)

Высота, км	Слой, км	Антициклон																													
		Передняя часть					Тыл				Правая			Левая			Гребень			Передняя часть											
		средняя		максимальная			средняя		максимальная		средняя		максимальная	средняя		максимальная	средняя		максимальная	средняя		максимальная									
		$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n								
2	1—0,5	35	2	134	5	16	27	6	86	8	19	33	3	176	5	26	20	3	36	3	29	4	56	8	31	18	4	46	8	12	
2	1—1,5	9	2	28	5	13	16	2	65	8	19	40	1	90	2	7	10	2	29	5	16	3	78	7	32	14	2	53	6	10	
3	2—1	16	2	40	6	16	12	4	38	13	14	20	2	53	5	25	22	2	50	4	17	4	65	8	30	12	3	29	8	13	
4	3—2	14	2	40	6	15	16	2	60	6	16	26	2	130	5	22	23	3	57	5	18	4	53	26	32	17	2	49	8	10	
4	2—1	23	2	46	7	14	20	8	75	26	15	31	4	105	13	23	38	3	97	7	4	23	8	105	23	25	30	4	87	12	9

по шаропилотным наблюдениям на высоте 3 км, но также в предположении, что непосредственные наблюдения над ветром имелись только до 2 км.

$\Delta\alpha$ и Δv в табл. 7 означают соответственно отклонения в направлении и скорости ветра, вычисленного от наблюденного, причем даются средние и максимальные отклонения, n — число наблюдений, на основании которых получены средние значения отклонений. Оно, к сожалению, не во всех случаях оказалось достаточным для получения надежных средних.

Из таблицы следует, что экстраполяция безусловно будет точнее при учете величины векторной разности ближайшего нижерасположенного слоя. Так, на высоте 2 км ветер точнее определяется, если можно учесть векторное изменение ветра в слое 1,5—1,0 км, чем по векторной разности в слое 1—0,5 км. Точно так же точнее вычисляется ветер на высоте 4 км по разности между векторами ветра на высотах 2 и 3 км, нежели на высотах 1 и 2 км. Только в передней и левой частях антициклона получились средние значения отклонений в скорости ветра небольшими при всех способах вычисления. Однако при этих синоптических положениях ошибка при определении направления ветра значительно возрастает, если оно определяется на высоте 2 км по слою 1—0,5 км и на высоте 4 км по слою 2—1 км, а не по вышележащим слоям.

При остальных синоптических положениях экстраполяция скорости ветра допустима лишь с учетом векторного изменения ветра между двумя ближайшими нижележащими стандартными уровнями. Если определять скорость ветра на высоте 4 км по шару-пилоту, наблюдавшемуся до высоты 2 км, то в большинстве случаев средние ошибки в скорости превосходят 3 м/сек., в то время как средние разности в скорости ветра, наблюденного на высоте 3 и 4 км, не превосходят эту величину (см. табл. 3).

Для оценки точности экстраполяции направления ветра в процентном отношении (по отношению к числу всех наблюдений) приводятся в табл. 8.

Из табл. 8 видно, что экстраполяция направления ветра с уровня 1 на 2 км с учетом изменения вектора ветра в нижележащем слое атмосферы (т. е. по величине Δv) имеет преимущество перед простым переносом этого направления вверх в правой части антициклона. Это станет понятным, если вспомнить, что именно в правой, по отношению к направлению движения антициклона, его части имеет место наибольшее изменение направления ветра с высотой. Действительно, в наиболее резко выраженных случаях в правой части антициклона может даже наблюдаться с высотой обращения ветра на 180°.

При смещении антициклона по направлению ведущего потока на высоте с запада на восток или с северо-запада на юго-восток будет наблюдаться обра-

и направления (в град.) вычисленного ветра от наблюдаемого

Циклон																														
Тыл		Правая				Левая				Центр				Ложбина				Фронтальный раздел												
средняя		максимальная		средняя		максимальная		средняя		максимальная		средняя		максимальная		средняя		максимальная												
$\Delta\alpha$	Δv	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n	$\Delta\alpha$	Δv	n											
20	5	27	9	24	17	4	65	9	42	15	3	15	3	1	5	6	—	—	1	24	7	29	10	9	30	5	50	8	34	
11	3	23	9	26	11	2	52	6	50	12	2	12	12	1	10	1	19	—	1	4	9	3	23	8	12	18	3	120	7	30
13	2	35	9	22	13	4	57	7	50	30	1	30	1	1	—	—	—	—	—	6	4	17	8	10	25	3	100	8	36	
13	3	74	7	25	14	3	61	8	54	8	2	17	2	2	10	4	14	11	3	8	4	31	8	12	35	2	128	8	46	
16	5	41	16	19	19	5	46	12	40	41	1	41	1	1	24	9	24	9	1	12	7	28	11	11	43	5	137	13	36	

Таблица 8

Вероятность (в процентах) совпадения направления ветра с ошибкой до 15° при экстраполяции ветра по высоте путем простого переноса с одного уровня на другой и с учетом изменения ветра в нижележащем слое атмосферы

Барическая система	2 км		3 км		4 км			
	Вид экстраполяции							
	перенос с 1 км	по $\overline{\Delta v}$ в слое 1—0,5 км	перенос с 2 км	по $\overline{\Delta v}$ в слое 2—1 км	перенос с 3 км	по $\overline{\Delta v}$ в слое 3—2 км	по $\overline{\Delta v}$ в слое 2—1 км	
Антициклон	Передняя часть	56	31	45	44	56	60	50
	Тыл	37	42	83	71	62	63	69
	Правая часть	23	31	62	56	33	45	33
	Гребень	44	33	56	57	83	47	67
Циклон	Передняя часть	85	50	67	61	73	60	74
	Тыл	52	58	78	64	85	76	72
	Правая часть	69	67	70	64	80	61	66
	Фронтальный раздел	68	26	53	37	47	33	30

щение с высотой восточных ветров на западные или северо-западные. Последнее обычно связано с уменьшением скорости ветра с высотой в нижних слоях (см. табл. 4).

Хотя такое обращение направления ветра на 180° наблюдается сравнительно не так часто, все же в громадном большинстве случаев вращение ветра с высотой будет достаточно большим, чаще всего левым, и сопровождается уменьшением с высотой скорости ветра. Поэтому естественно, что экстраполяция вверх предыдущего геометрического приращения вектора ветра $\overrightarrow{\Delta v}$ имеет в этих случаях большее основание и оправдываемость, чем простой перенос вверх направления ветра, наблюдаемого на последней, достигнутой шаром, высоте.

Как видно из табл. 4, в передней и особенно в правой части антициклона уменьшение скорости ветра с высотой в слое от 0,5 до 1 км наблюдается много чаще, чем ее возрастание или постоянство с высотой. Уменьшение же скорости

ветра в слое 0,5—1 км в правой или передней части антициклона при экстраполяции шаропилотных наблюдений должно сопровождаться выше 1 км чаще всего левым вращением ветра с высотой.

Этот, весьма важный и могущий быть использованным для экстраполяции шаропилотных наблюдений, результат вполне согласуется с указанием, сделанным в свое время В. А. Ханевским [3] о том, что уменьшение скорости ветра с высотой в некотором слое обычно сопровождается левым вращением ветра с высотой. Однако считать это вращение близко пропорциональным скорости ветра все же будет неправильно.

В нашем распоряжении не было достаточного числа случаев наблюдений за ветром в левой части циклона, однако по известной схеме строения циклонов с полным основанием можно ожидать, что экстраполяция направления ветра вверх по $\Delta\bar{v}$ и в этих случаях даст лучшие результаты, чем простой перенос вверх направления ветра с последней высоты, достигнутой шаром-пилотом.

Такая экстраполяция с помощью значения $\Delta\bar{v}$ в слое толщиной около 1 км до последней наблюденной высоты должна дать особенно хорошие результаты при быстром движении соответствующей барической области, наблюдаемом чаще всего в холодное полугодие, когда направление ведущего потока и переход к нему от циркуляции нижних слоев будут выражены наиболее отчетливо.

В тыловой части циклона и антициклона определение направления ветра на высоте 2 км по наблюдениям до 1 км с помощью экстраполяции по геометрическому приращению $\Delta\bar{v}$ в слое 0,5—1 км будет также точнее, чем путем простого переноса направления ветра с высоты 1 на 2 км. Однако разница в оправдываемости экстраполяции тем и другим способом здесь незначительна и равна всего 5—6%.

В правой части циклона оба способа экстраполяции дают почти одинаковые результаты.

Особенно же интересен и важен для практики тот факт, что в передней части антициклона и особенно в передней части циклона и во фронтальной зоне экстраполяция путем простого переноса направления ветра с высоты 1 на 2 км дает результат значительно более точный, чем по экстраполяции с помощью геометрического приращения $\Delta\bar{v}$ вектора ветра в слое 0,5—1 км.

Разница в вероятности совпадения направления ветра с точностью до 15° в пользу простого переноса направления ветра на 1 км вверх по сравнению с экстраполяцией по $\Delta\bar{v}$ в слое 0,5—1 км достигает в передней части антициклона 25%, в передней части циклона 35%, а во фронтальной зоне даже 42%. Это говорит о том, что предположение о сохранении с высотой горизонтального градиента температуры, на чем основана экстраполяция по $\Delta\bar{v}$, здесь не оправдывается.

Смысл последних двух цифр станет еще яснее, если учесть, что именно в передней части циклона и особенно во фронтальной зоне, обычные шаропилотные наблюдения чаще всего будут ограничены по высоте низкой, часто сплошной, облачностью, и в этих условиях экстраполяция шаропилотных наблюдений при отсутствии радиолокатора приобретает особенно большое значение.

Таблица 8 показывает достаточно убедительно, что вероятность совпадения направления ветра с ошибкой до 15° при экстраполяции путем простого переноса направления ветра с высоты 1 на 2 км достигает для фронтальной зоны 68%, а для передней части циклона доходит даже до 85%.

Эти цифры говорят о том, что такая экстраполяция направления ветра с высоты 1 на 2 км по низким шаропилотным наблюдениям в указанных частях циклонов, связанных с пасмурным небом и низкой облачностью, дает в среднем, в пределах ошибки около 1/2 румба, положительные результаты.

Направление ветра на высоте 3 или 4 км по низким шаропилотным наблюдениям уже почти при всех синоптических ситуациях определяется лучше путем простого переноса наблюденного направления на высоте 2 или 3 км соответственно на 3 или 4 км. Только в правой части антициклона направление ветра на высоте

4 км определяется точнее по геометрической разности $\Delta\bar{v}$ вектора ветра в слое между высотами 2 и 3 км и в тылу антициклона по величине $\Delta\bar{v}$ в слое 1—2 км.

Правда, можно предполагать, что и в левой части циклона, где согласно известной схеме строения циклона по высоте должно наблюдаться большое вращение ветра с высотой и даже обращение ветра на 180° , определение направления ветра на высоте 3 или 4 км будет точнее при экстраполяции по геометрической разности $\Delta\bar{v}$ вектора ветра в слое 1—2 или 2—3 км.

Во всех же остальных частях циклонов (за исключением фронтальной зоны) и в гребне высокого давления направление ветра на высоте 4 км будет совпадать с таковым на высоте 3 км более, чем в 70% случаев, причем средняя ошибка экстраполированного таким образом направления будет не более 15° .¹

Экстраполяция скорости ветра по высоте представляет значительно больше трудностей, чем его направления. Из табл. 7 видно, что экстраполяция скорости ветра на высоту 2 км по геометрической разности $\Delta\bar{v}$ вектора ветра в слое 1—0,5 км не дает удовлетворительных результатов, так как среднее абсолютное значение ошибки экстраполированного значения скорости ветра при антициклональном типе погоды достигает около 3—4 м/сек., а при циклоническом 4—5 м/сек.

Значительно лучше экстраполируется скорость ветра на высоту 2 км по $\Delta\bar{v}$ в слое 1,5—1 км. Здесь средняя ошибка $\Delta\bar{v}$ равна всего ± 2 м/сек. в любой части антициклона и ± 3 м/сек. в гребне высокого давления. При циклоническом типе погоды эта ошибка равна около $\pm 2,5$ м/сек., а в ложбине и на фронтальном разделе ± 3 м/сек.

Таким образом, в условиях наиболее вероятного прекращения шаропилотных наблюдений из-за низкой облачности во фронтальной зоне, в ложбине и передней части циклона средняя абсолютная ошибка экстраполяции скорости ветра на высоту 2 км по геометрической разности в слое 1,5—1 км, т. е. всего на 0,5 км вверх, будет около $\pm 2,5$ —3 м/сек.

На высоте 3 км скорость ветра будет определяться по $\Delta\bar{v}$ в слое 2—1 км со средней ошибкой около ± 3 м/сек. как при антициклональном, так и при циклоническом режиме и примерно с такой же ошибкой определяется скорость ветра на высоте 4 км по величине $\Delta\bar{v}$ в слое от 2 до 3 км. При этом следует отметить, что в передней части циклона и во фронтальной зоне в случае шаропилотных наблюдений, ограниченных из-за облачного покрова высотой 3 км, ошибка экстраполированной таким образом скорости будет даже несколько меньше и равна ± 2 м/сек. (в ложбине $\Delta\bar{v} = \pm 4$ м/сек.).

Не следует, однако, забывать, что максимальные возможные ошибки при такой экстраполяции как в скорости, так и в направлении ветра будут много больше приведенных средних ошибок $\pm\Delta\bar{v}$ и $\pm\Delta\alpha$ (см. табл. 7).

Выше был разобран лишь вопрос об экстраполяции вектора ветра в слое от 1 до 4 км, однако представляет также интерес рассмотреть возможность экстраполяции ветра и выше 4 км.

В этом случае можно исходить из известного правила, подтверждаемого данными наблюдений, о постоянстве с высотой в слое от 4 до 8 км произведения плотности воздуха на скорость ветра, что дает довольно равномерное увеличение скорости ветра с высотой.

В среднем скорость ветра в умеренных широтах Европы можно считать возрастающей с высотой зимой на 2 м/сек. и летом на 1,5 м/сек. на 1 км. Направление же ветра можно считать неизменным во всем слое от 4 до 8 км.

¹ Однако можно надеяться получить значительно лучшие результаты и по термическому ветру (т. е. по геометрической разности $\Delta\bar{v}$), если воспользоваться данными о ветре в нижележащем слое через минутные интервалы времени и определять термический ветер как среднее значение для ряда минутных интервалов.

Таким образом, частично удастся избавиться от ошибки наблюдения, уточнить определение термического ветра и тем самым уточнить результаты экстраполяции ветра на высоте.

Выше же 8 км скорость ветра часто несколько уменьшается с высотой, а направление ветра претерпевает изменения большие, чем в слое 4—8 км, поэтому экстраполяция ветра на таких больших высотах становится очень ненадежной.

Отметим в заключение, что при необходимости прибегать к экстраполяции вектора ветра вверх по данным недостаточно высоких ветровых зондирований необходимо еще учитывать аэроклиматические особенности рассматриваемого района.

В районах с часто наблюдающимся значительным изменением направления ветра с высотой экстраполяция будет связана с большими трудностями и с меньшей оправдываемостью, чем в районах с резко выраженным преобладанием ветра какого-либо одного румба.

К числу последних районов относится, например, район Японии, где выше 2 км зимой имеет место резко выраженное преобладание ветров, близких к чисто западному направлению, независимо от направления ветра в нижнем слое атмосферы. Поэтому экстраполяция направления ветра выше 2 км (зимой) в районе Японии не представляет затруднений, а в нижнем слое, при переходе к нижней границе устойчивых ветров, экстраполяция осложняется.

Скорость ветра в этом районе из-за большой изменчивости так же оценить трудно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Селезнева Е. С. Об изменчивости метеорологических элементов и сроках годности аэрологических наблюдений. Труды НИУ ГУГМС, серия I, Метеорология, вып. 21, ГГО, 1946.
2. Михель В. М. К вопросу об использовании данных шаропилотных наблюдений в синоптике. Труды ГГО, вып. 26, 1939.
3. Ханевский В. А. Строение земной атмосферы. Метеорологический вестник, т. XXIV, 1914.

ОСОБЕННОСТИ МЕСТНЫХ ВЕТРОВ В РАЙОНЕ ЭЛЬБРУСА

В августе 1940 г. в районе Эльбруса под руководством автора была проведена серия аэрологических наблюдений, в которую входили выпуски радиозондов и шаропилотные наблюдения.

В данной статье разберем некоторые результаты этих наблюдений, а именно в части, относящейся к характеристике ветров в долинах рек Азау и Терскол и на Ледовом лагере на границе фирновых полей Эльбруса.

Небольшой состав аэрологической группы эльбрусской экспедиции Академии наук СССР (Б. П. Кароль, А. Г. Молодецкий, В. В. Телепнев и автор) не позволил проводить одновременные наблюдения на всех трех пунктах. Общее число шаропилотных наблюдений было около 100, из них разберем только отдельные случаи.

Прежде чем приступить к выяснению особенностей воздушных течений дадим краткое описание района наблюдений.

Долина стремительной горной р. Азау имеет направление примерно с запада на восток (точнее с запада-севера-запада на восток-юго-восток), она сравнительно широка, местами до 1 км. Долина р. Терскол направлена примерно с севера на юг, она значительно уже долины Азау и имеет ширину 200—250 м.

Река Азау, сливаясь с Терсколом и Донгузоруном, образует р. Баксан с долиной того же наименования, так что долина Азау непосредственно переходит в более широкую долину Баксана, которая тянется на восток от подножья Эльбруса на 85—90 км. Отметка над уровнем моря места слияния рек Азау и Терскола равнялась 2150 м.

Ледники, из которых берут начало реки Азау и Терскол, располагаются сравнительно недалеко, около 2—3 км от места их слияния. Крутизна боковых склонов обеих долин в районе наблюдений весьма значительна. Склоны покрыты сосновым лесом или альпийскими лугами. Высота склонов долины р. Терскол значительно ниже склонов р. Азау, долина Терскола является боковой побочной долиной по отношению к долине Азау — Баксана.

В общем высокие горные хребты с глубокими сравнительно узкими ущельями рек Азау и Терскола, близость ледников и фирновых полей, наличие крутых скалистых склонов, частично покрытых лесом, создают разнообразные микроклиматические условия, отражающиеся, в частности, и на режиме ветров в этом районе.

Перейдем к рассмотрению результатов наблюдений.

Е. С. Селезнева в своей работе [1] на основании результатов базисных шаропилотных наблюдений в июле—августе 1938 г. в долине Азау — Баксана провела анализ как наземных, так и аэрологических наблюдений при горно-долинных ветрах и дала некоторые основные положения о строении местных ветров в этом районе.

Чтобы не повторяться, отметим только некоторые особенности этих ветров, наблюдавшиеся в августе 1940 г.

Суточный ход скорости ветра у земной поверхности приведен на рис. 1.

Суточный ход в августе 1940 г. аналогичен суточному ходу за тот же период 1938 г., только абсолютные значения скорости несколько меньше. Наземные наблю-

дения отметили также иногда наблюдающуюся суточную периодичность ветров: в долине ночью ветры западного направления, днем — восточного. Но долинный ветер часто нарушался потоками воздуха с запада, т. е. с гор. Скорость ветра у земли имела резко выраженный суточный ход: минимум — ночью, максимум — днем.

Небольшое количество шаров-пилотов, выпущенных нами в долине Азау — Баксана, не дают возможности сделать какие-либо уточнения в схему долинной циркуляции, установленной Е. С. Селезневой. В подтверждение же выводов

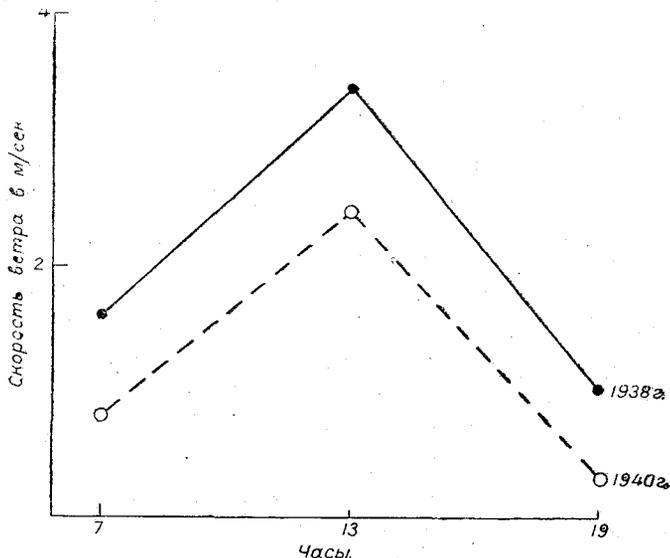


Рис. 1. Суточный ход скорости ветра в августе в долине Азау—Баксана.

Е. С. Селезневой можно отнести наблюдаемые нами в утренние часы слои с малыми скоростями ветра почти со штилями 19/VIII в 8 час. в слое до 600 м, со слабой тягой с востока, и 21/VIII в 8 час. 50 мин. почти штиль в слое до 1000 м. Наибольшие скорости ветра по высотам отмечены при нарушении местной циркуляции.

Местные циркуляции в двух сходящихся долинах

Далее перейдем к разбору особенностей местных циркуляций воздуха в двух близко расположенных долинах Азау и Терскола. Для этого в период с 18 по 21/VIII была проведена небольшая серия почти одновременных шаропилотных

Распределение направления и скорости ветра при

Дата	Время, час. мин.	Место наблюдений	Облачность	В					
				0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4
18/VIII	13 00	Азау . .	6/6 Cu	3 4	310 2	339 4	307 4	319 3	292 3
	13 35	Терскол . .	5/5 Cu	ЮВ 3	192 1	210 05	360 4	330 5	316 7
19/VIII	14 01	Азау . .	6/6 Cu	3 5	278 3	270 3	257 4	266 5	262 2
	14 24	Терскол . .	7/7 Cu	СВ 0,4	138 1	157 1	212 1	272 2	270 1
20/VIII	13 25	Азау . .	2/2 Cu, Frcu	ЮЗ 1,2	253 5	260 3	262 3	275 2	310 1
	14 00	Терскол . .	2/2 Cu	Ю 4/0	175 3	161 3	151 2	210 2	298 1
21/VIII	12 57	Азау . .	1/1 Cu, Frcu	3 3,4	274 6	273 6	278 6	291 6	296 8
	13 38	Терскол . .	2/2 Cu	СВ 0,6	308 2	281 2	240 1	214 2	276 1

наблюдений в этих двух долинах. Пункты наблюдений располагались примерно в расстоянии 800—900 м друг от друга — один в долине Азау, другой в долине Терскола. Максимальные расхождения в моментах выпуска шаров-пилотов в двух долинах составили 30—40 мин. Можно считать, что за этот промежуток времени резкого изменения ветра в долинах не могло быть; во всяком случае наблюдения у земли дают постоянные показания. Кроме того, одновременные наблюдения проводились около полудня, когда хорошо развита местная циркуляция и, главное, она наиболее устойчива. Для того чтобы шар не испытывал сразу же влияния циркуляции долины Баксана, наблюдения в долине Терскола были отнесены почти на 1 км от места впадения р. Терскол — в Азау—Баксан.

Недостаток наблюдателей не позволил провести базисные наблюдения и пришлось ограничиться наблюдениями с одного пункта. Как известно, отклонения вертикальных скоростей шаров-пилотов в горных районах от табличных значений могут достигать больших величин. Вследствие этого приводимые ниже данные являются ориентировочными и могут служить только для приближенных выводов и заключений.

Результаты наблюдений за этот период даны в табл. 1.

Погода в период с 18 по 21/VIII, судя по характеру облачности, суточному ходу направления и скорости ветра, температуре и влажности воздуха, была однотипной без каких-либо резких изменений.

Для большей наглядности данные табл. 1 представлены на рис. 2, где показаны схематические траектории движения шара-пилота в долинах Азау и Терскола. На рис. 2 нанесены только направления движения шара без учета скорости ветра, пункты выпуска шаров-пилотов нанесены ориентировочно.

Переходя к выяснению особенностей циркуляции в двух рядом расположенных долинах, направленных перпендикулярно одна к другой, прежде всего нужно отметить отсутствие в дневные часы в долине Азау долинного ветра. В течение четырех дней разбираемого периода днем в долине Азау отмечены в слое 500—600 м от земной поверхности ветры западной четверти горизонта, т. е. направленные с гор в долину. Только с высоты 500—600 м начинается изменение в направлении движения воздуха. В то же время в боковой узкой долине Терскола в нижнем слое, в те же сроки долинный поток со слабыми скоростями хорошо выделяется во все дни, кроме 21/VIII.

Высота долинного ветра в Терсколе в дневные часы меняется от 100 м 18/VIII до 800 м 20/VIII. Обратный антидолинный поток хорошо выражен 18/VIII и наблюдался в зоне 200—700 м со значительными скоростями ветра, достигающими до 9—10 м/сек. Большие скорости антидолинного ветра, очевидно, вызваны втягиванием воздуха из боковой долины Терскола в долину Баксана. 19/VIII антидолинного ветра не обнаружено, а имеется в слое 500 м и выше слабый поток со склонов долины, совпадающий с направлением потока в долине Азау — Баксана.

Таблица 1

одновременных наблюдениях в долинах Азау и Терскола

ота, км											
0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,25	1,5	1,75	2,0	2,5	3,0	
263 2	208 2	178 4	201 4	222 4	231 7	237 12	229 12	—	—	—	
315 10	314 10	313 10	183 8	140 7	190 4	232 7	229 10	230 11	—	—	
231 3	217 3	225 4	221 4	208 4	204 3	219 3	—	—	—	—	
256 1	249 1	237 2	242 4	266 4	87 1	265 1	160 4	193 8	208 10	—	
224 1	237 1	— 0	— 0	181 1	223 2	188 4	195 5	206 8	220 12	—	
45 1	104 1	140 1	149 1	— 0	360 1	318 1	185 1	220 2	214 6	216 12	
335 6	15 3	27 4	330 3	298 2	261 3	112 1	124 5	186 6	210 16	212 16	
306 2	298 2	282 2	291 2	271 2	216 4	222 3	178 4	180 5	203 15	207 16	

20/VIII антициклональный ветер наблюдался в слое от 1 до 1,5 км со скоростью в 1 м/сек. Таким образом, можно отметить, что местная циркуляция может развиваться в одной долине и отсутствовать в рядом лежащей.

Сравнивая направления движения воздуха по высотам в двух сходящихся долинах, следует отметить, что 18/VIII в слое от земли до 200 м ветры направлены почти перпендикулярно один другому, т. е., очевидно, в этом слое в долине Азау — Баксана наблюдается дивергенция потоков воздуха и часть его направлена в боковую долину Терскола, усиливая, а может быть и создавая здесь долинный ветер. Скорость основного потока в долине Баксана составляет 2—4 м/сек., скорость в боковой долине 0,5—3 м/сек.

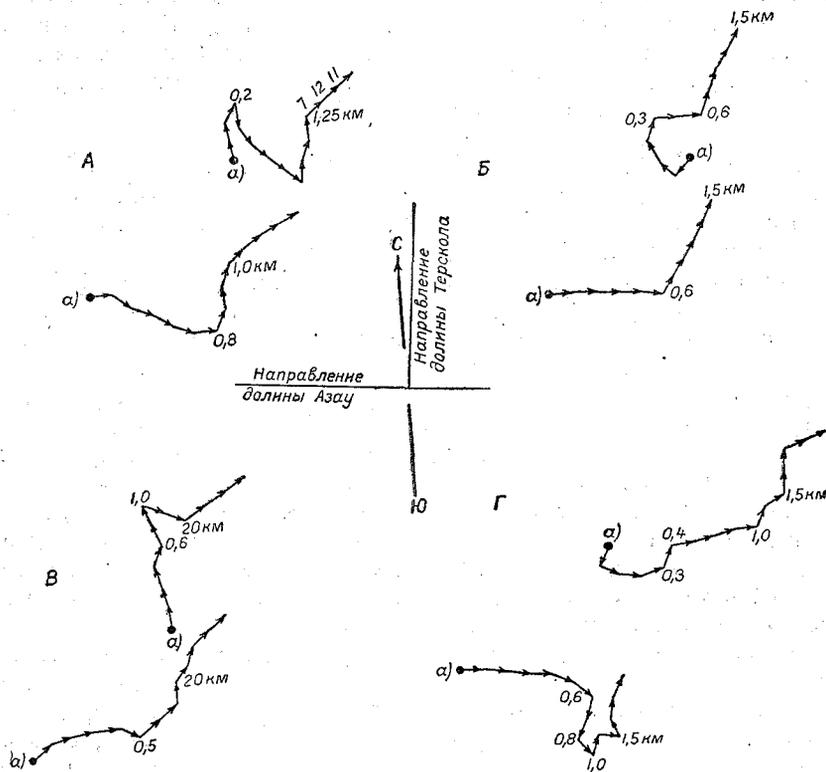


Рис. 2. Схематические траектории движения шаров-пилотов в долинах Азау и Терскола.

А — 18/VIII 1940 г. в 13 час., Б — 19/VIII 1940 г. в 14 час., В — 20/VIII 1940 г. в 14 час., Г — 21/VIII 1940 г. в 14 час.

С высоты 200—300 м оба потока имеют близко совпадающие направления движения с резкими различиями в скоростях. Ветер в долине Терскола на высоте 0,4—0,8 км имел скорости 7—10 м/сек., а ветер в долине Баксана на тех же высотах скорости 2—3 м/сек. В этом слое очевидно наблюдалось сильное втягивание массы воздуха из боковой долины.

На высоте 700—800 м отмечен резкий поворот ветра в обеих долинах, и практически с этого уровня направления потоков в них одинаковы. В пределах точности метода можно считать близко совпадающими скорости ветра с уровня 1 км. Таким образом, в этот день различие в направлениях ветров отмечено только от земли до 200 м, скорости же резко отличаются в слое от земли до 700—800 м, выше потоки совпадают как по направлению, так и по скорости.

Днем 19/VIII в долине Азау от земли и до высоты 400 м наблюдался ветер с гор со скоростью, убывающей вверх. В это же время в долине Терскола в слое от земли до 200 м отмечен почти противоположный поток со скоростями 3—4 м/сек.

Как и в предыдущем случае, благодаря дивергенции в месте соединения долин Азау и Терскола часть воздушного потока, очевидно, направляется в долину Терскола, усиливая долинный ветер. С высоты 300 м направление ветра очень близко совпадает в двух долинах, скорость же в долине Азау несколько больше, чем в долине Терскола. На уровне 0,6—0,7 км отмечена смена направления движения потока в обеих долинах. 19/VIII резкие различия в направлении потоков двух долин наблюдались в слое от земли до 200 м. Выше местная циркуляция в долине Терскола сливалась с основным потоком, проходящим по долине Азау — Баксана.

В дневные часы 20/VIII в долине Азау снова отсутствовал долинный ветер. В слое от земли и до 400 м наблюдался ветер западной четверти горизонта с возрастающими до 8—9 м/сек. скоростями потока; с 400 м скорость ветра резко уменьшалась, дойдя почти до штиля в слое 0,5—1,5 км. В долине Терскола только от земли до 100 м скорость ветра равна 3—4 м/сек., а выше до 1,5 км скорости составляют около 1 м/сек., долинный ветер наблюдается в зоне до 800 м; в слое 1—1,5 км хорошо заметен антидолинный ветер.

В этот день резкое различие в направлении и скорости ветра в двух долинах отмечено в слое до 200—300 м. Зона 0,5—1,5 км хотя и имеет ветры различных направлений, но малые скорости ветра в обеих долинах делают поток неустойчивым по направлению. Только с 2,0 км ветер усиливается и совпадает как по скорости, так и по направлению. Можно считать, что при малых скоростях ветра в основной долине в боковых долинах также будут наблюдаться неустойчивые по направлению ветры.

Днем 21/VIII в долине Азау в слое от земли до 500 м вновь наблюдается западный (с гор) поток воздуха с относительно большими скоростями (до 6—8 м/сек.). В долине Терскола ветер (в том же слое) имеет одинаковое направление с ветром в долине Азау, но скорости его значительно меньше. Резкие расхождения направлений ветра отмечены на высотах 0,6—0,8 км. С 1,5—1,75 км устанавливается примерно одинаковое направление воздушного потока.

Таким образом, можно сделать некоторые ориентировочные заключения, а именно: небольшие боковые долины или ущелья, сходящиеся с основной долиной, могут иметь свою местную циркуляцию воздуха, часто с резко отличающимися как направлением, так и скоростями ветра. Максимальная высота развития местной циркуляции в боковой долине определяется уровнем окружающих долину хребтов, а так как обычно боковые долины имеют меньшие высоты гор, поэтому и высота развития местных циркуляций в боковых долинах меньше тех же высот в основной долине. В большинстве случаев выравнивание направления потоков воздуха в боковой долине происходит значительно ниже уровня горных склонов, очевидно, вследствие турбулентного перемешивания основного потока с потоком воздуха в боковой долине.

Местные циркуляции воздуха в долинах Азау и Терскола

В долине Азау нами в течение четырех дней проводились выпуски шаров-пилотов в утренние, дневные и вечерние сроки. Результаты этих подъемов даны в табл. 2. Наблюдения были проведены с одного пункта; высота пункта наблюдения над уровнем моря равнялась 2150 м.

Как мы уже отмечали в предыдущем разделе, в течение четырех дней с 18 по 21/VIII в дневные часы наблюдается ветер западной четверти горизонта в слое примерно от земли до 500 м. Западные ветры для долины Азау будут ветрами с гор. Таким образом, долинный ветер в дневные часы отсутствует и вытесняется ветром с гор. Между тем, метеорологические условия в этот период были благоприятны для развития местной циркуляции — ясное утро, днем кучевая облачность от 2 до 6 баллов. Долинный ветер иногда наблюдался в утренние и вечерние часы разбираемого периода. Так, например, 18/VIII вечером отмечен восточный поток от земли до 200 м, переходящий с высоты 300 м в западный, т. е. антидолинный ветер, сохраняя близкие к дневным величины скорости и направления.

Распределение направления

Дата	Время, час. мин.	Облачность	В					
			0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4
18/VIII	13 00	6/6 Сп	3 4	310 2	339 4	307 4	319 3	292 3
	17 17	4/4 Сп, Ас	В 1	153 1	150 1	133 2	300 2	298 4
19/VIII	8 00	0/0	В 0,5	72 0,5	70 0,5	40 0,5	112 0,5	130 1
	14 01	6/6 Сп	3 5	278 3	270 3	257 4	266 5	262 2
20/VIII	18 35	1/1 Сп	3 2,8	287 4	290 5	295 6	297 8	303 9
	8 02	2/2 Сп, Фгсп	В 1,1	— 0	— 0	312 2	292 2	276 2
21/VIII	13 25	2/2 Сп, Фгсп	ЮЗ 1,2	253 5	260 3	262 3	275 2	310 1
	8 50	0/0 Сп у гориз.	В 0,4	108 1	68 1	79 1	— 0	61 0,5
	12 57	1/1 Сп, Фгсп	3 3,4	274 6	273 6	278 6	291 6	296 8
	17 58	1/1 Сп	3 0,8	269 3	298 3	300 4	298 4	300 5

В утренние часы 19/VIII от земли до 500 м наблюдалась слабая тяга с востока, т. е. уже начиналось развитие долинного ветра. Это обстоятельство отмечалось и Е. С. Селезневой — долинный ветер начинается сразу в слое 300—500 м. Днем снова появился ветер с гор, продолжавшийся весь день и захвативший вечерние часы.

Утром 20/VIII у земли отмечен восточный ветер и штилевой слой до 200 м, в дневные часы, несмотря на благоприятные условия, кучевая облачность в 2 балла, долинный ветер не развился, но появился вновь ветер с гор.

В утренние часы 21/VIII слой со слабыми скоростями восточного ветра занимал высоту до 1 км и дальше переходил в западный поток. Облачность утром отсутствовала, днем отмечены кучевые облака 1—2 балла. Таким образом, в этот день, как и в предыдущие дни, создались благоприятные условия для развития долинного ветра. Днем снова от земли до 500 м появился западный поток. Таким образом, в течение всех четырех дней, несмотря на благоприятные условия, начавшийся развиваться в утренние часы долинный ветер сменялся днем потоком воздуха с гор.

Судя по наземным наблюдениям, появление в дневные часы ветра с гор наблюдалось в августе 1940 г. неоднократно. Появление западных ветров обычно началось с 8—9 час.

Очевидно, в этом случае мы имеем бесспорный пример появления аномальных долинных ветров. Эти аномальные долинны ветры развиваются в верхних частях некоторых долин близ горных перевалов, обратные нормальной долинной циркуляции, т. е. направленные днем вниз от перевала. В заграничных работах такого рода аномальные долинны ветры отмечены были в Альпах у перевала Маложа [2] и в ряде других мест.

Для наших районов появление такого рода ветров можно объяснить следующим образом: долина Азау оканчивается на расстоянии 2—3 км горным перевалом высотой около 4 км, с другой стороны к перевалу подходят три почти сливающиеся мощные долины, круто спускающиеся примерно на запад. Очевидно в этих долинах существует более мощная циркуляционная система между равниной и горами. Воздух с этих долин, более круто поднимающийся вверх, дойдя до перевала, начинает опускаться по более пологой долине Азау — Баксана и захватывает ее верхнюю часть этим течением. Можно дать следующую схему образования аномального долинного ветра в наших условиях (рис. 3). Здесь аномальный долинный ветер дан в виде клинообразного вторжения холодного воздуха с противоположной стороны перевала. К сожалению, в нашем распоряжении не имелось материалов хотя бы метеорологических наблюдений в противоположной долине. Не представлялось возможным получить и наблюдений метеостанций Тегенекли и

корости ветра в долине Азау

ота, км										
0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,25	1,5	1,75	2,0	2,5	3,0
263 2	208 2	178 4	201 4	222 4	231 7	237 12	229 12	—	—	—
280 4	275 5	268 6	264 5	244 4	226 7	228 7	223 8	—	—	—
136 1	200 1	285 0,5	268 3	283 4	215 5	207 7	204 10	205 11	—	—
231 3	217 3	225 4	221 4	208 4	201 3	219 3	—	—	—	—
303 6	292 5	280 5	280 4	301 2	187 2	180 2	193 9	193 11	200 15	—
281 3	280 3	271 3	275 4	253 3	257 3	238 4	217 5	209 6	227 10	228 13
224 1	231 1	— 0	— 0	181 1	223 2	188 4	195 5	206 8	220 12	—
54 0,5	40 1	25 1	25 0,5	17 1	290 2	215 2	200 6	194 12	199 14	—
335 6	15 3	27 4	330 3	298 2	261 3	112 1	124 5	186 6	210 16	212 16
296 5	280 4	250 2	182 1	286 3	228 3	194 5	223 8	201 9	210 13	207 14

Баксан, расположенных ниже по долине Баксана, чтобы проследить расстояние, на котором оканчивается в дневные часы поток воздуха с гор. Высказанные нами соображения нуждаются в проверке по материалам метеорологических и аэрологических наблюдений.

В долине Терскола 22/VIII была проведена серия базисных шаропилотных наблюдений в светлое время суток с 7 до 18 час.

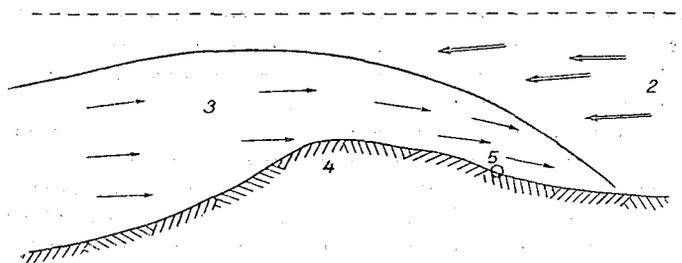


Рис. 3. Схема вертикального разреза аномального долинного ветра в долине Азау.

1 — хребет, 2 — долинный ветер, 3 — аномальный долинный ветер, 4 — перевал, 5 — пункт наблюдений.

База имела длину 444,5 м с превышением второго пункта на 84 м. Ввиду узости долины база была взята не перпендикулярно оси долины, а под углом к ней с азимутом в 132° . За день было выпущено девять шаров-пилотов и один радиозонд. Результаты наблюдений даны в табл. 3.

Утром ветер с гор был только у самой земли, к 8 час. он несколько усилился и захватил слой около 100 м. Долинный ветер в 7 час. был в зоне 50—400 м со слабыми скоростями, близкими к штилю. Через час долинный поток исчез, и наблюдался ветер также очень слабых скоростей с боков долины. К 10 час. долинный ветер развился от земли до высоты 600 м, выше появился поток с боков долины; антидолинного ветра не наблюдалось. Аналогичная картина была в 11 час., однако началось снижение высоты слоя долинного ветра с 600 до 500 м.

К 12 час. ветер с долины прекратился. В зоне до 200 м отмечен штиль, у земли — слабый ветер с боковых склонов. С 16 до 18 час. на всех высотах в долине отмечены западные ветры. По наземным наблюдениям в этот период и в долине Азау отмечены те же западные ветры. Сравнительно невысокие боковые склоны долины Терскола не смогли обеспечить сохранение микроциркуляции воздуха, и основной поток из долины Азау — Баксана стал преобладающим и в до-

Время, час. мин.	Облачность	В							
		0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
07 00	0/0	СВ 3,5	146 0,5	152 1	154 1	— 0	— 0	320 1	250 0
07 45	0/0	ВСВ 1,5	25 1	10 0,5	243 1	250 0,5	263 1	280 0,5	— 0
10 09	0/0	ЮВ 2,2	104 4	121 3	139 2	143 2	128 2	108 1	153 1
11 08	0/0	ВЮВ 2,2	118 4	128 3	150 2	131 2	160 1	152 1	223 1
11 58	0/0 Сп	ВСВ 2,0	— 0	— 0	— 0	— 0	276 3	256 2	242 1
12 58	0/0 Сп	3 2,7	265 6	276 4	283 8	295 4	291 4	283 4	279 4
14 12	0/0 Сп	3 2,5	287 2	308 3	326 4	328 5	295 3	274 2	274 2
15 10	1/1 Сп	—	—	—	—	—	—	—	—
16 58	0/0 Сп	ВЮВ 1,7	139 3	137 3	132 4	138 3	148 3	183 2	207 1
17 55	1/1 Ст	ЮЮЗ 1,25	141 3	136 3	129 3	152 1	125 1	146 2	176 2

лине Терскола. С 16 час. снова появляется хорошо развитый долинный ветер в слое 500—600 м, сохранивший свое направление и в 18 час. По наземным наблюдениям в эти сроки появился долинный ветер и в долине Азау — Баксана.

В течение всего дня ветры западного и юго-западного направлений наблюдались на высотах от 1 до 1,5 км. Таким образом 22/VIII, несмотря на благоприятные условия в сравнительно мелкой боковой долине, какой является долина Терскола, местная циркуляция, т. е. долинный ветер, была отмечена только в период с 10 до 12 и от 16 до 18 час. В дневные часы, очевидно, преобладающим оказалось влияние циркуляции больших размеров — в данном случае циркуляции долины Азау — Баксана с ее аномальными долинными ветрами, которая и нарушила местную циркуляцию в долине Терскола.

В заключение разбора долинного ветра 22/VIII можно отметить, что некоторые выводы, сделанные Е. С. Селезневой для структуры долинного ветра, подтверждаются и нашими наблюдениями. Скорость долинного ветра уменьшается с высотой; при нарушенной долинной циркуляции у нас в период 13—16 час. скорость ветра также убывает, но до высоты не 1,5 км, а только до 1 км, что, очевидно, связано с меньшими высотами боковых склонов. Высота развития долинного ветра достигает 500—600 м, т. е. весьма близка к тем высотам, которые приведены в графике для верхней границы дневного долинного ветра в работе Е. С. Селезневой. У нас также отмечается убывание скорости ветра с высотой до уровня боковых склонов примерно до 1,0—1,5 км над уровнем долины. Наибольшее убывание скоростей ветра с высотой до уровня боковых склонов отмечено также в дневные часы. Переход от ночной к дневной циркуляции и обратно связан с ослаблением скорости ветра временами до штиля.

Вторая серия шаропилотных наблюдений была проведена на Ледовом лагере. Ледовый лагерь был расположен на высоте около 3900 м на южном пологом склоне Эльбруса. С северной половины горизонта Ледового лагеря лежат вечные фирновые снега склонов Эльбруса. С юга местность более круто обрывается к долинам рек Азау и Терскола и представляет весьма сложное сочетание глубоких долин с мощными изрезанными горными хребтами. В августе 1940 г. на Ледовом лагере проходит граница между снеговыми полями Эльбруса и открытой почвой.

Задача наших наблюдений заключалась в выяснении особенностей циркуляции воздуха в данном районе, в частности выяснить вопрос о развитии и строении ледникового ветра.

Ледниковый ветер

Исследований ледникового ветра немного, из них основное принадлежит А. Х. Хргиану [3]. На основании наземных и аэрологических наблюдений А. Х. Хргиан дал сравнительно подробную характеристику ледникового ветра в Цей-

ветра 22/VIII 1940 г. в долине Терскола

сота, км										
0,7	0,8	1,0	1,25	1,5	1,75	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
— 0	93 1	2 1	326 1	278 1	228 4	208 7	208 9	210 9	217 9	230 10
97 1	92 1	75 0,5	306 2	230 1	202 3	205 7	207 12	207 12	210 11	216 9
266 2	253 2	220 2	251 2	250 3	228 5	213 8	210 11	210 11	218 10	217 8
238 1	278 1	280 2	223 1	212 3	—	211 6	191 10	210 12	214 13	220 13
237 1	220 1	208 2	186 3	213 5	214 6	217 7	223 8	220 8	221 12	224 13
254 3	236 2	285 2	228 3	253 4	237 7	175 5	220 11	221 10	224 10	224 10
266 3	258 3	250 3	246 3	250 3	255 4	246 4	229 7	220 9	218 11	—
—	—	—	234 7	226 7	218 7	226 8	237 8	237 8	236 10	233 12
267 2	273 4	267 4	264 2	211 3	193 4	216 3	231 5	213 7	223 9	225 9
218 2	278 1	264 3	233 2	207 3	218 3	222 4	212 5	210 7	230 9	—

ской долине. Следует отметить, что Цейская долина со спускающимся в нее ледником как бы изолирована от внешнего мира высокими горными хребтами и поэтому ветры, дующие над Кавказским хребтом, почти не проникали в ущелье. Наш пункт наблюдений лежал на ровном склоне, открытом для ветров всех направлений. Поэтому на Ледовом лагере необходимо ожидать наряду с ледниковыми ветрами также и другие ветры как местной, так и общей циркуляции. Шаропилотные наблюдения проводились с 9 по 11/VIII. За этот период было сделано 34 базисных шаропилотных наблюдения. База имела длину 449,8 м, азимут базы был 96°, т. е. она была перпендикулярна к направлению ледниковых ветров. Отметка базы над уровнем моря была 3900 м.

Следует отметить, что на столь значительной высоте базисные наблюдения за шарами-пилотами проводились впервые в мире.

В наших условиях ветры северной четверти горизонта — северный, северо-восточный и северо-западный могут быть отнесены к ледниковым ветрам. На Ледовом лагере, помимо ледникового ветра, могут наблюдаться и другие местные циркуляции, например ветры горных склонов. Направление ветров горных склонов в ночное время, а также утром и вечером может совпадать с направлением ледникового ветра и тем самым вносить значительные изменения в его структуру. Только в дневные часы ледниковый ветер может наблюдаться как самостоятельный поток воздуха, поэтому далее рассмотрим результаты шаропилотных наблюдений за время от 9 до 19 час. Из трех дней наблюдений ледниковый ветер более или менее отчетливо был выражен только 9 и 10/VIII (табл. 4).

Таблица 4

Направление и скорость ледникового ветра 9 и 10/VIII 1940 г.

Дата	Время, час. мин.	Высота, м						
		2	50	100	150	200	250	300
9/VIII	13 00	45 1	51 1	319 0,5	337 1	32 1	37 1	45 1
	14 00	45 1	20 1	18 2	32 2	50 3	—	—
	16 20	45 1	—	—	—	—	—	—
	17 30	360 1	290 1	310 1	340 1	15 0,5	32 0,5	332 1
	18 45	360 1	300 0,5	—	—	—	—	—
10/VIII	11 00	347 2	58 2	—	—	—	—	—
	12 00	45 2	—	—	—	—	—	—
	13 00	347 2	351 2	45 2	—	—	—	—

В табл. 4 приведено распределение скорости и направления ледникового ветра. За основную характеристику ледникового ветра мы взяли его направление. Поэтому наличие в дневные часы потока воздуха с ледников служит указанием на развитие ледникового ветра. Сравнительно большая площадь, занятая снежными полями, охватывающая почти всю северную половину горизонта, вызывает неустойчивость направления ледникового ветра. По данным как наземных, так и аэрологических наблюдений отличаются большие колебания в направлении потока с ледника. Следует отметить малые скорости ледникового ветра в дневные часы всего в пределах 1—2 м/сек., причем в большинстве случаев наблюдается уменьшение скорости с высотой. Высота распространения ледникового ветра невелика, она составляла 9/VIII по наблюдениям в 13 и 17 час. 30 мин. 300 м. с очень резкими

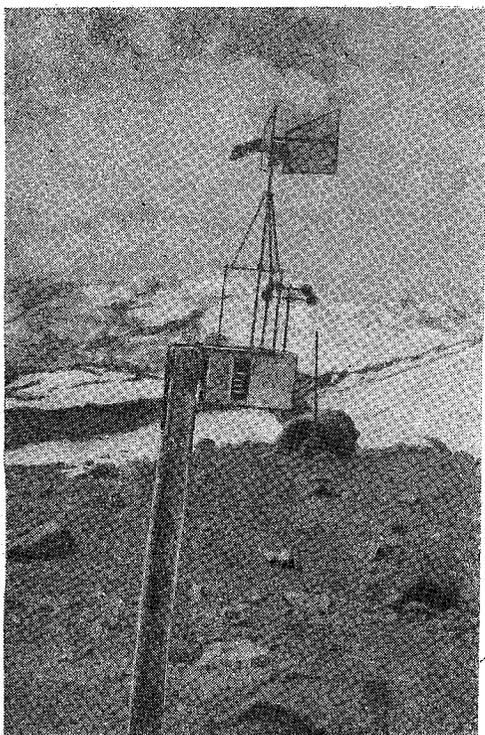


Рис. 4.

колебаниями, опускаясь до 50 м. Продолжительность ледникового ветра 9/VIII была с 13 до 19 час., причем к 19 час. высота его снизилась до 50 м. Дальнейших наблюдений в этот день не было, поэтому проследить картину его развития ночью не представилось возможным. На следующий день 10/VIII ледниковый ветер наблюдался от 10 до 13 час., максимальная высота была в 13 час. и составляла 100 м, в 12 час. ледниковый ветер наблюдался только у самой земли очень тонким слоем. Между 13 и 14 час. ветер прекратился. Скорость ледникового ветра в этот день была как у земли, так и на высотах 2 м/сек. 11/VIII ледниковый ветер наблюдался в дневные часы только у самой земной поверхности, уже с высоты 50 м присутствие его обнаружено не было.

На Ледовом лагере с 10 по 26/VIII проводились также наземные метеорологические наблюдения. Регистрация скорости, направления и порывистости ветра проводилась анеморумбографом Молчанова. Общий вид прибора дан на рис. 4. На этих же фотографиях хорошо виден окружающий рельеф: на севере двуглавая вершина Эльбруса и снежные поля, на востоке отдельные горные хребты, частично покрытые снегом. В этот же пе-

риод работали самописцы температуры и влажности воздуха. Контрольные отсчеты проводились по аспирационному психрометру и ручному анемометру. К сожалению, ленты анеморумбографа и результаты обработки порывистости ветра оказались утерянными, сохранились только отдельные записи. По данным обработки лент анеморумбографа получается, что очень редко в течение всего дня наблюдается у земли ледниковый ветер. Такие дни были 20 и отчасти 24 и 25/VIII.

В работе А. Х. Хргиана дано подробное исследование термического поля ледникового ветра как важнейшего фактора для оценки влияния ледникового ветра на таяние льда и снега и на тепловой баланс ледника. По записям термографа заметно изменение температуры воздуха при появлении или прекращении ледникового ветра. Например, 10/VIII появление ледникового ветра с 11 до 13 час. отразилось на температуре воздуха. Эти данные приведены в табл. 5.

Таким образом, при появлении ледникового ветра температура воздуха заметно понижается, при прекращении возрастает (в нашем случае почти на 3°). Относительная влажность увеличивается на 10—15% при появлении ледникового ветра и уменьшается при его прекращении. На рис. 5 приведен суточный ход скорости

ветра, температуры и влажности воздуха за 20/VIII, когда в течение всего дня, судя по направлению ветра у земли, наблюдался ледниковый ветер. Скорость ветра достигла максимума 10 м/сек. в 2—4 часа и резко уменьшилась после восхода солнца, днем ветер был почти постоянным по скорости в пределах 3—4 м/сек.;

Таблица 5

Метеоэлементы	Часы				
	10	11	12	13	14
Температура . . .	5,8	5,3	4,2	5,0	8,3
Влажность в % . .	35	46	52	50	42
Ветер	ЮВ	ССЗ	ССВ	ССВ	ЮЮВ

после захода солнца скорость ветра снова стала увеличиваться. Для других дней с ледниковым ветром скорости ветра у земли ночью не достигали таких больших значений, но всегда наблюдалось усиление ветра.

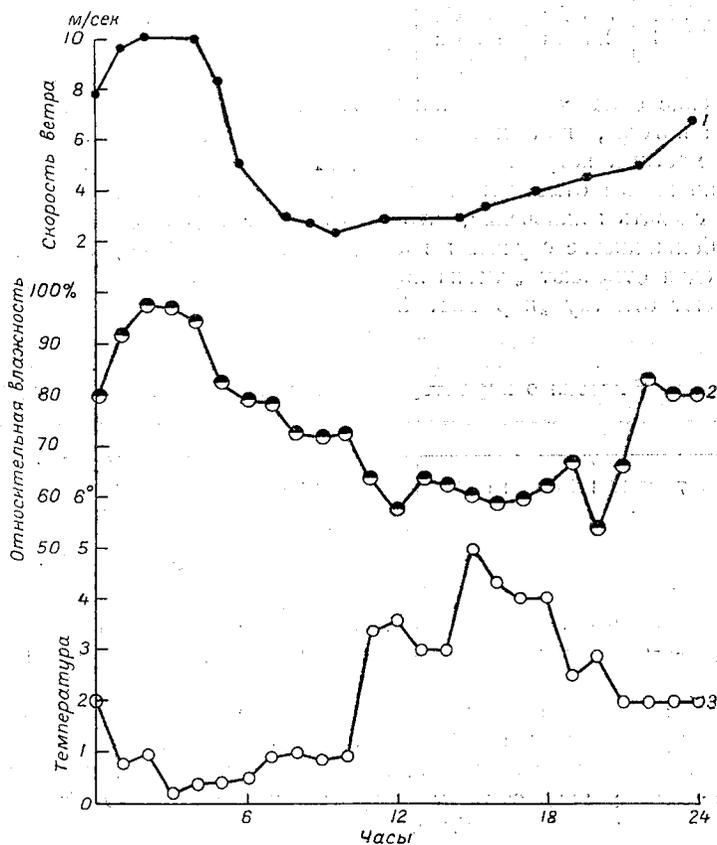


Рис. 5. Суточный ход скорости ветра, температуры, влажности воздуха на ледовом лагере 20/VIII 1940 г.

Температура воздуха имеет сравнительно небольшой суточный ход, ночью она держится около 1°, только в 10 час. отмечается повышение температуры воздуха с максимумом около 5° в 15 час. Следует отметить повышение температуры воздуха в 20 час., приведенное на рис. 5. По наблюдениям на Ледовом лагере под-

тверждается отмеченное А. Х. Хргианом временное повышение температуры воздуха между 19 и 21 час. В наших условиях это кратковременное повышение температуры наблюдалось почти ежедневно между 19 и 22 час. на величины от 0,2 до 1°, причем это повышение температуры наблюдалось независимо от того, была облачность или она отсутствовала.

Относительная влажность при ледниковом ветре ночью достигает 90—100%, днем уменьшается до 60%, в то время как при ветрах южной четверти величина относительной влажности днем понижается до 30—40%.

Для характеристики состояния облачности в разобранные нами дни 9—11 и 20/VIII приведем результаты наблюдений на „Приюте девяти“ (табл. 6).

Таблица 6

Облачность на „Приюте девяти“

Дата	Часы				
	7	10	13	16	19
9/VIII	0/0	0/0	4/4 Cu	7/7 Cu	2/2 Cu
10/VIII	0/0	0/0	0/0	1/1 Cu	1/1 Cu
11/VIII	5/0 Ac	1/1 Cu	9/5 Ac, Cu	4/2 Ac, Cu	5/2 Cu
20/VIII	1/1 Cu	1/1 Cu	2/2 Cu	7/7 Cu, Frcu	1/1 Frcu, Ac

Распределение облачности очевидно было типичным для устойчивой антициклонального типа погоды, при которой создаются наиболее благоприятные условия для развития местных ветров.

По сохранившимся отметкам словесной характеристики структуры ледникового ветра можно сделать заключение, что он отличается очень малой порывистостью (табл. 7). В большинстве случаев в наблюдениях указывается, что ветер „ровный“, и только изредка отмечают „слегка порывистый“, в то время, когда ветры с долины почти все имеют отметку „порывистый“.

Таблица 7

Отметки о характере ветра на Ледовом лагере

Дата	Часы				
	7	10	13	16	19
15/VIII	СЗ 3,1 ровный	СЗ 1,3 ровный	СЗ 3,6 слегка порывистый	ЗСЗ 2,9 ровный	СЗ 1,8 ровный
18/VIII	ЮЗ 4,1 порывистый	З 9,9 порывистый	ЮЗ 7,6 порывистый	ЮЗ 7,8 порывистый	ЮЗ 6,8 порывистый

По записям анеморумбографа Молчанова даже в дневные часы, несмотря на значительные скорости, также отмечалась очень малая порывистость или отсутствие таковой при ветрах с ледников. Ровная, гладкая поверхность снежных полей с наличием, очевидно, инверсии температуры в нижнем слое создавала поток воздуха с очень малой турбулентностью.

Ледниковый ветер должен характеризоваться общим нисходящим движением. Для определения величины этих нисходящих движений можно использовать вертикальные скорости шаров-пилотов, определяемые довольно точно при помощи базисных наблюдений. В своей работе [4] автор пытался определить величину нисходящего движения по разности наблюдаемой и табличной вертикальных скоростей шара-пилота. В нисходящем потоке воздуха с малой турбулентностью шар-пилот, с одной стороны, перемещается вверх со скоростью, не меньшей теорети-

ческой относительно частичек опускающегося воздуха, и, с другой, — вместе с воздухом опускается вниз. Разность этих скоростей может дать скорость опускания воздуха, т. е.

$$v_{н. д.} = w_6 - w_T,$$

где $v_{н. д.}$ — скорость нисходящих движений, w_T — табличное значение вертикальной скорости шара-пилота, w_6 — вертикальная скорость по базисным наблюдениям. Базисные шаропилотные наблюдения при ветрах с ледников имеются только в утренние и вечерние сроки.

Для всех приведенных случаев, указанных в табл. 8, наблюдаются значительные отрицательные отклонения вертикальной скорости шара-пилота. Если исходить из выдвинутого нами положения, то потоки воздуха с полей ледников имеют в среднем величину опускания около 20—30 м/мин., т. е. 35—50 см/сек., а в отдельных случаях величина скорости опускания потока с ледника может доходить до 1,5—1,6 м/сек.

Таблица 8

Отклонения вертикальной скорости шаров-пилотов на Ледовом лагере при ветрах с ледников

Дата	Время, час. мин.	w_T	Высота шара (H в м)					Облачность
			Разность скоростей $w_6 - w_T$ в м/мин.					
9/VIII	06 58	159	342	581	1034	—	—	0/0
			12	-39	-8	—	—	
	08 15	160	263	532	701	—	—	0/0
			-28	-26	9	—	—	
	18 40	125	37	89	376	756	894	5/5 St, Cu
			-102	-35	39	-12	-1	
10/VIII	06 30	128	269	381	504	610	—	0/0
			7	-16	-5	-22	—	
	07 34	129	147	274	387	498	591	0/0
			18	-2	-16	-16	-36	
	18 43	151	63	125	—	—	—	1/1 Cu
			-25	-27	—	—	—	
11/VIII	05 23	127	20	45	125	245	369	
			-87	-77	-47	-7	-3	
	06 15	147	69	125	227	380	—	4/1 Ac, Cu
			-9	-35	-45	6	—	

Имеющихся материалов наблюдений, особенно шаропилотных, недостаточно, чтобы сделать какие-либо окончательные обобщающие выводы по строению ледникового ветра, но некоторые предварительные заключения сделать возможно.

Условия развития ледникового ветра на Ледовом лагере несколько отличаются от условий на Цейском леднике.

На ровной с небольшим уклоном поверхности снежного поля, занимающей почти половину горизонта, ледниковый ветер не имеет такого постоянного направления как в Цейской долине. Благодаря соседству снежных полей со свободными от снега склонами гор на Ледовом лагере в дневные часы часто наблюдается у земли ветер горных склонов, оттесняющий поток с ледников. Скорости ледникового ветра днем небольшие, доходящие у земли до 3 м/сек., ночью скорость его у земли значительно возрастает. С высотой скорость, как правило, уменьшается. Высота слоя ледникового ветра в дневные часы может доходить до 300 м, с очень резкими колебаниями ее за относительно короткие промежутки времени. Поток

воздуха со снежных полей ровный, без больших порывов. Величина нисходящих движений в утренние и вечерние часы в августе может составлять 35—50 см/сек., а в отдельных случаях доходит до 1,5—1,6 м/сек. Ледниковый ветер понижает температуру воздуха на Ледовом лагере на 2—3° и увеличивает относительную влажность на 10—15%. Суточный ход температуры воздуха и относительной влажности получается более сглаженным по сравнению с ходом температуры при наличии ветра горных склонов. Повидимому, ледниковый ветер имеет вид клина подобного вторжению холодного воздуха. Днем при наличии ветров со склонов этот клин холодного воздуха может отступать или рассеиваться.

Ветер горных склонов на Ледовом лагере

Наряду с ледниковыми ветрами на Ледовом лагере в августе наблюдались и ветры горных склонов. Здесь нет резко выраженной долины, а имеется относительно обширный горный склон, круто опускающийся на юге и юго-востоке к долинам Азау и Терскола. Примерно в средней части этого склона в августе проходит граница снежных полей и субальпийских лугов. Такой характер склонов, по нашему мнению, способен вызвать местную циркуляцию воздуха. Эти ветры мы будем называть „ветрами горных склонов“. Днем их направление должно быть вверх по склону, ночью — вниз.

Приведенные в табл. 9 отметки облачности указывают на вполне благоприятные условия для развития местной циркуляции 9 и 10/VIII 1940 г. на Ледовом лагере.

Утром 9/VIII отмечен до высоты 1,75 км поток воздуха с гор, т. е. примерно до 5,6 км над уровнем моря, с максимумом скорости ветра на высоте 800—900 м, с 2,5 км устанавливался ветер юго-западного направления. В данном случае ветер с гор был отмечен в слое выше уровня горных хребтов (высота Эльбруса, как известно, 5,6 км). Переходный слой с резким левым поворотом ветра занимал зону с 1,75 до 2,5 км. Можно считать, что градиентный ветер в этот период устанавливался с высоты почти 6,4 км от уровня моря или 2,5 км от уровня Ледового лагеря.

Шар-пилот, выпущенный в 8 час. 15 мин., отметил в нижнем слое 300 м появление ветра горных склонов со скоростью 1 м/сек.; к 11 час. этот ветер развился до высоты 800 м.

Во всех случаях ветер горных склонов непосредственно переходит в градиентный ветер, в большей части случаев при правом повороте. Скорости ветра в слое 600—800 м сравнительно невелики, но в дальнейшем начинается быстрый рост скорости и переход в градиентный ветер. По данным наших наблюдений, над слоем ветра горных склонов нет обратного потока, характерного для всякой хорошо развитой местной циркуляции, не отмечены также переходные слои. Очевидно, хорошо развитые местные ветры, в том числе и ветры горных склонов, со сменой циркуляции на высоте на обратную могут наблюдаться в тех случаях, когда обратный поток значительно ниже общей высоты горных хребтов. В наших условиях, приняв среднюю высоту кавказских хребтов в 4,5 и местами 5,1 км, считаем что уже в 500—600 м над плато влияние гор прекращается. Поток общей циркуляции, обладающий относительно большими скоростями, уничтожает слабый обратный поток ветра горных склонов. Поэтому строение ветра горных склонов, как одного из видов местной циркуляции на Ледовом лагере, несколько иное, чем в пунктах более низких над уровнем моря, как, например, в Терсколе и др. Большая абсолютная высота пункта наблюдений и небольшая относительная высота окружающих горных хребтов ограничивают развитие местной циркуляции небольшим слоем, а выше сглаживается ветрами общей циркуляции. В этих условиях может наблюдаться в лучшем случае только нижняя ветвь местной циркуляции, промежуточные слои и поток обратный приземному обычно отсутствуют. Поэтому схемы местных ветров необходимо применять только с учетом высоты пункта и отметок окружающих горных хребтов.

Распределение направления и скорости ветра по высотам 9 и 10/VIII 1940 г. на Ледовом лагере

Дата	Время	Облачность	Высота, км																
			0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,25	1,50	1,76	2,0	2,5	3,0	3,5
9/VIII	06 58	0/0	22 1	40 2	38 2	30 2	70 1	48 5	43 7	45 8	43 9	40 9	31 7	30 7	37 6	346 3	212 4	221 7	213 14
9/VIII	08 15	0/0	90 1,7	102 1	101 1	100 1	76 3	54 5	38 6	32 7	32 7	35 9	35 7	52 6	48 7	60 4	190 3	206 6	210 11
9/VIII	10 55	0/0 Cu	—	111 1	100 1	95 2	82 2	101 2	116 3	122 3	118 3	72 3	74 4	90 5	104 1	137 2	172 7	198 7	215 11
9/VIII	11 30	1/1 Cu	145 4	147 4	149 4	170 3	176 2	178 2	161 2	152 2	150 2	87 2	79 3	98 6	—	139 2	175 7	198 8	202 11
9/VIII	12 15	2/2 Cu	—	85 2	78 3	85 3	95 4	123 2	135 2	141 2	144 3	142 3	120 3	112 3	173 3	—	—	—	—
9/VIII	13 05	4/4 Cu	22 2	345 1	345 1	51 1	—	0 178 1	154 3	137 5	164 5	185 4	152 2	168 3	190 6	173 7	187 7	198 10	222 12
9/VIII	14 04	6/6 Cu	22 1	14 2	51 3	76 3	117 3	121 3	128 3	142 4	139 6	138 6	—	—	—	—	—	—	—
9/VIII	16 19	6/6 Cu	45 1	102 4	140 2	153 2	164 3	131 3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9/VIII	17 30	5/5 St, Cu	270 1	289 1	16 1	342 1	160 2	169 2	178 3	178 3	172 3	159 3	155 3	186 5	184 5	187 10	208 10	221 11	228 14
9/VIII	18 40	5/5 St, Cu	225 0,5	205 0,5	191 0,5	217 1	300 0,5	10 0,5	82 1	132 2	138 3	128 4	138 4	180 6	196 8	196 8	215 10	228 9	—
10/VIII	05 24	0/0	360 1	152 2	171 2	153 1	110 1	192 1	230 1	215 2	201 4	197 7	186 9	188 9	201 11	218 7	199 7	200 14	206 10
10/VIII	06 30	0/0	—	0	132 2	270 0,5	205 2	198 3	198 4	210 4	181 4	173 7	180 8	183 10	186 12	200 12	230 4	198 10	224 10
10/VIII	07 34	0/0	—	112 3	136 4	150 2	130 1	130 1	167 2	182 4	177 6	168 7	175 9	176 11	178 12	192 13	219 15	192 19	208 15
10/VIII	10 55	0/0	338 2	77 2	140 2	162 2	173 1	176 2	172 3	157 4	161 6	160 5	182 4	168 9	168 9	—	—	—	—
10/VIII	11 55	0/0 Cu	45 2	94 2	96 2	118 1	195 1	159 1	158 3	150 4	148 4	158 3	152 6	155 11	162 8	181 8	183 14	197 16	207 16
10/VIII	13 09	0/0 Cu	338 2	203 2	125 2	122 2	136 3	148 4	145 4	149 5	152 6	158 6	161 7	160 9	179 12	185 12	187 14	195 16	210 17
10/VIII	14 08	0/0 Cu	158 2	136 5	142 8	148 7	154 7	158 6	161 5	164 4	166 4	172 5	168 7	162 9	185 10	195 12	193 13	212 15	225 13
10/VIII	15 05	0/0 Cu, Fcu	135 2	138 4	148 4	149 4	150 4	152 4	150 3	153 4	160 5	174 6	182 6	187 8	200 12	201 12	196 13	214 15	216 20
10/VIII	16 00	0/0 Cu	135 2	175 2	197 1	200 1	178 2	163 3	159 3	164 4	161 4	188 3	175 5	176 9	194 11	192 13	192 12	—	—
10/VIII	17 15	4/4 St	270 2	210 2	190 2	180 2	182 2	184 2	191 2	192 3	190 3	153 3	166 7	189 9	194 10	188 12	198 11	220 11	222 14
10/VIII	18 00	4/4 Cu, St	202 2	205 2	226 1	198 2	188 2	184 2	183 2	183 2	182 2	171 3	157 6	165 9	184 9	189 10	206 10	226 10	220 13
10/VIII	18 43	1/1 Cu	225 2	229 3	224 3	210 2	170 2	182 2	196 2	189 2	185 2	178 2	132 3	146 5	158 9	179 10	191 11	210 11	—

Суточный ход скорости ветра у земной поверхности и на высотах в высокогорных районах

В высокогорных районах наблюдается характерная особенность в суточном ходе скорости ветра как у земли, так и на высотах — значительное усиление скорости ветра ночью и ослабление ее днем.

Е. С. Селезневой по материалам наблюдений на „Приюте девяти“ (высота 4250 м) было отмечено, что максимум средней скорости ветра у земной поверхности на этой высоте приходится на ночные часы, а минимум на дневные. Результаты наших наземных наблюдений на Ледовом лагере подтверждают этот факт.

Приведенный на рис. 5 суточный ход скорости ветра у земной поверхности на Ледовом лагере за 20/VIII после некоторого сглаживания можно считать почти характерным для изучаемого нами высокогорного района в летний период.

В табл. 10 даны результаты шаропилотных наблюдений, проведенных в ночь на 24/VIII. Наблюдения проводились с одного пункта, поэтому скорости ветра и отчасти его направление на данной высоте можно считать ориентировочными.

Таблица 10

Направление и скорость ветра по высотам 23—24/VIII 1940 г. на Ледовом лагере

Время, час. мин.	Высота, км											
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,25	1,50
16 35	ЗЮЗ 3	225 4	198 4	202 4	199 4	203 4	205 4	205 4	208 3	212 3	225 4	242 6
22 45	ЗСЗ 6	235 10	248 9	243 10	231 11	226 12	227 13	230 13	229 14	230 16	230 18	—
23 55	ЗСЗ 8	233 12	246 9	240 9	238 9	226 9	226 9	225 10	225 12	231 13	228 15	227 16
01 10	ЗСЗ 6	243 8	238 6	232 8	222 12	218 10	219 9	214 7	215 9	218 10	223 12	230 12
02 10	3 6	233 9	225 9	221 9	214 10	214 9	222 8	223 10	223 10	223 11	236 15	231 10
03 23	3 5	224 10	217 9	207 7	211 6	—	—	—	—	—	—	—
04 20	3 3	222 8	211 8	210 8	217 7	218 7	221 7	224 8	224 8	219 9	216 10	225 8

В отличие от равнинных условий здесь мы имеем резкое усиление ночью скорости ветра во всем слое 1—1,5 км. Все проведенные нами наблюдения указывают, что в дневные часы скорости ветра в слое 800—1000 м над Ледовым лагем значительно меньше скоростей, которые должны наблюдаться на тех же высотах в свободной атмосфере. Вызвано это интенсивным развитием турбулентного обмена и местных ветров в данном слое.

Ночью, сразу после захода солнца, образуется над ледником приземная инверсия, турбулентный обмен уменьшается и скорости ветра усиливаются, особенно резко в самом нижнем 100-метровом слое. Скорости ветра испытывают некоторые колебания между отдельными наблюдениями, но в общем их величины остаются близкими к тем скоростям ветра, которые наблюдаются в свободной атмосфере на высоте 4—5 км.

Очевидно, в ночное время в высокогорных районах местная циркуляция или отсутствует или будет развита очень слабо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Селезнева Е. С. Местные периодические ветры в горах. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз. № 4—5, 1939.
2. Moll E. Ueber die Windverhältnisse des Engadins, speziell den Molojawind. Beitr. Phys. fr. Atm. 24, № 4, 1938.
3. Хргиан А. Х. Некоторые данные об аэрологической структуре ледникового ветра. Труды ЦАО, вып. 3, 1948.
4. Воронцов П. А. Нисходящие движения воздуха в районе Эльбруса. „Метеорология и гидрология“ № 2, 1941.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ПОПРАВОК К ПОКАЗАНИЯМ ВЛАЖНОСТИ САМОЛЕТНОГО МЕТЕОРОГРАФА

Для ряда вопросов, связанных с термодинамикой атмосферы и особенно с изучением облаков, очень важно знать фактический ход влажности как в атмосфере вообще, так и в зоне облаков особенно.

По обработке самолетных метеорограмм в большинстве случаев в облаках влажность получается значительно ниже 100%. Так например, автором [4] была получена средняя влажность в кучевых облаках 60—80%; примерно такие же значения приводят в своих работах Е. Г. Зак [1, 2] и ряд других авторов. При чем, чем ниже влажность окружающей облако среды, тем дальше от насыщения внутри облака. Между тем ясно, что влажность в облаках должна быть 100% или, во всяком случае, близкой к этой величине.

Занижение влажности метеорографом в облаках и завышение при выходе из облаков объясняется инерцией приемника влажности, благодаря которой прибор при малых выдержках не успевает принять соответствующую влажность.

Некоторое улучшение результатов зондирования можно получить введением поправок на инерцию гигроприемника, для чего нужно точное знание коэффициента инерции его. Это привело к необходимости возможно полнее изучить коэффициент инерции гигроприемника самолетного метеорографа [3, 4].

Из экспериментальных данных известно, что коэффициент инерции волосного гигроприемника не является величиной постоянной при всех условиях, а зависит от температуры и влажности, при которых он работает. Правда, в условиях облачных полетов в летние кучевые облака, т. е. при температуре выше 0° и влажности выше 50%, коэффициент инерции волоса принимается практически постоянным.

При определении коэффициента инерции прибора k мы исходим из формулы

$$df = \frac{1}{k} (F - f) d\tau,$$

где F — фактическая и f — показываемая прибором влажность, τ — время.

Отсюда получается

$$k = \frac{\tau}{\ln \frac{F - f_0}{F - f_\tau}}$$

Здесь τ — время, за которое влажность по прибору изменилась от значения f_0 до значения f_τ .

Из метеорограмм полета для гигроприемника метеорографа СМ-43 нами было получено значение коэффициента инерции $k = 55$ сек. и в лабораторных условиях для того же самого метеорографа в два раза больше, а именно $k = 90$ сек. при повышающейся и $k = 126$ сек. при понижающейся влажности [4].

Основной задачей дальнейшей работы, для решения которой и определялся коэффициент инерции, было найти способ определения фактической влажности в атмосфере по данным самолетного зондирования. Очевидно, дело сводится к введению поправок на инерцию, что можно сделать двумя способами. Первый способ — графический, подобный тому, который был разработан А. А. Шепелевским для введения поправок на инерцию термоприемника [5]. Исходную формулу $df = \frac{1}{k}(F - f) d\tau$ решаем относительно фактической влажности F , получаем

$F = f + k \frac{df}{d\tau}$, т. е. фактическая влажность F равна влажности, показанной прибором f плюс какая-то поправка на инерцию $k \frac{df}{d\tau}$. Эта поправка находится графически по записи влажности прибором и на графике же вводится к этой записи, давая кривую фактической влажности (рис. 1).

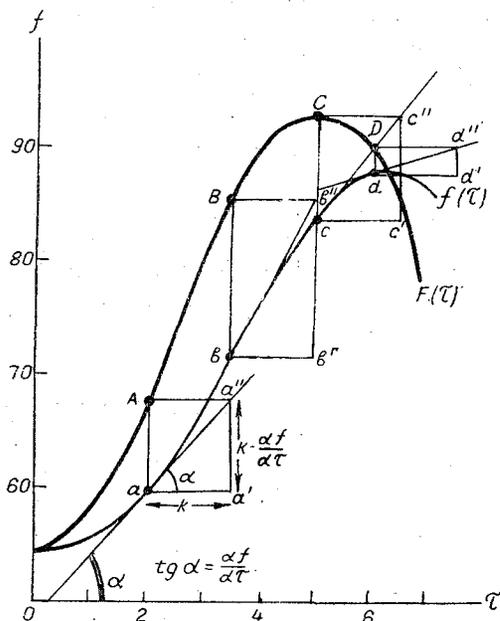


Рис. 1.

Действительно, пусть у нас имеется запись влажности прибором, имеющим коэффициент инерции k . В точках, влажность которых ищется, проводятся касательные к кривой. Затем от каждой точки параллельно горизонтальной оси откладывается прямая, равная по величине коэффициенту инерции k . К концу этой прямой восстанавливается перпендикуляр до пересечения с касательной. Величина этого перпендикуляра, как легко видеть, равна $k \text{tg } \alpha = k \frac{df}{d\tau}$, т. е. равна величине искомой поправки.

Эта поправка вводится к записанной прибором влажности простым параллельным переносом отрезка $a'a''$ в точку A и дает значение фактической влажности — точку A .

Таким образом, показанной метеорографом в точках a , b , c и других влажности будет соответствовать фактическая влажность среды, изображенная на рис. 1 точками A , B , C и дру-

гими, а ходу влажности на метеорограмме $f(\tau)$ будет соответствовать ход фактической влажности $F(\tau)$.

Этот метод довольно прост при плавном ходе влажности, но он ненадежен при резких изменениях ее и при тех мелких масштабах, в которых ведется запись влажности на метеорограмме.

Второй способ — вычисление по точкам. Для определения фактической влажности по этому способу мы пользовались формулой Е. С. Селезневой (3)

$$F = \frac{f_0 - f_\tau e^{-\tau/k}}{1 - e^{-\tau/k}}.$$

По этой формуле, кроме влажности, показанной прибором в два разные момента времени f_0 и f_τ и коэффициента инерции k , необходимо знать время τ , за которое влажность по прибору изменилась от f_0 до f_τ .

Вычисление при значениях k , полученных в лаборатории, т. е. при $k = 90$ сек. и $k = 126$ сек., дает слишком большой диапазон изменения влажности, т. е. слишком высокие значения ее в облаках и низкие вне облаков.

Отсюда видно, что значения k , полученные в лаборатории, нельзя применять для вычисления влажности в полете. В лаборатории коэффициент инерции опре-

делялся нами при длительной выдержке в среде с постоянной влажностью и главное без вентилятора, т. е. в условиях, совсем не сходных с условиями полета.

Чтобы окончательно установить значение коэффициента инерции для условий полета, пришлось снова обратиться к метеорограммам. Так как сильный разброс точек по ним мы объясняли ошибкой в снятии времени, то главное внимание было обращено на более точное снятие времени с метеорограммы. Для этой цели был вдвое ускорен ход часов барабана метеорографа, что давало более растянутую запись и, следовательно, уточняло снимаемые с метеорограммы величины.

К сожалению, по ряду независимых от нас причин таких полетов в облака было мало, и это заставило нас при работе в значительной степени пользоваться метеорограммами предыдущих лет.

Значения фактической влажности в отдельных случаях можно получить и не определяя коэффициента инерции, а непосредственно из метеорограммы, если взять несколько точек на записи влажности.

Возьмем, например, на записи влажности (рис. 2) точки 0, 1, 2. Найдем влажность в этих точках f_0 , f_1 , f_2 и время, за которое влажность изменилась от f_0 до f_1 и f_2 соответственно.

Тогда формулу для определения k можно написать

$$k = \frac{\tau_1}{\ln \frac{F-f_0}{F-f_1}} = \frac{\tau_2}{\ln \frac{F-f_0}{F-f_2}} = \frac{\tau_2 - \tau_1}{\ln \frac{F-f_1}{F-f_2}}$$

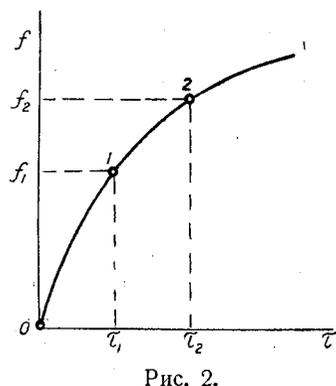


Рис. 2.

В этом случае уже можно определить фактическую влажность, не определяя коэффициента инерции, а оперируя лишь со снятыми с метеорограммы данными.

Из написанного выше уравнения получаем

$$\tau_1 \ln \frac{F-f_0}{F-f_2} = \tau_2 \ln \frac{F-f_0}{F-f_1}$$

или

$$\left(\frac{F-f_0}{F-f_2} \right)^{\tau_1} = \left(\frac{F-f_0}{F-f_1} \right)^{\tau_2},$$

далее

$$\left(\frac{F-f_0}{F-f_2} \right)^{\tau_1/\tau_2} = \frac{F-f_0}{F-f_1}$$

и окончательно

$$(F-f_1) - (F-f_0) \left(\frac{F-f_2}{F-f_0} \right)^{\tau_1/\tau_2} = 0,$$

откуда находим фактическую влажность F .

Решается это уравнение подбором значения F , при котором левая часть обращается в нуль. Если это значение не подбирается сразу, то его можно найти графически. Для этого строится график, по одной оси которого наносятся значения F , по другой — вся левая часть уравнения, которую для краткости обозначим λ . На этот график наносятся значения λ , полученные при различных значениях F . По точкам проводится кривая и то значение F , которое соответствует значению $\lambda = 0$ и будет искомой влажностью среды.

Такие расчеты были произведены для нескольких подъемов метеорографа СМ-43. Обработать таким образом удалось только выходы из облака, так как входы в облака были слишком кратковременными и на них нельзя было взять более двух точек, в то время как для вычисления нужно иметь не меньше трех точек.

По полученным значениям F и известным f_0 , f_1 , f_2 , τ_1 и τ_2 можно было вычислить коэффициент инерции для взятых случаев.

Эти вычисления дали значения коэффициента инерции в облачных полетах гораздо ниже лабораторных. Так, например, для метеорографа СМ-43 № 305 были получены следующие значения влажности среды F и соответствующие значения коэффициента инерции k .

F 84 74 80 75 72 78 73 81 40 62 56 90
 k 41 45 18 18 49 45 35 14 74 21 25 19

Полученные значения k колеблются в широких пределах — от 14 до 74 сек., что объясняется неточностью определения времени τ . Во всяком случае все приведенные значения k меньше, чем полученные в лаборатории.

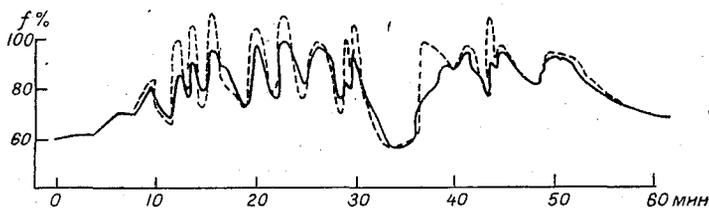


Рис. 3.
 Ход влажности: — по метеорограмме, после введения поправок на инерцию.

Причем значение $k = 74$ сек. можно исключить из рассмотрения как полученное при низкой влажности, когда значение коэффициента инерции волоса сильно возрастает.

Вероятно, на уменьшение коэффициента инерции в полете сказывается также и большая скорость потока, в котором находится прибор, в то время как в лабораторных определениях k она была незначительна.

В соответствии с этими новыми значениями коэффициента были пересчитаны кривые хода влажности для нескольких подъемов. Пример полученного таким образом хода фактической влажности приведен на рис. 3 (пунктирная линия). Здесь также иногда получались значения больше 100% , но таких случаев гораздо меньше и они не так резки как при расчетах с коэффициентом инерции, полученным в лаборатории.

На рис. 4 приведено распределение влажности по высоте для этого же подъема.

Из рис. 3 и 4 видно, что, во-первых, главным образом занижена влажность в облаках, где прибор находится лишь незначительное время. Для влажности же вне облаков поправка эта мала и можно считать, что там — при плавном ходе — влажность дается метеорографом достаточно точно. Во-вторых, отсюда видно, что воздух кучевого облака насыщен (или близок к насыщению) на всех уровнях от основания до вершины, и о низких влажностях в облаке не может быть и речи. В-третьих, при полетах в облаках, особенно в небольших кучевых, поправки доходят

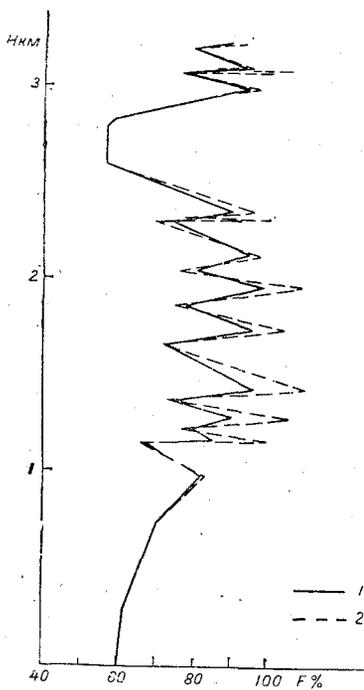


Рис. 4.
 1 — ход влажности, полученный по метеорографу, 2 — ход влажности с внесенными поправками.

до десятков процентов, и здесь учитывать инерцию совершенно необходимо.

Для правильного введения поправок на инерцию с метеорограммы нужно особенно точно снимать время, так как от него в сильной степени зависит окончательный результат.

Если например, у нас имеется два показания влажности: $f_0 = 70\%$ и $f_\tau = 80\%$, тогда если это изменение произошло за 20 сек., то для фактической влажности получаем значение 103% ; если — за 40 сек., то 88% , и если за 100 сек., то $80,5\%$, т. е. можно сказать, что прибор показал фактическую влажность.

Особенно сильно это сказывается при быстрых изменениях влажности, когда время очень мало. В этих случаях очень важно точно измерить его на метеорограмме и в этих именно случаях это особенно трудно, так как точки часто бывают больше, чем промежутки между ними, а иногда и сливаются в одну. Десятые доли миллиметра соответствуют нескольким секундам, а эти секунды решают дело.

Или еще пример. Пусть имеем два отсчета по прибору $f_0 = 60\%$ и $f_\tau = 70\%$, и пусть коэффициент инерции $k = 45$ сек. Тогда в зависимости от τ получаем следующие значения фактической влажности:

$\tau_{(мин)}$	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	∞
F_τ (%)	213	141	102	90	84	80,5	78	76,5	75	74,8	73,6	70

Из приводившейся уже формулы для коэффициента инерции получаем выражение

$$f_\tau = F - (F - f_0) e^{-\tau/k}$$

Отсюда показанная прибором влажность f_τ тем ближе к фактической влажности F , чем меньше второй член, т. е. чем больше τ/k . Это будет выполняться либо ($k = 0$), либо при длительном пребывании прибора в среде с данной влажностью ($\tau \gg k$).

Очевидно, особенно неблагоприятными являются условия при прохождении небольших облаков, где обычно имеют место очень быстрые изменения влажности среды, большие перепады ее и короткое время пребывания в среде с данной влажностью.

Расхождение между фактической и показываемой прибором влажностью будет тем больше, чем больше коэффициент инерции, и при регистрации периодически изменяющейся влажности прибор будет показывать эти изменения с заниженной амплитудой и со сдвинутой фазой.

Из сдвига фаз вытекает временами даже противоположный ход между фактической и показываемой прибором влажностью. На рис. 5 показан пример влияния коэффициента инерции на запись прибора. Здесь мы задавали определенный характер изменения фактической влажности по времени в виде периодического колебания, математически выражаемого формулой Бесселя

$$y = a_0 + a_1 \sin(A + x) + \dots$$

Мы ограничились только первыми членами гармонического ряда. Здесь a_0 — среднее значение величины y , a_1 — амплитуда колебания, A — начальная фаза колебания, x — угловое значение, равное $\frac{2\pi}{T} \tau$, T — период колебания.

Для взятого нами случая изменения фактической влажности по времени формула имела вид

$$F(\tau) = 75 + 20,4 \sin\left(360 + \frac{2\pi}{T} \tau\right).$$

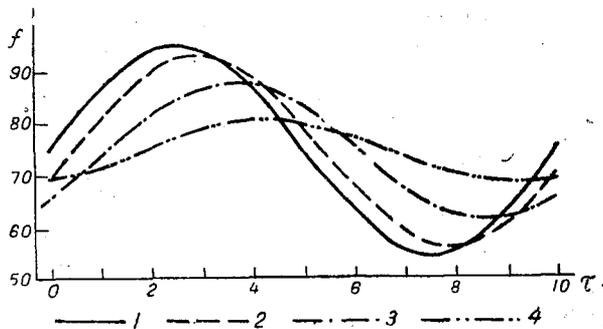


Рис. 5.

На рис. 5 этот ход фактической влажности изображен кривой 1, кривая 2 дает влажность, записанную прибором с коэффициентом инерции $k = 40$ сек., который брался нами при расчетах поправок на рис. 3 и 4. Кривая 3 получена при $k = 105$ сек. (среднее из полученных в лаборатории значений) и кривая 4 — при $k = 300$ сек. Формула для кривых записи принимает вид:

$$\text{кривая 2 } F(\tau) = 75 + 18,9 \sin \left(345,2 + \frac{2\pi}{T} \tau \right),$$

$$\text{кривая 3 } F(\tau) = 75 + 13,7 \sin \left(320,7 + \frac{2\pi}{T} \tau \right),$$

$$\text{кривая 4 } F(\tau) = 75 + 6,3 \sin \left(296,7 + \frac{2\pi}{T} \tau \right).$$

Уменьшение амплитуды, сдвиг фазы, а также зависимость их от коэффициента инерции хорошо видны.

Однако характер изменения f зависит не только от коэффициента инерции прибора, но и от характера изменения фактической влажности — при очень быстрых изменениях влажности приемник может их и вовсе не записать.

Отсюда вывод, что метеорографы для исследования облаков должны иметь ускоренный ход часов барабана, чтобы как можно точнее снимать время, и безусловно необходим электрический контакт на фиксированное перо, так как из-за сдвига фаз максимумы и минимумы могут вовсе не соответствовать максимумам и минимумам фактической влажности, т. е. моментам входа в облака и выхода из них.

В заключение следует отметить, что наша задача была несколько облегчена тем, что все наши полеты происходили при условиях, для которых коэффициент инерции можно считать постоянным. Однако очень часто полеты протекают в других условиях, например при отрицательных температурах и при больших скоростях самолета.

Учет поправок на инерцию носит тогда более сложный характер из-за непостоянства коэффициента инерции, но тем не менее это не должно служить препятствием к их введению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заки Е. Г. Характеристика фронтальной облачности по данным самолетных подъемов. „Метеорология и гидрология“ № 8, 1937.
2. Заки Е. Г. Характеристика внутримассовой инверсионной облачности по материалам самолетных подъемов. „Метеорология и гидрология“ № 5, 1938.
3. Селезнева Е. С. О точности измерения влажности самолетным метеорографом. „Метеорология и гидрология“ № 1, 1950.
4. Честная И. И. Изменение температуры и влажности воздуха при переходе из кучевого облака в окружающую его атмосферу. Труды ГГО, вып. 24 (86), 1950.
5. Шелевский А. А. Точность определения температуры в свободной атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, серия 1, вып. 19, 1946.

О ТОЧНОСТИ МЕТОДА УРАВНОВЕШЕННЫХ ШАРОВ-ПИЛОТОВ

Как известно, метод уравновешенных шаров-пилотов применяется для изучения вертикальных токов и траекторий движения воздуха, обтекающего тот или иной вид рельефа на поверхности земли, и частично для исследования турбулентности атмосферы. Несмотря на ряд чрезвычайно интересных исследований, которые можно проводить этим методом, сведений в литературе о применении его имеется немного. Вызвано это, очевидно, сложностью обработки результатов наблюдений и слабой разработкой самого метода особенно в вопросах точности измерений.

Метод уравновешенных шаров-пилотов имеет целый ряд специфических особенностей по сравнению с обычным методом шаров-пилотов. Неучет этих особенностей может привести к серьезным ошибкам при измерениях и в выводах.

В работе автора [1], опубликованной еще в 1938 г., частично были исследованы некоторые вопросы точности измерений методом уравновешенных шаров-пилотов. В данной работе приведем дальнейшие разработки по точности этого метода применительно к задаче исследования структуры воздушных течений. Ниже рассмотрим ошибки наблюдений и обработки, возникающие вследствие:

- 1) диффузии водорода из шара,
- 2) разности температуры водорода в шаре и температуры воздуха, окружающего шар,
- 3) возмущений в движении шара,
- 4) инструментальных ошибок,
- 5) метода обработки,
- 6) прочих видов ошибок.

Ошибки от диффузии водорода

Вследствие диффузии водорода через оболочку подъемная сила шара уменьшается, что вызывает нарушение равновесия и шар перестает уже быть уравновешенным.

Потеря водорода, а следовательно и подъемной силы шара вследствие диффузии для оболочек № 20 или № 3 последних выпусков дана на рис. 1. Диффузия газа имеет хорошо выраженную зависимость от температуры воздуха, окружающего шар. Во время работы экспедиции температура воздуха иногда доходила до 35°, а температура водорода в шаре была еще выше. Если принять среднюю максимальную продолжительность наблюдений за 30 мин., то потеря подъемной силы шара получается 2 г. Так как большинство наблюдений продолжалось не более 10—15 мин., то уменьшение подъемной силы шара вследствие диффузии можно принять к концу 10—15 мин. в 1 г.

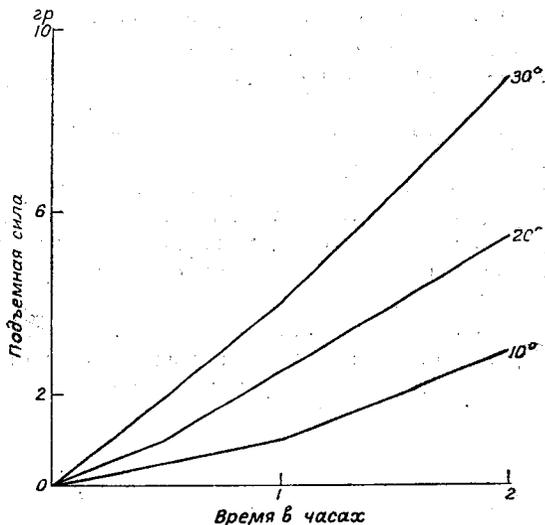


Рис. 1. Уменьшение подъемной силы шара-пилота вследствие диффузии. Три разные температуры воздуха.

Ошибки от разности температур водорода в шаре и воздуха, окружающего шар

Для того чтобы уравновешенный у земной поверхности шар находился в равновесии и на любой другой высоте, необходимо, чтобы температуры водорода в шаре и наружного воздуха были одинаковы или сохраняли постоянную разность. Приращение подъемной силы шара ΔA в зависимости от разности температур водорода и воздуха получается по формуле

$$\Delta A = v_0 \frac{\Delta T}{T},$$

где v_0 — начальный объем шара, ΔT — разность температур водорода в шаре и окружающего воздуха, T — абсолютная температура воздуха.

Как видно из уравнения, приращение подъемной силы шара будет пропорционально начальному объему шара и разности температур водорода и воздуха. Эта разность может создаваться вследствие более интенсивного нагревания солнечными лучами оболочки, а следовательно и водорода, находящегося в шаре, по сравнению с окружающим шаром воздухом, а также при подъеме или опускании шара ввиду больших различий в коэффициентах теплоемкости водорода и воздуха.

а) Перегрев водорода в шаре солнечными лучами. Лучи солнца, падая на оболочку шара-пилота, нагревают ее и водород, находящийся в шаре. В ясный штилевой день летом разность температур водорода в шаре и окружающего воздуха может доходить до $20-30^\circ$. При движении шара относительно воздуха эта разность значительно уменьшается. Но так как уравновешенный шар-пилот теоретически не имеет смещения относительно воздуха, различие в температурах сохраняется почти постоянным. Если в момент наблюдений облачность будет с большим количеством просветов и шар будет находиться то в тени от облака, то попадать на солнце, колебания температуры водорода будут находиться в пределах от 0 до $20-30^\circ$. Такие колебания температуры водорода при постоянной температуре воздуха вызовут изменение подъемной силы шара, и практически вместо уравновешенного шара будем иметь некоторую подъемную силу положительную или отрицательную.

Воздухоплователям известно как трудно удержать воздушный шар на одном уровне в свободном полете, если он попадает то на солнце, то в тень от облака. Учесть возможные изменения подъемной силы уравновешенного шара практически не представляется возможным. Единственным средством максимально возможного уменьшения такого рода изменений подъемной силы является тщательное уравновешивание шара. При наличии сплошной облачности нижнего и среднего ярусов это делается легко. При ясной безоблачной погоде уравновешивание необходимо делать обязательно на солнце в таком месте, где не было бы движения воздуха. При переменной облачности с наличием большого количества просветов уравновешивание делается на солнце, и выпуск шара необходимо сделать в такой момент, чтобы в течение примерно первых $10-15$ мин. шар все время был на солнце. При малом количестве просветов уравновешивание нужно делать, наоборот, в момент закрытия солнца облаками и выпускать шар в такие моменты, чтобы он больше находился в тени от облака. Ввиду небольшой продолжительности наблюдений за уравновешенными шарами, в среднем не более 10 мин., выбор таких моментов для выпуска шара не представляет больших трудностей. При наблюдениях необходимо отмечать моменты времени, когда шар попадал с тени на солнце или наоборот, что хорошо заметно в теодолит по изменению освещенности шара. Таким образом, учесть этого рода ошибку не представляется возможным, поскольку она не является систематической и необходимо добиваться ее уничтожения тщательным уравновешиванием и выбором благоприятных моментов для выпуска шара. В полевых условиях можно считать, что уравновешивание шара делается с точностью $\pm 1-2\%$.

б) Смещение шара по вертикали. Второй причиной, создающей разницу в температурах водорода в шаре и окружающего воздуха, является смещение шара по вертикали. Адиабатическое понижение температуры поднимающегося, но

недостигшего насыщения воздуха составляет около 1° на 100 м, а та же величина для водорода будет только $0,07^\circ$, т. е. можно считать, что температура водорода в шаре при поднятии или опускании остается постоянной. Следовательно, если шар поднимается, то температура водорода в шаре будет выше температуры окружающего воздуха, если опускается, то ниже.

Изменение подъемной силы шара ΔA вследствие получающейся разности температур ΔT можно написать в виде:

$$\Delta A = \frac{v_0}{T_c} \Delta T,$$

так как для нашего случая

$$\Delta T \approx 0,01 \Delta z,$$

то

$$\Delta A = 0,01 \frac{v_0}{T_c} \Delta z,$$

где Δz — изменение высоты в метрах, T_c — средняя температура слоя, v_0 — начальный объем.

Эти изменения подъемной силы сравнительно невелики при смещениях на 200—300 м и составляют 2—2,5 г. Но очень часто уравновешенные шары поднимаются или опускаются за короткое время на 600—800 м. В этом случае при больших градиентах температуры в атмосфере ΔT может достигать до 10° , а изменение подъемной силы для оболочки № 20 до 7—8 г. Таким образом, в этих случаях очень трудно сохранить для уравновешенного шара подъемную силу, равную нулю.

Возмущения в движении шара

В полете уравновешенные шары могут испытывать трудно учитываемые отдельные возмущения в своем движении. Эти возмущения вызываются, например, крат-

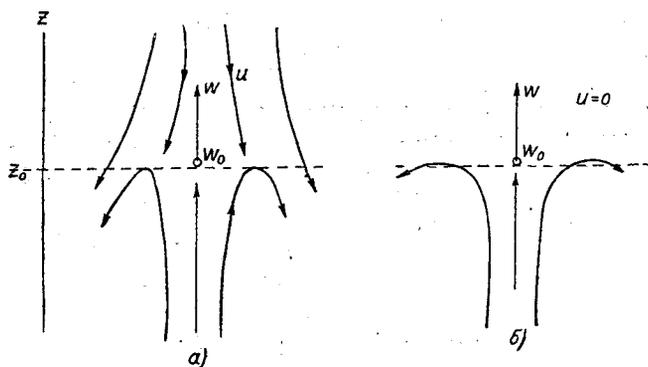


Рис. 2.

ковременными воздействиями мелких потоков воздуха, направленных под различными углами к направлению основного потока, быстрыми и кратковременными изменениями температуры водорода в шаре и т. п. В случаях таких возмущений уравновешенный шар в первые моменты будет иметь скорости подъема, отличные от скоростей потока воздуха, в котором он находится. Для выяснения точности метода эти перемещения необходимо подсчитать.

Для расчета возьмем случай, изображенный на рис. 2а. Шар, поднимавшийся вместе с восходящим потоком со скоростью w_0 с высоты z_0 , попал в нисходящий поток, имеющий постоянную скорость опускания u . Считая, что шар уравновешен,

можно написать уравнение вертикального движения шара в виде

$$m \frac{dw}{dt} = -R = -\lambda(u-w)^2, \quad (1)$$

где m — масса оболочки и водорода, $\frac{dw}{dt}$ — ускорение по вертикали, λ — численный коэффициент, u — вертикальная скорость вихря, w — вертикальная скорость шара, $(u-w)^2$ — сила сопротивления, пропорциональная квадрату относительной вертикальной скорости шара. Обозначая $\frac{\lambda}{m} = \sigma$, получим

$$\frac{dw}{(u-w)^2} = -\sigma dt.$$

Интегрируя при постоянном u ,

$$\int_{w_0}^w \frac{dw}{(u-w)^2} = -\sigma \int_0^t dt,$$

получим

$$\frac{1}{u-w} - \frac{1}{u-w_0} = -\sigma t,$$

или

$$u-w = \frac{1}{\frac{1}{u-w_0} - \sigma t}.$$

Откуда

$$w = u - \frac{1}{\frac{1}{u-w_0} - \sigma t}. \quad (2)$$

Полагая $w = 0$, можно написать

$$t = \frac{1}{\sigma} \left(\frac{1}{u-w_0} - \frac{1}{u} \right),$$

где t — время движения шара до момента, когда $w = 0$.

Для расчета высоты подъема уравновешенного шара представим уравнение (2) в виде

$$w = \frac{dz}{dt} = u - \frac{1}{\frac{1}{u-w_0} - \sigma t}$$

или

$$dz = u dt - \frac{dt}{\frac{1}{u-w_0} - \sigma t}.$$

Беря интеграл в соответствующих пределах

$$\int_0^H dz = u \int_0^t dt - \int_0^t \frac{dt}{\frac{1}{u-w_0} - \sigma t},$$

получим

$$H = ut + \frac{1}{\sigma} \ln \left[\frac{1}{u-w_0} - \sigma t \right]_0^t,$$

или

$$H = ut + \frac{1}{\sigma} \ln \frac{\frac{1}{u - w_0} - \sigma t}{\frac{1}{u - w_0}},$$

откуда

$$H = ut + \frac{1}{\sigma} \ln [1 + \sigma(u - w_0)t]. \quad (3)$$

Решая задачу для частного случая $w_0 = 100$ см/сек., $u = -100$ см/сек.; принимая $\sigma = 1,7 \cdot 10^{-3}$, получим

$$t = \frac{1000}{1,7} \left(\frac{1}{-100 - 100} + \frac{1}{100} \right) = \frac{1000}{1,7} 0,005 = 2,94 \approx 3 \text{ сек.}$$

Далее определим H :

$$\begin{aligned} H &= -100 \cdot 2,94 + \frac{1000}{1,7} \ln \left(1 + \frac{200 \cdot 1,7}{1000} 2,94 \right) = \\ &= -294 + \frac{1000 \cdot 2,30}{1,7} \ln(1 + 1) = -294 + 407 = 113. \end{aligned}$$

$H = 113$ см, т. е. уравновешенный шар пройдет по высоте всего 113 см в течение около 3 сек., пока его скорость не станет равной нулю.

Решим ту же задачу для случая, когда уравновешенный шар движется в одном направлении с потоком воздуха, но с различной по отношению к воздуху скоростью. Тогда основное уравнение будет иметь вид

$$m \frac{dw}{dt} = -\lambda(u + w)^2,$$

$$\frac{\lambda}{m} = \sigma,$$

$$\frac{dw}{(u + w)^2} = -\sigma dt.$$

Беря интеграл в пределах

$$\int_{w_0}^w \frac{dw}{(u + w)^2} = -\sigma \int_0^t dt.$$

получим аналогично ранее сделанному выводу

$$w = -u + \frac{1}{\sigma t + \frac{1}{u + w_0}},$$

откуда

$$t = \frac{1}{\sigma} \left(\frac{1}{u + w} - \frac{1}{u + w_0} \right).$$

Соответственно находим H :

$$H = -ut + \frac{1}{\sigma} \ln [1 + \sigma(u + w_0)t].$$

Беря частный случай $u = 20$ см/сек., $w_0 = 100$ см/сек. и $w = 20$ см/сек., получим для

$$t = \frac{1000}{1,7} \left(\frac{1}{200} - \frac{1}{120} \right) = 9,8 \text{ сек.},$$

$$H = -20 \cdot 9,8 + \frac{1000}{1,7} \cdot 2,30 \lg \left(1 + \frac{1,7}{100} \cdot 120 \cdot 9,8 \right),$$

$$H = -196 + 1353 \lg 3 = -196 + 645 = 449 \text{ см.}$$

В этом случае время до установления одинаковой скорости подъема шара со скоростью воздушного потока будет около 10 сек., а путь составит всего 4,5 м.

Для выяснения общего характера этих движений уравновешенного шара рассчитаем время и высоту смещения шара по вертикали, задаваясь соотношениями между w и w_0 .

Для подсчета возможных максимальных ошибок возьмем случай, когда шар, двигавшийся вместе с потоком со скоростью $u = w_0 = 100$ см/сек., получил вынужденное изменение скорости подъема в момент $u = 0$, т. е. когда вертикальная скорость в потоке стала равной нулю.

Тогда из уравнения (2) при $u = 0$ получим время подъема

$$t = \frac{1 - \frac{w}{w_0}}{\sigma \frac{w}{w_0}},$$

а из уравнения (3) для высоты подъема

$$H = \frac{1}{\sigma} \ln(1 + \sigma w_0 t).$$

Задаваясь различными соотношениями $\frac{w}{w_0}$ от 0,01 до 0,9 при $w_0 = 100$ см/сек., получим значения t и H .

Таблица 1

$\frac{w}{w_0}$	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,01
t , сек.	0,6	1,5	2,5	3,9	5,8	8,4	1,37	23,8	58	580
H , м.	0,06	1,3	2,0	3,0	4,0	5,2	7,0	9,7	12,9	27,0

При этих условиях уравновешенный шар будет иметь $w = 50$ см/сек. через 5 сек. и через 4 м пути, $w = 30$ см/сек. через 14 сек. и 7 м пути и т. д. Зависимость времени и высоты вынужденных поднятий уравновешенного шара можно представить графически в виде кривой, асимптотически приближающейся к оси абсцисс, на которой отложено время или высота подъема, а по оси ординат — отношение $\frac{w}{w_0}$.

Следовательно, можно считать, что вынужденные движения уравновешенного шара не будут превосходить при самых неблагоприятных условиях 15—20 сек. по времени и 7—10 м по высоте. Подавляющее же большинство случаев дает значительно меньшие величины. Для расчета возможных максимальных ошибок от вынужденных движений шаров, исходя из 15-секундных промежутков между двумя соседними отсчетами, из табл. 1 получим, что примерно за 15 сек. вертикальная скорость может измениться от w_0 до $0,2 w_0$ в отношении $\frac{w}{w_0} = 0,25$ или 25% , т. е. вынужденные движения уравновешенного шара без подвески могут вызвать погрешности, максимальные значения которых могут достигать $\pm 25\%$ от величины вертикальной скорости.

Воздушные демпферы

Для уменьшения вертикальных смещений уравновешенного шара вследствие небольших изменений подъемной силы и инерционных смещений применяются демпферы различной формы [3]. Наиболее рациональной из них, по нашему мнению, является подвеска к шару легкой квадратной плоскости из лучины, обклеенной обычно газетной бумагой. Ранее нами были проведены опыты по определению вертикальных скоростей шара-пилота с малой подъемной силой без подвески к нему плоскости и с плоскостями разных размеров. Опыты были осуществлены в помещении б. Исаакиевского собора в Ленинграде.

Изменение вертикальных скоростей шара без подвески и с подвесками плоскостей разных размеров в зависимости от разности температур водорода и воз-

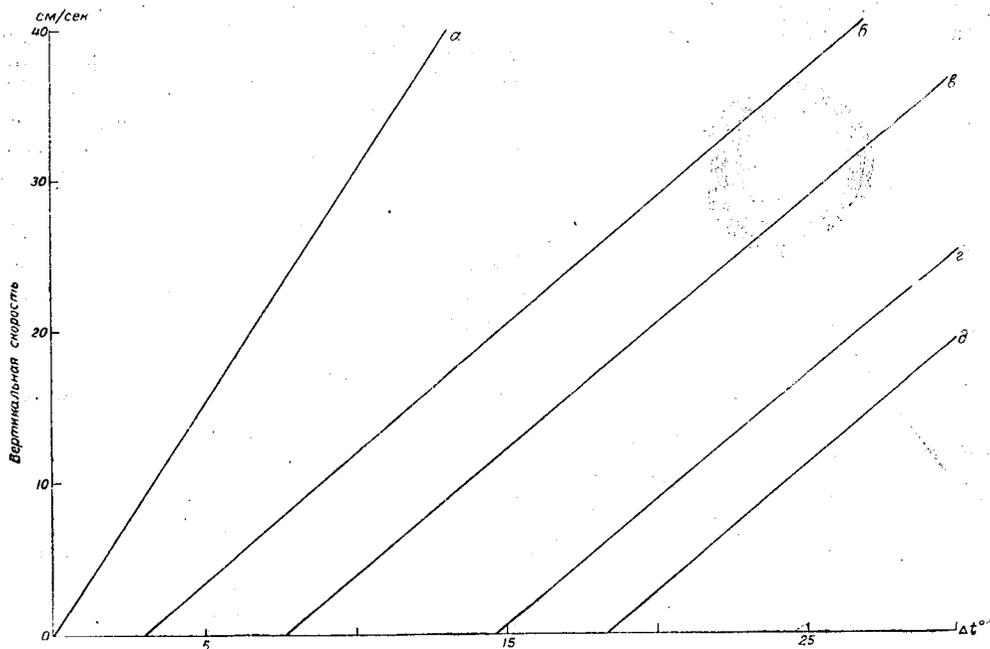


Рис. 3. Вертикальные скорости уравновешенных шаров-пилотов при их перегреве.
a — без бумажной плоскости, *б* — с бумажной плоскостью (60 × 60 см²), *в* — то же (70 × 70 см²),
г — то же (90 × 90 см²), *д* — то же (100 × 100 см²).

духа дано на рис. 3. На этом рисунке вместо прироста подъемной силы шара ΔA дано соответствующее повышение температуры водорода в шаре ΔT по сравнению с температурой окружающего шар воздуха, взятое из формулы

$$\Delta A = v_0 \frac{\Delta T}{T}.$$

Расчеты проведены для шара-пилота № 20 с длиной окружности 200 см. Шар без демпфера при разности температур в 10° имеет вертикальную скорость 30 см/сек., шар с подвешенной бумажной плоскостью размерами 60 × 60 см² будет иметь при тех же условиях вертикальную скорость всего в 12 см/сек., а с плоскостью 70 × 70 см² только 4 см/сек. Например, перегрев водорода в шаре на 3° при подвеске размерами 60 × 60 см² не вызовет вертикальных смещений. Нужно отметить, что на рис. 3 при положительной величине Δt смещение будет направлено вверх, при отрицательных — на ту же величину вниз. Таким образом, бумажная плоскость, подвешенная к шару, является своего рода демпфером, полностью поглощающим небольшие вертикальные сдвиги шара относительно воздуха и в значительной степени уменьшающей вертикальные скорости подъема из-за тех сопротивлений, которые создаются плоскостью. Из рис. 3 можно определить, что скорости

небольших вертикальных смещений шара с подвешенной бумажной плоскостью уменьшается в 2—2,5 раза по сравнению с теми же условиями для шара без воздушного демпфера. Следовательно, можно считать, что примерно в 2 раза должны уменьшиться и все другие смещения шара по высоте и по времени. Максимальную ошибку вынужденных смещений мы можем тогда принять равной $\pm 10\%$ от ψ .

При попадании уравновешенного шара с бумажной плоскостью в восходящий или нисходящий поток подвеска никакого задерживающего влияния оказывать не будет, так как шар поднимается вместе с воздушным потоком и с той же самой вертикальной скоростью, конечно, при условии, что размеры воздушного потока будут больше размеров бумажной плоскости.

Вместо бумажной плоскости в качестве воздушного демпфера можно также применять подвеску второго шара, наполненного воздухом. Такой шар также создает добавочное сопротивление при вертикальных смещениях шара и, кроме того, частично уравнивает прирост подъемной силы шара из-за повышения температуры водорода, в результате нагревания воздуха и в добавочном шаре, т. е. увеличения его объема и, следовательно, возрастания сопротивления подвешенного шара.

Во время экспедиционных работ нами применялись уравновешенные шары с подвеской бумажных плоскостей размерами 60×60 см² (рис. 4).

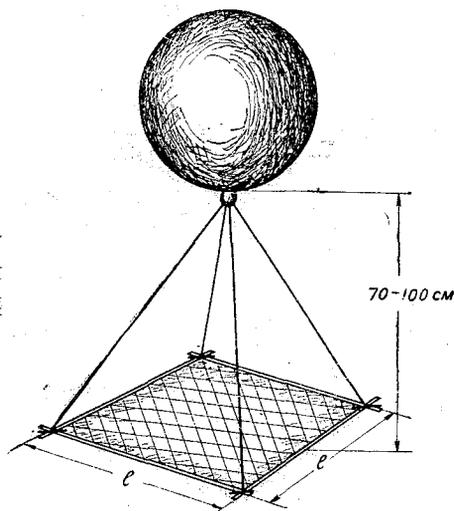


Рис. 4. Уравновешенный шар с подвеской.

Инструментальные ошибки и погрешности при обработке

Объединим эти два вида погрешностей. К инструментальным ошибкам, считая, что измерение базы сделано точно, относятся погрешности в измерениях угловых координат шара-пилота. Относительная погрешность в определении высоты шара-пилота, как известно, равна

$$\delta H \delta = \frac{\Delta H}{H \delta} \operatorname{ctg} \beta \Delta \beta + \operatorname{ctg} B \Delta B + \frac{2 \Delta \delta}{\sin 2 \delta},$$

$$\delta H \delta = \frac{\Delta H}{H \gamma} = \operatorname{ctg} \alpha \Delta \alpha + \operatorname{ctg} B \Delta B + \frac{2 \Delta \gamma}{\sin 2 \gamma}.$$

Обозначения углов взяты общепринятыми в аэрологии [2].

Поскольку мы рассматриваем случайные погрешности, то перед ними берем знаки плюс и минус (\pm).

В отличие от обычных шаров-пилотов при наблюдениях за уравновешенными шарами вертикальные углы δ и γ часто не достигают больших значений и иногда бывают при больших удалениях шара около 0° . Если уравновешенный шар будет перемещаться одновременно по базе или вдоль нее, тогда и значения горизонтальных углов будут малы; следовательно, расчет высоты шара нельзя будет сделать ни по одной из двух формул, применяемых при обработке базисных наблюдений. Поэтому и направление базы и точка выпуска шара должны всегда выбираться таким образом, чтобы хотя бы первые минуты шар перемещался перпендикулярно базе. В этом случае на ошибку в определении высоты шара будет оказывать влияние величина вертикального угла.

Вертикальная скорость уравновешенного шара ψ вычисляется как отношение разности высот, соответствующих двум отсчетам по теодолиту, к промежуткам

времени между этими отсчетами, причем ω берется в см/сек.

$$\omega = \frac{H_n - H_m}{t_n - t_m},$$

где H_m — высота шара-пилота в момент времени t_m , H_n — высота шара-пилота в момент времени t_n . Логарифмируя и дифференцируя это выражение в предположении, что погрешность в определении $t_n - t_m$ равна нулю, получим

$$\Delta\omega = \frac{\Delta\omega}{\omega} = \frac{H_n \Delta H_n - H_m \Delta H_m}{H_n - H_m}.$$

Отсюда следует, что относительная погрешность вычисления вертикальной скорости уравновешенного шара определяется относительными погрешностями в нахождении высот H_m и H_n , а также обратно пропорциональна расстоянию по вертикали, пройденному шаром за промежуток времени $t_n - t_m$. Таким образом, точность подсчета ω в наших условиях будет не столько зависеть от разности $t_n - t_m$, сколько от разности $H_m - H_n$, которая может меняться в больших пределах.

В качестве примера приведем расчет максимальных относительных ошибок в определении высот и вертикальных скоростей уравновешенного шара для двух случаев (табл. 2), когда высота и вертикальные смещения шара малы (шар № 78) и достаточно велики (№ 40).

Максимальная абсолютная погрешность в определении углов α (β), δ (γ) равна $\pm 0,05^\circ$. Расчет ΔH сделан согласно формулам, приведенным выше. Вычисление $H_{ср}$ только для этих примеров сделано с точностью до 0,1 м.

Шар № 78 (табл. 2) имел малые высоты и относительно небольшие вертикальные углы, в среднем составляющие $2-4^\circ$. Для этих условий максимальная относительная ошибка в определении высоты шара будет примерно составлять $\pm 5\%$. Для шара № 40 вертикальные углы и высоты значительно больше, и та же ошибка составляет всего около $\pm 1\%$. Значительно сложнее дело обстоит с погрешностями при измерениях вертикальных скоростей уравновешенного шара. Если определение высоты шара № 78 сделано примерно с точностью $\pm 5\%$, то верти-

Таблица 2

Наибольшая относительная ошибка в измерении высоты и вертикальной скорости уравновешенных шаров

	Время (мин. сек.)																
	00 15	00 30	00 45	01 00	01 15	01 30	01 45	02 00	02 15	02 30	02 45	03 00	03 15				
$H_{ср} \text{ в м}$	7,6	16,8	23,0	15,7	14,9	13,8	13,6	19,3	22,8	6,5	19,2	49,7	60,2	82,7	114,7	160,2	192,7
$\pm \Delta H_\beta \text{ в } \%$	11	5,9	3,6	5,7	5,2	5,3	5,3	5,4	5,5	3,8	2,1	1,8	2,4	1,8	1,3	1,0	0,7
$\pm \Delta H_\gamma \text{ в } \%$	23,1	6,2	2,4	2,6	3,3	4,0	5,6	4,0	4,0	31,5	3,7	2,0	2,2	1,7	1,3	1,1	0,9
$t_n - t_m$	—	61,3	41,3	-48,7	-5,3	-7,3	-1,3	42,0	23,0	—	86,7	203,0	70	150	213	303	217
$\omega_1 \text{ см/сек.}$	—	+16	24	15	126	92	615	14	52	—	10	5	22	12	9	7	10
$\Delta\omega_1 \text{ в } \%$	—	17	23	15	75	58	569	32	54	—	9	5	22	13	9	4	9
$\omega_2 \text{ см/сек.}$	—	—	51,3	—	27,0	—	-4,3	—	30,7	—	—	137	—	120	—	258	—
$\Delta\omega_2 \text{ в } \%$	—	—	8	—	14	—	84	—	17	—	—	2	—	8	—	7	—
$t_n - t_m$	—	—	8	—	14	—	86	—	18	—	—	2	—	8	—	4	—

Шар № 78 3/VII

Шар № 40 27/VI

кальная скорость, вычисленная через 15 сек., дает ошибки для некоторых случаев $\pm 20-25\%$, но отдельные ошибки могут доходить до $\pm 600\%$, т. е. в несколько раз превосходя размеры измеряемой величины. Нетрудно заметить, что такие большие ошибки возникают при малых величинах вертикальных скоростей. Соответственные погрешности для шара № 40 составляют несколько меньшие величины, но все же доходят до 22% ; абсолютные значения вертикальных скоростей определены в шаре № 40 с точностью $\pm 15-20$ см/сек., в шаре № 78 — с точностью $\pm 5-10$ см/сек.

Для уменьшения ошибок, связанных с обработкой, необходимо, очевидно, удлинять промежутки времени при определении вертикальных скоростей шара. Нами вычислены возможные ошибки вертикальных скоростей, если брать их не через 15, а через 30 сек. Как видно из табл. 2, погрешности резко уменьшаются, иногда в 4—5 раз. В шаре № 40 абсолютная ошибка составит величину $\pm 8-10$ см/сек., в шаре № 78 $\pm 4-6$ см/сек. Ошибка в измерении высоты уравновешенного шара не зависит от промежутков времени, через которые мы будем делать отсчет, и составляют в среднем около $3-5\%$. Для определения вертикальной скорости вихря необходимо брать промежутки времени как минимум в 30 сек., при этом мы несколько осредняем вертикальную скорость, но в результате уменьшается величина абсолютной и относительной ошибок.

При небольших изменениях высоты уравновешенного шара промежутки времени необходимо увеличивать и более 30 сек.

Судя по данным табл. 2, при малых изменениях высот шара максимальная относительная погрешность в определении вертикальной скорости уравновешенных шаров $\Delta\omega$ будет около $\pm 15\%$, при большем же изменении высот составит величину около $5-7\%$. Примем максимальную ошибку в измерении ω в $\pm 15\%$, тогда средняя величина той же ошибки составит $1/3$ от максимальной, т. е. 5% .

Задавшись максимальной ошибкой в определении ω , можно определить и необходимую для этих целей длину базы b согласно формуле

$$\Delta\omega = \frac{H_n + H_m}{b} k_m,$$

где k_m — коэффициент, который принимаем равным двум.

Задаваясь максимальной высотой наблюдений за уравновешенным шаром в 1000 м, получим величину базы в 260 м; практические величины наших баз составляли 300—400 м, т. е. они могли обеспечить несколько большую точность в измерении ω — порядка $\pm 10\%$. При длине базы в 400 м максимальная относительная погрешность определения H составит согласно формуле

$$\Delta H = \frac{H}{b} k_m,$$

$$\Delta H = \frac{1000}{400} 2 = 5\%.$$

При меньших высотах наблюдений, например 500 м, эта ошибка уменьшится до $2,5\%$; средние ошибки составят $1/3$ от максимальных ошибок.

В дальнейший расчет примем максимальную величину $\Delta\omega = \pm 10\%$, среднюю $\Delta\omega = \pm 5\%$, максимальную $\Delta H = \pm 5\%$, среднюю $\Delta H = \pm 2\%$. Длина базы должна быть в пределах 300—400 м. Обработка высот шара должна происходить по формуле проектирования на горизонтальную плоскость. Отсчеты угловых координат, на шар нужно производить через 15 сек., в частности и отдельные возмущения движения шара не позволяют уменьшить этот промежуток времени. Расчет вертикальных скоростей необходимо производить, как правило, через 30 сек. при непрерывном подъеме или опускании шара. Это вызовет некоторое осреднение измеряемых величин, но зато полученные величины будут более надежны. Определение высот шара через 15 сек. позволит более часто определять его положения, а следовательно и точнее определять переломные точки по высоте.

Прочие виды ошибок

Как уже установлено, производить отсчеты на шар чаще, чем через 15 сек., нерационально. Следовательно, значения вертикальных скоростей вихря в его начальном и конечном моментах иногда могут быть заниженными, а время развития вихря завышенным. Вызвано это тем, что вертикальное движение может начаться не в начале промежутка между отсчетами, а в его середине и окончиться не в конце промежутка, а несколько ранее. Мы же считаем движение шара в промежутке равномерным. Нетрудно заметить также, что метод уравновешенных шаров-пилотов неприменим для измерения малых пульсаций атмосферного воздуха, период которых длится менее 15 сек. Если в течение 15 сек. воздушный поток несколько раз изменил характер своего движения, то мы, уловив только его начальное и конечное положения, осредним все другие смещения. Кроме того, относительно большая инерция шара вызывает несовпадения траектории движения мелких потоков и траектории шара.

Выводы о точности метода уравновешенных шаров-пилотов

На основании изложенного выше можно сделать ориентировочные выводы по точности метода. Метод уравновешенных шаров совершенно непригоден для измерения мелких пульсаций воздушного потока с периодом менее 15 сек.

Для получения хотя бы приближенных числовых характеристик точностей метода проведем суммирование всех ранее выведенных погрешностей. Наибольшая ошибка получается в определении вертикальной скорости уравновешенного шара, поэтому для нее в первую очередь и установим приближенные пределы погрешностей. Выразим все ошибки в см/сек. и найдем их для уравновешенного шара с подвеской бумажной плоскости размерами 60×60 см². Точность взвешивания в полевых условиях и ошибку вследствие нагревания водорода в шаре примем равной ± 2 г, или ± 3 см/сек.

Таблица 3

Расчет максимальных величин абсолютных и относительных ошибок

Погрешности от	w, см/сек.			Средняя максимальная
	20	50	100	
До высоты 200—300 м				
Взвешивания	3	3	3	
Диффузии водорода	1	1	1	
Вынужденных смещений шара	2	5	10	
Инструментальной ошибки обработки	2	5	10	
Вертикального подъема	1	1	1	
Абсолютная погрешность, см/сек.	$\sqrt{19} = 4,5$	$\sqrt{61} = 7,8$	$\sqrt{211} = 14,5$	10
Относительная погрешность, %	22,5	15,6	14,5	15
До высоты 1000 м				
Взвешивания	3	3	3	
Диффузии водорода	1	1	1	
Вынужденных смещений шара	2	5	10	
Инструментальной ошибки обработки	2	5	10	
Вертикального подъема	10	10	10	
Абсолютная погрешность, см/сек.	$\sqrt{114} = 11$	$\sqrt{160} = 12,5$	$\sqrt{310} = 17,5$	15
Относительная погрешность, %	55	25	17,5	~25

Произведем разбивку ошибок на две группы в зависимости от высоты наблюдений до 300 и 1000 м, исходя из разностей температур водорода и воздуха

при их вертикальных смещениях. Для получения абсолютных и относительных величин ошибок в определении вертикальной скорости шара произведем подсчет ошибок, для значений w , равных 20, 50 и 100 см/сек. Вычислим максимальные величины абсолютной и относительной ошибок. Максимальную ошибку определим по формуле

$$\Delta_{\max} = \sqrt{I_1^2 + I_2^2 + I_3^2 + I_4^2 + I_5^2},$$

$$\Delta_{\text{cp}} = \frac{\Delta_{\max}}{3}.$$

Таким образом, рассмотрев в табл. 3 все возможные погрешности, можно принять максимальную абсолютную погрешность в определении вертикальной скорости уравновешенного шара для слоя до 200—300 м в ± 10 см/сек. и в слое до 1 км за ± 15 см/сек.; относительные ошибки соответственно в 15 и 25%. Средние значения ошибок будут составлять $\frac{1}{3}$ от максимальных, т. е. примерно ± 5 — 8% от значения w для всех высот.

Выводы

1. Для уменьшения ошибок метода уравновешенных шаров-пилотов необходимо применять подвеску бумажной плоскости, играющей роль воздушного демпфера; размеры ее для шара-пилота № 20 должны быть не менее 60×60 см².

2. Движение шара, особенно в первые минуты наблюдений, должно быть перпендикулярно базе.

3. Уравновешивание шара должно проводиться при тех же условиях облачности, при которых будут вестись наблюдения.

4. При пользовании стандартными аэрологическими теодолитами отсчеты угловых координат на шар возможно производить через 15 сек. Расчет вертикальной скорости шара при малых его смещениях по вертикали необходимо делать не чаще чем через 30 сек.

5. Собственные движения уравновешенного шара с подвеской относительно невелики, и траектория движения шара будет близко следовать траектории воздушного потока. При наличии инверсии температуры воздуха или изотермии собственные смещения шара будут особенно малы.

6. Точность измерения вертикальных токов воздуха в атмосфере этим методом составляет около ± 10 см/сек.

7. Метод неприменим для измерения мелких пульсаций воздушного потока с периодом менее 15—20 сек. и измерения вихрей диаметром менее 50—60 см.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Уравновешенные шары-пилоты. „Метеорология и гидрология“ № 8, 1938.
2. Калиновский А. А. и Пинус Н. З. Аэрология. Гидрометеиздат, 1951.
3. Молчанов П. А. Результаты аэрологического обследования озера Плесеева. Труды ГГО, вып. 7, 1936.

