

Проверено 1939 г.

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ СССР
ПРИ СНК СОЮЗА ССР

ПРОВЕРЕНО
1939 г.

Шифр 550.3
1-78
Инв. № 52454

ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

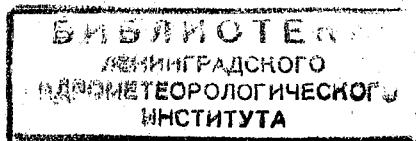
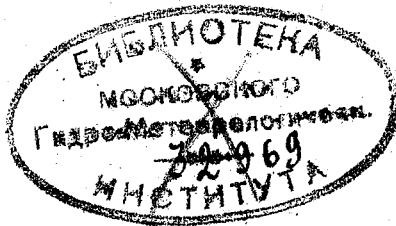
Под общей редакцией проф. П. Н. ТВЕРСКОГО

Выпуск 24

АЭРОЛОГИЯ

(3)

Под редакцией А. Т. БЕРГУНА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД 1938 МОСКВА

M-JI-858

GENERAL OFFICE OF THE HYDROMETEOROLOGICAL SERVICE
OF USSR

TRANSACTIONS

OF THE CENTRAL GEOPHYSICAL OBSERVATORY

Editor in chief prof. *P. N. Tverskoy*

FASC. 24

AEROLOGY

(3)

Editor *A. T. Bergun*

Распределение температуры в инверсиях
различных высотных слоях
Посредством инверсий — явление весьма
изредка.

Н. Ф. Накоренко

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ В ИНВЕРСИЯХ

Причины возникновения инверсий весьма разнообразны и мало исследованы. Поэтому существующую классификацию инверсий, которой приходится придерживаться и нам, нельзя считать исчерпывающей. При статистических обработках часто применяется не генетическая классификация инверсий, а разделение их по слоям, в зависимости от высоты их развития. Обычно во всей толще тропосферы различают 3—4 слоя инверсий, границы которых устанавливаются условно. Такое разделение инверсий применено и в настоящей работе. Мы рассмотрели инверсии, наблюдающиеся в нижнем слое тропосферы до 3 км, так как материалом послужили главным образом результаты подъемов метеорографов на змеях.

Все рассмотренные инверсии были распределены на несколько групп в зависимости от высоты начала слоя инверсии. В первую группу вошли все приземные инверсии, во вторую — инверсии в слое 0,13—1 км, в третью 1—2 км, в четвертую — 2—3 км. Наибольшее число инверсий относится ко второй группе (62% всех инверсий), затем к третьей (23%). В остальных группах число инверсий незначительно: 7% в первой группе и 6% в четвертой. Инверсии выше 3 км были отброшены, так как число их оказалось слишком малым (2%). Несомненно повторяемость инверсий в слое 2—3 и 3—4 км меньше действительной, так как высота большей части змеяковых подъемов не превышала 2—2,5 км.

Всего было рассмотрено 2148 змеяковых подъемов за 1923—1935 гг. и 275 дневных радиозондовых подъемов за 1934—1936 гг. Инверсии наблюдались в 771 случаях, что составляет 32% от всех рассмотренных аэрологических подъемов. Число дней с инверсиями во всех рассмотренных слоях резко изменяется в течение года, как видно из следующей таблички.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Повторяемость дней с инверсиями, в %	51	53	45	35	24	14	19	19	27	36	44	46

Максимальное число дней с инверсиями приходится на февраль (53%), минимальное на июнь (14%). Такой же резко выраженный годовой ход имеют инверсии в слое до 1 км и приземные (табл. 1).

Таблица 1

Повторяемость инверсий на разных высотах в % от общего числа подъемов.

Высота км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,03	7	3	3	2	—	—	—	—	1	1	2	6
0,13—1	37	45	35	17	14	5	6	8	17	22	32	35
1—2	7	5	6	12	6	7	8	6	7	10	8	4
2—3	1	1	1	3	2	2	2	3	2	2	—	—

В слоях же 1—2 и 2—3 км процент повторяемости инверсий мало меняется в течение года (рис. 1).

Толщина слоя приземной инверсии значительно изменяется от месяца к месяцу. Она равна в январе 550 м, а в мае лишь 50 м. В вышележащих слоях мощность инверсии изменяется не так резко, а именно от 360 м в январе до 130 м в июне.

Изменение температуры в слое инверсии даже в среднем большое: от 0,4 до 2° на каждые 100 м слоя инверсии. Наибольший отрицательный градиент температуры во втором слое, наименьший — в четвертом.

Изменение относительной влажности в слое инверсии очень различно: в отдельные месяцы от +0,6‰ до -19,8‰ (+ обозначено возрастание, — убывание). Но во втором слое, где насчитывается наибольшее число случаев, разница не такая резкая; крайние значения: -3,2‰ в феврале, -6,9‰ в октябре. Абсолютная влажность тоже меняется довольно сильно:

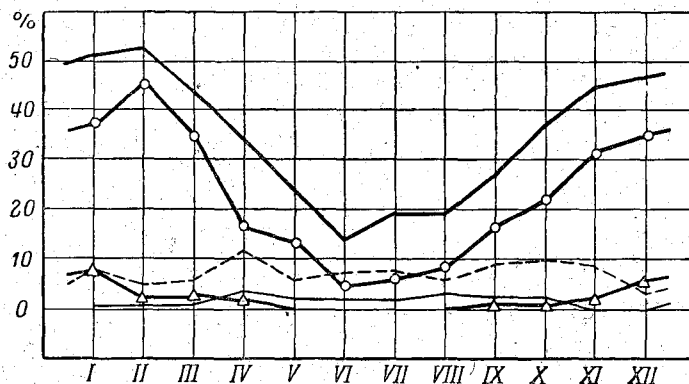
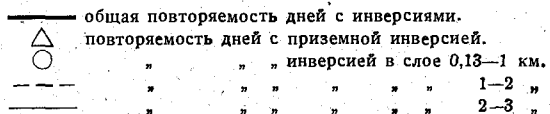


Рис. 1. Повторяемость инверсий (в процентах от общего числа подъемов).



от 0,6 до -0,6 мм на каждые 100 м инверсии. В большинстве случаев она в первом и во втором слоях возрастает, в третьем и четвертом убывает.

Наиболее низкая температура в инверсиях наблюдается в феврале, наиболее высокая в августе, в то время как минимум температуры на соответствующих высотах приходится на январь, максимум на июль. Месяц с наименьшей и наибольшей относительной влажностью в инверсиях указать нельзя, так как один и тот же месяц дает в одном слое максимум, а в другом минимум относительной влажности. Абсолютная влажность при инверсии имеет тот же годовой ход, что и среднее распределение абсолютной влажности: максимум наблюдается в июле, минимум в феврале; только в слое 3—4 км минимум смещается на январь.

Такая мало определенная картина для инверсий по месяцам получилась оттого, что преобладание в отдельный месяц какого-либо типа инверсии несомненно накладывало определенный отпечаток на средние для этого месяца. Поэтому ограничиться рассмотрением инверсий по месяцам было недостаточно. Все случаи инверсий были разделены на два типа: I — внутримассовые инверсии и II — фронтальные инверсии. Для этих типов инверсий средние составлены не по месяцам, а по сезонам, так как

Таблица 2

Средние высота и толщина инверсии и изменение метеорологических элементов в них

Месяцы	Слой	Начало ¹	Конец ¹	Толщина ¹	Изменение на 100 м			Число случаев
					t°	F%	e мм	
Январь	I	30	580	550	+0,9	-1,2	+0,1	14
	II	440	800	360	+1,3	-3,5	+0,1	79
	III	1400	1750	350	+1,0	-2,2	+0,1	15
	IV	2510	2820	310	+0,4	-0,9	0,0	3
Февраль	I	30	450	420	+0,7	+0,6	+0,1	5
	II	540	890	350	+1,7	-3,2	+0,1	72
	III	1400	1700	300	+0,4	-0,9	0,0	8
Март	I	30	510	480	+0,9	-2,7	+0,1	6
	II	440	740	300	+1,1	-3,6	+0,1	70
	III	1140	1340	200	+0,8	-4,4	0,0	12
	IV	2490	2780	290	+0,5	-0,6	0,0	3
Апрель	I	30	300	270	+1,8	+0,5	-0,6	4
	II	470	720	250	+1,1	-5,2	+0,1	36
	III	1240	1460	220	+1,0	-6,8	-0,1	25
	IV	2260	2440	180	+1,0	-2,3	0,0	6
Май	I	30	80	50	+1,2	-2,0	0,0	1
	II	530	840	310	+1,0	-5,1	+0,2	30
	III	1590	1860	270	+0,7	-7,6	-0,3	12
	IV	2120	2350	230	+1,2	-9,0	-0,2	5
Июнь	II	550	680	130	+2,0	-5,0	+0,4	10
	III	1350	1510	160	+0,8	-4,5	-0,1	14
	IV	2280	2520	240	+0,2	-5,5	-0,2	4
Июль	II	500	760	260	+0,7	-5,4	-0,2	12
	III	1400	1610	210	+0,9	-8,1	-0,3	15
	IV	2300	2540	240	+0,4	-4,7	-0,2	5
Август	II	500	800	260	+1,1	-4,2	-0,1	16
	III	1430	1650	220	+0,9	-3,8	+0,1	13
	IV	2410	2630	220	+0,8	-9,7	-0,3	6
Сентябрь	I	30	280	250	+0,4	-3,1	-0,1	2
	II	510	720	210	+1,2	-6,3	-0,1	35
	III	1420	1610	190	+1,0	-12,6	-0,6	15
	IV	2400	2560	160	+0,8	-6,5	-0,1	5
Октябрь	I	30	280	250	+1,2	-0,7	+0,4	2
	II	530	790	260	+1,4	-6,9	+0,1	52
	III	1270	1470	200	+1,3	-11,7	-0,3	24
	IV	2400	2610	120	+1,2	-19,8	-0,6	4
Ноябрь	I	30	510	480	+0,4	0,0	+0,1	3
	II	490	770	280	+1,4	-6,4	+0,1	61
	III	1390	1560	170	+0,9	-7,5	0,0	13
	IV	2000	2310	310	+0,5	-13,9	-0,6	1
Декабрь	I	30	340	310	+1,3	-0,4	+0,2	13
	II	440	690	250	+1,7	-4,6	+0,2	71
	III	1140	1460	320	+0,9	-9,0	-0,2	8
	IV	2430	2770	340	+0,4	-0,3	+0,1	1

¹ Высота в метрах над уровнем моря.

В эту часть работы вошли не все случаи, рассмотренные по месяцам, были откинута те случаи инверсий, отнесение которых к одному из двух типов вызывало сомнение.

Внутримассовые инверсии

Внутримассовые инверсии разделены на три группы: 1) приземные (радиационные) инверсии, 2) антициклональные или инверсии сжатия и 3) инверсии хотя и внутримассовые, но не относящиеся к первым двум

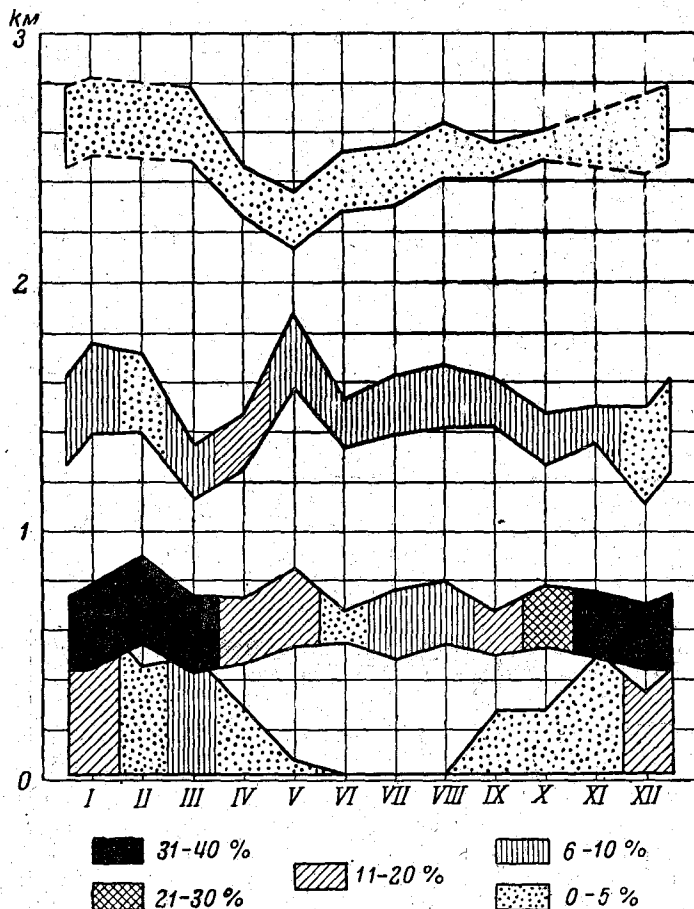


Рис. 2. Слои инверсий и их повторяемость.

группам. Эти последние обычно связаны с периферией антициклона или циклона и названы периферийными, что может быть и не вполне удачно, так как это название не указывает на причину образования инверсии. Возможно, что сюда вошли и радиационные инверсии от верхней поверхности облаков, и недостаточно ярко проявленные инверсии сжатия и пр.

Всего рассмотрено 533 случая внутримассовых инверсий: 50 первой группы, 304 второй и 179 третьей. Все рассмотренные случаи относятся к слою до 2 км, так как выше 2 км данных было недостаточно.

Общее для всех трех групп — убывание относительной влажности в слое инверсии (табл. 3). Это убывание незначительно для первой и третьей групп и очень велико, как и следовало ожидать, в группе антициклональных инверсий. Для приземных инверсий уменьшение отно-

ительной влажности составляет 1—1,5‰; для периферийных 0,1—2‰; для антициклональных 6,4—15,6‰ на каждые 100 м слоя инверсии. При рассмотрении падения относительной влажности во всем слое инверсии разница между тремя типами внутримассовых инверсий проявляется еще ярче. Для первой и третьей групп уменьшение относительной влажности от нижней до верхней границы инверсии не превышает 5,5‰, для антициклональных инверсий оно составляет 14—35‰. Однако и этим не ограничивается разница между антициклональными и периферийными внутримассовыми инверсиями. В то время как максимум уменьшения относительной влажности от нижней до верхней границы в инверсии сжатия зимой, минимум — летом; в периферийных наоборот — минимум зимой, максимум — летом. Некоторое отклонение наблюдается во втором слое, а именно максимум изменения не летом, а весной, что, возможно, объясняется незначительным числом случаев.

Таблица 3

Средняя высота и толщина внутримассовых инверсий и изменений метеорологических элементов в ней

Инверсия	Сезон	Начало	Конец	Толщина	Изменение на 100 м			Число случаев
					t°	F%	e мм	
Приземная	Зима	30	460	430	+1,1	-0,6	+0,1	32
	Весна	30	400	370	+1,3	-0,5	+0,3	11
	Лето	—	—	—	—	—	—	—
	Осень	30	350	320	+0,7	-1,1	+0,2	7
Антициклональная	Зима	460	770	310	+2,1	-10,7	0,0	77
		1290	1580	290	+1,2	-12,1	-0,2	10
	Весна	520	830	310	+1,3	-8,2	-0,1	51
		1270	1560	290	+1,0	-12,0	-0,3	21
	Лето	410	630	220	+1,2	-6,4	-0,1	17
		1370	1590	220	+0,8	-10,5	-0,5	18
	Осень	520	790	270	+1,5	-11,0	-0,2	80
		1330	1510	180	+1,6	-15,6	-0,4	30
Периферийная	Зима	470	800	330	+1,3	-0,7	+0,2	59
		1190	1560	370	+0,4	-0,6	0,0	5
	Весна	450	740	290	+0,9	-0,8	+0,2	44
		1340	1620	280	+0,8	-1,5	+0,1	6
	Лето	620	860	240	+1,2	-2,1	+0,2	10
		1370	1590	220	+0,8	-1,4	+0,2	7
	Осень	670	930	260	+1,0	-0,9	+0,4	41
		1280	1570	290	+1,2	-1,1	+0,2	7

Таким образом, разница между антициклональными и периферийными инверсиями выступает резче зимой, чем летом, особенно в слое до 1 км. Летом в этом слое убывание относительной влажности составляет 5‰ при периферийных инверсиях и 14‰ при инверсиях сжатия, в то время как зимой соответственно 2,8‰ и 33,2‰.

Изменение абсолютной влажности в слое инверсии не превышает 0,5 мм на 100 м или 1,1 мм во всем слое инверсии, но в антициклональных инверсиях абсолютная влажность убывает, а в приземных и периферийных возрастает.

Прирост температуры во всех трех типах внутримассовых инверсий приблизительно одинаковый (0°,3—0°,8 на каждые 100 м) и только при антициклональных инверсиях зимой достигают большей величины (2°,1).

Вот еще один пример рассуждения о том, как меняется влажность в слое инверсии зимой и летом.

Средняя мощность инверсий изменяется в пределах от 180 до 430 м; наибольшая величина ее получена при приземных инверсиях зимой (430 м), наименьшая при антициклональных осенью (180 м).

По средней температуре начала инверсий, толщине инверсий и среднему изменению метеорологических элементов в инверсиях, над и под ними было составлено среднее распределение метэлементов для различных групп инверсий. Это распределение метеорологических элементов при инверсиях представлено на рис. 3, 4, 5 и 6; там же нанесены и средние величины метеорологических элементов. Графики показывают, что зимой температура как в антициклональных, так и в периферийных инверсиях выше средней температуры. Это может быть объяснено тем, что змей нельзя поднимать при слабых ветрах, а потому не все случаи антициклональной инверсии вошли в рассмотрение. Несмотря на это температуры приземной инверсии все же у поверхности земли в среднем на 4° ниже средней и только с высоты 300 м выше ее. В остальные сезоны температура под инверсией ниже, над инверсией выше средней. Исключение представляют периферийная инверсия весной, расположенная вправо от кривой средней температуры, и приземная инверсия осенью, расположенная влево от кривой средней температуры.

Относительная влажность во все сезоны, кроме зимы, в слое над антициклональной инверсией значительно меньше средней, ниже — несколько выше средней. Относительная влажность в периферийной и приземной инверсиях близка к средней и несколько меньше ее зимой и больше в остальные сезоны. Абсолютная влажность больше в антициклональной инверсии, чем в периферийной и приземной, и в большинстве случаев при антициклональной инверсии она больше средней, а при периферийной и приземной — меньше средней.

Фронтальные инверсии

Фронтальные инверсии разделены на две группы: инверсии теплого фронта и инверсии холодного фронта. Фронты окклюзии не рассматривались. Всего рассмотрено 65 случаев фронтальных инверсий, из них 43 теплого фронта и 22 холодного. Такое незначительное число рассмотренных случаев фронтов вызвано самой задачей настоящей работы — дать изменение влажности при инверсиях, а, как известно, фронт сопровождается в большинстве случаев, лишь некоторым замедлением в вертикальном падении температуры и только как исключение, — при достаточно большой разности температуры воздушных масс, — инверсией. Эти последние случаи и были рассмотрены нами. Следовательно нами получен не ход метеорологических элементов при фронтах вообще, а лишь изменение метеорологических элементов при фронтах с инверсиями.

Все рассмотренные случаи фронтальных инверсий в зависимости от возрастания или убывания относительной влажности в слое инверсии распадаются на две группы: инверсии, связанные с поверхностями восходящего скольжения (56 случаев), и инверсии, связанные с поверхностями нисходящего скольжения (9 случаев). В инверсиях восходящего скольжения возрастание относительной влажности изменяется от 0,8 до $1,6\%$ на каждые 100 м слоя инверсии в первом слое и равно $0,5\%$ во втором. В инверсиях нисходящего скольжения убывание относительной влажности составляет $0,8\%$ на каждые 100 м слоя инверсии. Изменение остальных метеорологических элементов приблизительно одинаково для обеих групп. Абсолютная влажность возрастает в слое инверсии от 0,2—0,5 мм на каждые 100 м слоя инверсии. Приrost температуры равен приблизительно 1° на каждые 100 м в первом слое и $0,6^{\circ}$ во втором. Мощность инверсий: 300—400 м в первом слое и 160 м во втором (табл. 4).

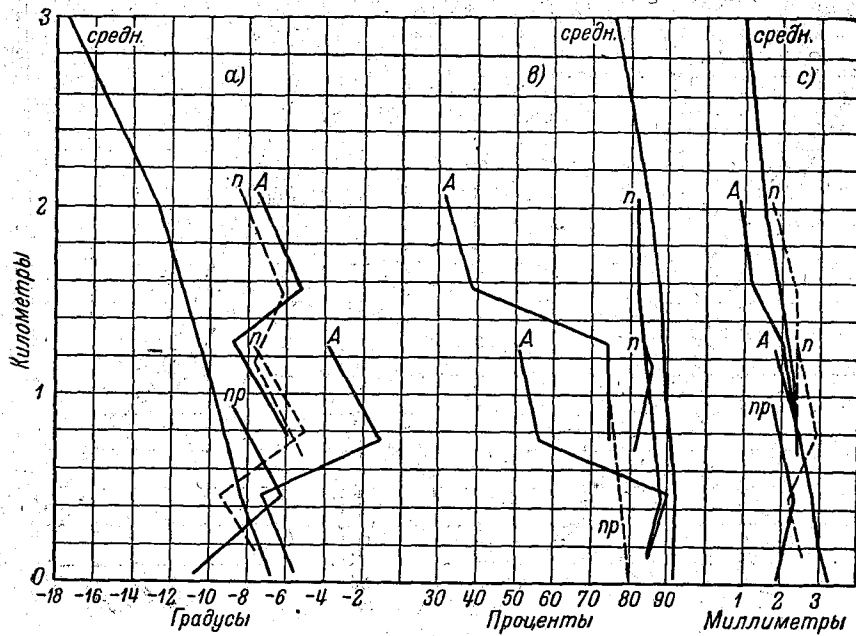


Рис. 3. Распределение метеорологических элементов среднее и при инверсиях. Зима.

а) температура; б) относительная влажность; в) абсолютная влажность; А — антициклональная инверсия; П — периферийная инверсия; пр. — приземная инверсия; средн. — средняя.

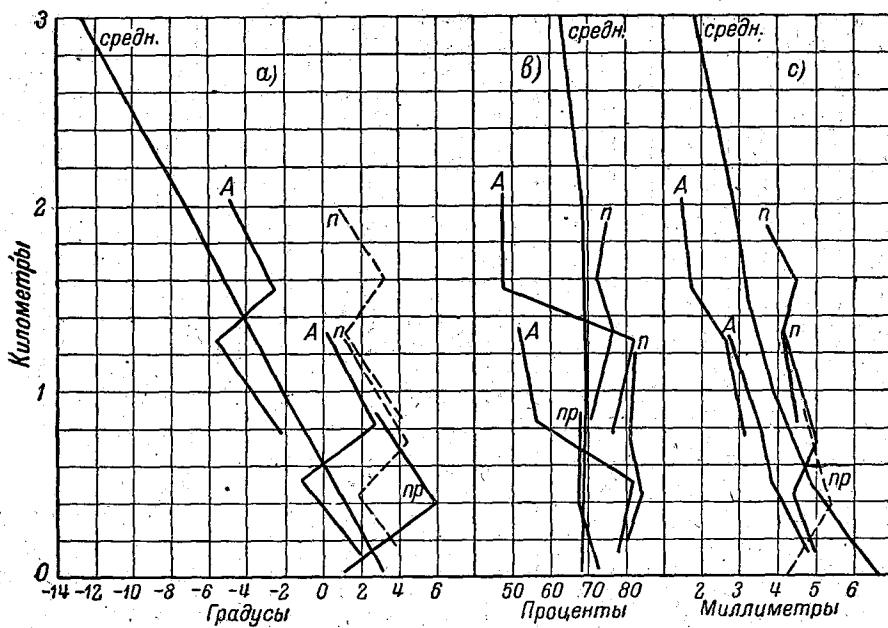


Рис. 4. Распределение метеорологических элементов среднее и при инверсиях. Весна.

а) температура; б) относительная влажность; в) абсолютная влажность; А — антициклональная инверсия; П — периферийная инверсия; пр. — приземная инверсия; средн. — средняя.

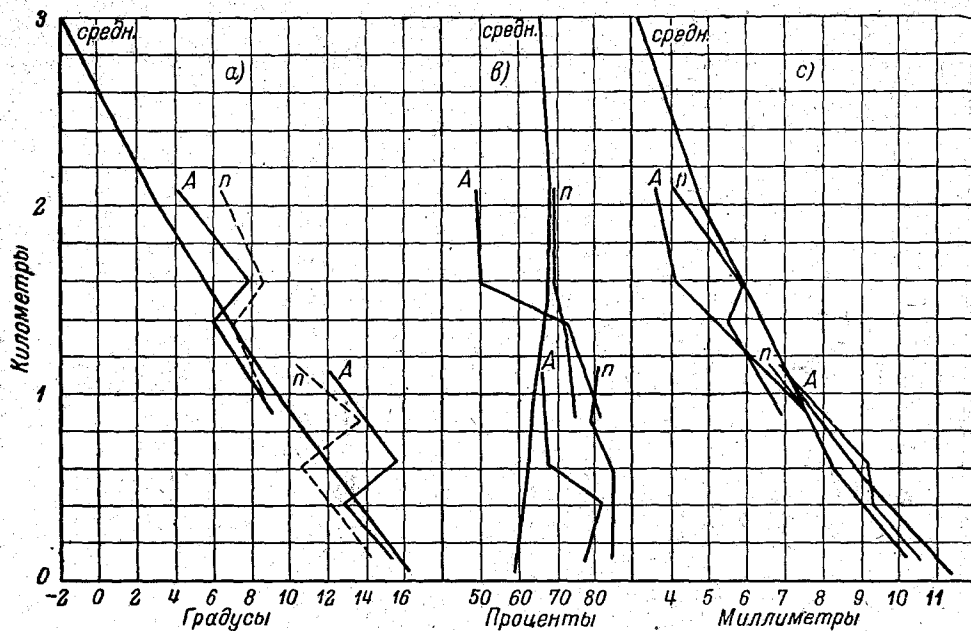


Рис. 5. Распределение метеорологических элементов среднее и при инверсиях. Лето.

а) температура; б) относительная влажность; в) абсолютная влажность; А — антициклональная инверсия; П — периферийная инверсия; пр. — приземная инверсия; средн. — средняя.

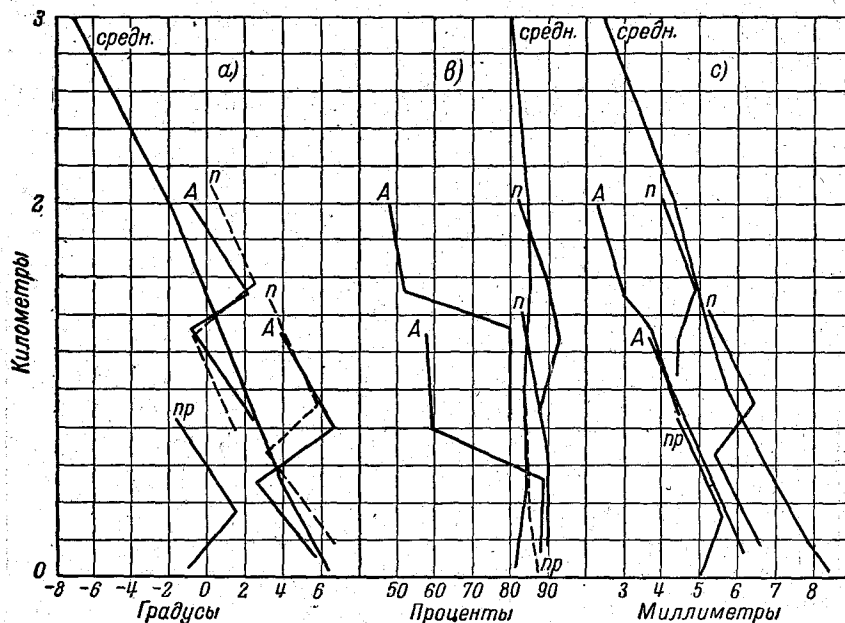


Рис. 6. Распределение метеорологических элементов среднее и при инверсиях. Осень.

а) температура; б) относительная влажность; в) абсолютная влажность; А — антициклональная инверсия; П — периферийная инверсия; пр. — приземная инверсия; средн. — средняя.

Таблица 4

Средние высоты и толщина фронтальных инверсий и изменение метеорологических элементов в них

Инверсии	Сезон	Начало	Конец	Толщина	Изменение на 100 м			Число случаев
					t°	$F\%$	e мм	
Теплого фронта	Зима Весна Осень	390	720	330	+1,2	+0,8	+0,2	17
		450	730	280	+0,9	+1,3	+0,3	8
		420	690	270	+1,1	+1,6	+0,5	9
Нисходящее скопление	Зима	340	740	400	+0,8	-0,8	+0,2	9
Холодного фронта	Зима Лето	380	660	280	+1,1	+1,3	+0,3	19
		1360	1520	160	+0,6	+0,5	+0,2	3

Подробнее на изменении метеорологических элементов в инверсиях останавливаться не будем, так как число разобранных случаев слишком мало.

Средняя температура фронтальной инверсии (табл. 5) оказывается то выше, то ниже средней температуры, что является следствием недостаточного числа случаев. Относительная влажность во все сезоны больше средней; наибольшее отклонение от средней — весной и летом. Абсолютная влажность в большинстве случаев до слоя инверсии меньше средней, выше слоя инверсии — больше средней.

Изменение удельной влажности не было рассмотрено. Однако, так как удельная влажность равна $622 e/p$, то она может быть получена из абсолютной умножением на коэффициент, изменяющийся с высотой и приблизительно равный:

$N_{\text{км}}$	0	0,5	1	2	3
Коэффициент	0,8	0,9	0,9	1,0	1,2

Таким образом ход удельной влажности такой же, как и абсолютной, но более резко выражен. Удельная влажность меньше абсолютной в самых нижних слоях, равна ей на высоте около 2 км и становится больше ее с этой высоты.

Для тех случаев, когда высота облаков была определена или когда в ближайшем к инверсии слое не было облаков, было вычислено число случаев (в процентах) расположения инверсии выше или ниже облаков. В это рассмотрение вошло 425 внутримассовых инверсий и 61 фронтальных. Наибольший процент (около 50) пришелся на расположении инверсии над облаками не только при внутримассовых, но и при фронтальных инверсиях (рис. 7). Однако в 84% всех случаев фронтальных инверсий, расположенных над облаками, слой от нижней поверхности облаков до инверсии недостаточно мощен и не превышает 400 м, а потому не

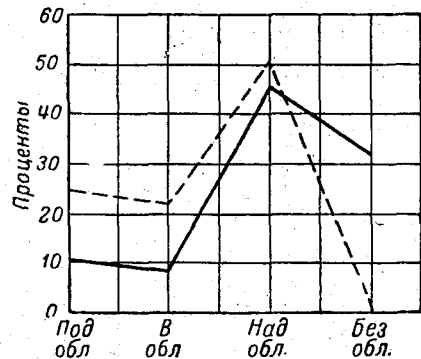


Рис. 7. Повторяемость (в %) инверсий в различных слоях относительно облаков.

--- фронтальная инверсия
— внутримассовая инверсия.

Средние температура и влажность при фронтальных инверсиях

Инверсии	Сезон	Слой под инверсией						Слой инверсии						Слой над инверсией								
		<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)	<i>H</i> (м) <i>t</i> (°) <i>f</i> (%) <i>e</i> (мм)					
Летнего фронта	Зима	восходящего скользящего	190	250	290	390	720	820	920	1020	1120	1220	140	240	340	740	840	940	1040	1140	1240	
			-9,1	1,9	-9,5	-10,0	-6,0	-6,3	-7,0	-7,4	-7,7	86	80	88	89	91	92	91	90	90	89	90
			2,2	4,7	2,2	2,1	2,7	2,7	2,7	3,0	3,1	2,2	4,5	2,2	2,1	2,7	2,7	2,8	2,9	3,1	3,1	3,1
Холодного фронта	Зима	нисходящего скользящего	180	250	280	380	620	720	820	1020	1120	140	240	340	740	840	940	1040	1140	1240		
			-8,7	1,9	-9,4	-10,1	-2,8	-3,3	-4,2	-4,6	-5,0	87	85	85	85	94	94	90	89	89	93	93
			2,1	4,8	2,0	1,9	5,3	4,4	4,3	4,1	4,1	2,1	6,7	1,9	5,3	4,4	4,3	4,2	3,3	3,1	4,1	4,1
Холодного фронта	Лето	Холодного фронта	860	1060	1260	1360	1520	1620	1720	1820	1920	140	240	340	740	840	940	1040	1140	1240		
			11,3	9,5	7,7	6,9	8,7	7,9	7,5	7,5	7,5	62	67	68	70	72	72	72	72	72	72	72
			7,1	6,7	6,5	6,4	7,2	7,1	7,0	7,0	7,0	7,1	6,9	6,9	6,4	7,2	7,1	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0

ключена возможность того, что за нижнюю границу фронтальных облаков была принята высота облаков, закрывавших фронтальные, например Frst.

Таким образом на основании средних данных для фронтальных инверсий нельзя прийти к определенному выводу относительно расположения фронтальных инверсий выше или ниже облачного слоя, тем более, что все рассмотренные случаи относятся к слою механического перемешивания.

Выводы

1. Повторяемость инверсий над Слуцком составляет 32% общего числа наблюдений.
2. Наибольшее число инверсий наблюдается в слое до 1 км.
3. Наибольшее число дней с инверсиями наблюдается в феврале, наименьшее — в июне.
4. Внутримассовые инверсии характеризуются убыванием относительной влажности в слое инверсии, которое особенно велико в инверсиях сжатия.
5. Максимальное убывание относительной влажности в инверсиях наблюдается зимой, а в периферийных инверсиях летом.
6. При фронтальных инверсиях наблюдается как убывание, так и возрастание относительной влажности.
7. При всех инверсиях, кроме антициклональных, наблюдается возрастание абсолютной влажности в слое инверсии, незначительное во внутримассовых и несколько большее во фронтальных инверсиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. A. Wegener. Ueber Temperaturinversionen. Beitr. z. Ph. der fr. Atm. Bd. IV, 1912.
2. W. Schmidt. Häufigkeitsverteilung des vertikalen Temperaturgradienten. Beitr. z. Ph. der fr. Atm. Bd. VII, 1917.
3. S. Mal, S. Basu and B. Desai. Structure and Development of Temperature Inversions in the Atmosphere. Beitr. z. Ph. der fr. Atm. Bd. XX, H. I. 1932.
4. Погосян Х. П. Инверсия сжатия в условиях северо-запада ЕТС. Метеорология и гидрология, № 10, 1936.
5. Көрреп W. Entwicklung der Temperaturinversionen. Met. Zeitschr. 1911.
6. Молчанов П. А. Основные положения аэрологического анализа состояния погоды. Труды НИИИ, № 6, 1937 г.

СОСТОЯНИЕ АТМОСФЕРЫ ПРИ ЛИВНЯХ В ТЕПЛОЕ ПОЛУГОДИЕ

Материал

Материалом для характеристики состояния атмосферы при ливнях с мая по сентябрь послужили записи метеорологических наблюдений, шаропилотные наблюдения и результаты радиозондовых подъемов в г. Слуцке за период с 1930 по 1937 г. При подборе материала понятие ливня составлялось главным образом по нормам, принятым Бергом¹. Берг считал осадки ливневыми, если за первые 5 мин. дождя выпало не меньше 2,5 мм; за 15 мин. — 5,5 мм; за 30 мин. — 9,25 мм; за 45 мин. — 12,25 мм; за 1 час — 14,5 мм; за 2 часа — 20,5 мм; за 4 часа — 32,5 мм.

Применяя эти нормы, представилось возможным выбрать по записям омбрографа по одному случаю с ливнем за 1930, 1931, 1933 и 1934 гг.; по три случая за 1932 и 1935 гг.; семь случаев за 1936 г. и шесть случаев за 1937 г. Всего около 25 случаев за 8 лет. Понятно, количество это является незначительным для такого периода лет. Мы считали возможным расширить определение Берга, приняв за норму ливневых осадков минимум 2,5 мм за любые 5 мин. (начала, середины или конца) дождя при ливневых облаках. Таким образом для периода с 1930 по 1937 г. было собрано около 50 случаев ливней.


























Однако за недостатком аэрологических данных подробному разбору все эти 50 случаев не могли быть подвергнуты.

При анализе оказалось, что данные о распределении ветра в свободной атмосфере для отобранных случаев с ливнями очень малочисленны либо потому, что шары-пилоты на небольших высотах скрывались в облаках, либо потому, что выпуски этих шаров отсутствовали тогда, когда они нам особенно необходимы. Это ограничивало до невозможности применение классификации распределения ветра, разработанной проф. Молчановым (см. „Основные положения аэрологического анализа состояния погоды“).

Подобранный материал по радиозондам (в особенности за 1930—1935 гг.) оказался также недостаточным вследствие отсутствия данных о влажности в атмосфере и редких выпусков их. Более богатый материал дали лишь 1936 и 1937 гг., когда в Аэрологической обсерватории ГГО уже ввели двукратные подъемы радиозондов с влажностью. Для последних двух годов был произведен дополнительный подбор дней с ливнями, пользуясь указаниями „Инструкции метеостанциям и руководства к составлению ежедневных метеорологических телеграмм (1935 г.)“. Коротко эти указания сводятся к следующему: ливнями называются преимущественно недолгие и более или менее интенсивные осадки (дождь, крупа или град), выпадающие из облаков вертикального развития (Cb).

¹ См. его работу „О ливнях и обильных дождях, выпавших в короткие промежутки времени в 1903 г. в Европейской России“.

Таблица 1

Дата	Начало ливня	Продолжи- тельность ливня	Количество осадков	Воздушная масса	Примечания
1936 г.	ч. м.	ч. м.	мм		
27 V	20 40	— 50	0,5	(пр. АВ) кПВ	
	22 05	— 25	0,3		
28 V	13 18	— 34	6,1	(пр. АВ) кПВ	
	14 26	— 14	6,8*		
	15 30	1 30	1,7		
16 VI	17 30	— 15	1,4	кПВ	
17 VI	9 35	— 15	4,9	мПВ	
	10 34	— 06	0,4		
4 VII	14 35	— 33	15,4*	кТВ	
5 VII	12 27	— 53	14,1*	мПВ	
6 VII	16 40	— 06	2,8*	мПВ	 ▲ в 11 ч.
11 VII	20 08	— 10	2,5	мПВ	
14 VII	12 15	— 10	6,3*	мПВ	
	17 15	— 42	8,2	мПВ	 ▲
15 VII	4 35	— 05	1,5	мПВ	
18 VII	22 23	1 —	5,0	мПВ	
20 VII	15 32	— 38	16,7*	мПВ	
	16 23	— 07	1,1		
	16 50	— 30	2,6		
29 VII	15 40	1 10	5,3	кТВ	
	22 20	— 30	3,7	кТВ	
4 VIII	16 58	— 14	2,5	мПВ	
23 VIII	12 47	— 23	3,9	(пр. АВ) кПВ	
24 VIII	1 20	— 20	0,1		
	5 48	— 02	0,3		
	15 10	— 05	0,1		
24 VIII	15 45	— 45	0,8		
	16 30	— 20	14,0*	мПВ	
	20 30	3 30	2,3		
1 IX	15 45	— 35	1,7	мПВ	
1937 г.					
22 V	12 00	— 15	5,1	мПВ	 ▲
	12 15	— 08	0,4		
28 V	7 10	— 22	3,5	кПВ	
	17 10	— 30	1,8	мПВ	
	19 35	— 35	1,5		
	21 00	— 30	0,4		
2 VI	10 30	— 10	0,3	мПВ	—
	15 50	— 15	0,2		
	20 05	— 15	2,6	мПВ	
23 VI	15 20	— 25	8,6*	мПВ	
24 VI	18 07	— 11	7,8*	мПВ	 ▲
	18 18	1 52	7,2		
1 VII	20 15	— 10	4,5*	мПВ	
	20 25	2 40	2,8		—
3 VII	11 20	1 40	8,9	(пр. мП) кПВ	
	13 30	— 50	12,6*		
	14 00	1 40	6,4		
	16 20	4 00	8,0		
24 VII	15 08	1 52	20,8*	(пр. АПВ) кПВ	
14 VIII	12 30	— 20	2,3	АПВ	
	17 25	— 35	11,6*	АПВ	
26 VIII	12 25	— 17	4,4	(пр. АПВ) кПВ	
10 IX	12 12	— 48	3,8	мПВ	 ▲

Методы анализа данных

В настоящей работе применен метод графиков разрезов, построенных по времени, так что с помощью их можно проследить изменение метеорологических элементов над данным пунктом в течение некоторого периода.

При построении разрезов использованы основные характеристики воздушных масс: удельная влажность, эквивалентно-потенциальная температура и отклонение температур от нормы. Пользуясь синоптическими картами и сравнивая тетаграммы с типами-гомологами было произведено разграничение воздушных масс.

Вертикальные разрезы атмосферы вычерчивались до 7 км. На этой высоте пришлось остановиться потому, что принятый метод графического определения эквивалентно-потенциальной температуры (номограмма А. Ф. Дюбюка и В. П. Некрасова) не гарантирует достаточной точности в более высоких слоях; кроме того, образование и развитие ливневых облаков происходит главным образом не выше 7 км.

Далее аэрологические подъемы были рассмотрены с точки зрения выявления неустойчивости разных слоев атмосферы и ее изменения во времени. Для определения условий, благоприятствующих развитию конвекции в данной массе воздуха, мы пользовались понятием температурных разностей неустойчивости. Последние представляют собой разности температур между кривой стратификации и кривой адиабатического подъема единицы массы воздуха, вычерчиваемых на адиабатных бумагах Шоу, Рефсдаля и т. п. Разности эти берутся по изобаре для стандартных высот и для особых точек, характеризующих резкое изменение с высотой условий неустойчивости. Таким образом они являются пропорциональными числами (положительными или отрицательными) для энергии неустойчивости единицы массы воздуха на данной высоте и характеризуют степень неустойчивости.

Воздушные массы при ливнях

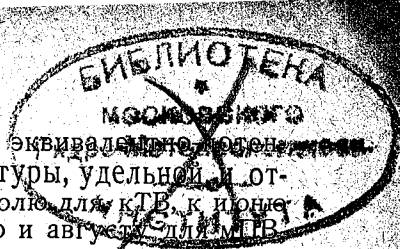
Рассматривая составленную по указанным вертикальным разрезам и другим материалам за 1936 и 1937 гг. табл. 1 ливней и относящихся к ним воздушных масс, приходится констатировать, что наиболее интенсивные ливни (удовлетворяющие нормам Берга; в графе „количество осадков“ они отмечены звездочкой) выпадают при наличии у земной поверхности главным образом морской полярной воздушной массы. Если же

Таблица 2
Средняя эквивалентно-потенциальная температура при ливнях

Воздушные массы	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
кТВ	56	52	48	48	49	52	54
кПВ	45	45	42	42	44	48	50
АПВ	40	36	35	35	37	38	39
мПВ	37	35	33	34	36	40	42

не ограничиваться нормами Берга, то из 33 приведенных случаев 20 были при наличии мПВ, 8 — при кПВ, главным образом арктического происхождения, 3 случая при кТВ и 2 случая при АПВ.

Распределение эквивалентно-потенциальной температуры в перечисленных массах характеризуется средними величинами табл. 2.



Случай, из которых получены средние величины эквивалентной потенциальной температуры, а также абсолютной температуры, удельной и относительной влажности, — относятся в основном к июлю для кТВ, к июню и июлю для кПВ, к августу для АПВ, к июню и августу для мПВ, т. е. к тому времени, в какое происходили ливни при указанных массах.

Число случаев на разных высотах, из которых вычислены средние величины, приведено в табл. 3.

Таблица 3

Число наблюдений на высотах при ливнях

Воздушные массы	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
кТВ	7	7	11	11	11	8	7
кПВ	8	8	11	14	13	13	11
АПВ	7	7	8	8	8	8	6
мПВ	31	31	20	17	17	14	12

Обращаясь к табл. 2 или к рис. 1, необходимо отметить сравнительно высокие температуры для всех масс, при которых происходили ливни. Средние значения θ' для воздушных масс в Москве¹ являются ниже на 2—5°, иногда на 10°.

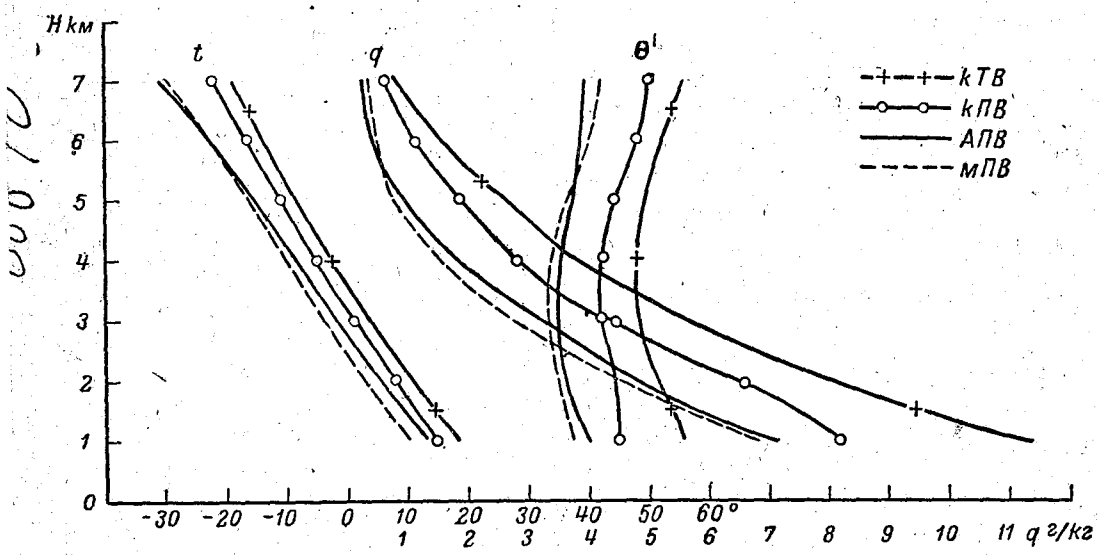
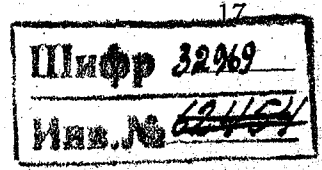
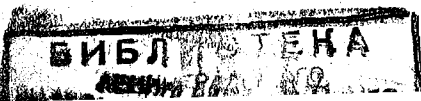


Рис. 1. Распределение t , θ' и q при ливнях.

Следует помнить, что температуры табл. 2 еще не могут претендовать на окончательную типичность; они выведены как средние характеристики имевших место среди наших случаев воздушных масс, подготовленных так или иначе к ливнеобразованию, и должны быть сравниваемы с типами-гомологами масс данного района. Делать же сравнение с данными Москвы, местом более континентальным чем Слуцк, нам приходится лишь потому, чтобы хотя качественно определить направление процесса, приводящего к ливнеобразованию.

¹ И. М. Ярославцев. Метеорология и гидрология, № 7, 1936; А. Н. Полякова. Геофизик, т. VI, № 6 (24), 1936.

2 Труды ГГО, вып. 24.



Для образования ливневых осадков необходимо достаточное влагосо-
 держание той или иной воздушной массы.

Насколько богаты влагой ранее перечисленные воздушные массы
 можно судить по данным табл. 4 и 5.

Таблица 4

Средняя удельная влажность при ливнях

Воздушные массы	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
кТВ	11,4	8,0	5,6	3,7	2,6	1,5	0,8
кПВ	8,2	6,6	4,4	2,8	1,8	1,1	0,6
АПВ	7,2	4,7	3,2	1,8	0,9	0,4	0,2
мпВ	7,0	4,6	2,7	1,5	0,7	0,5	0,3

Таблица 5

Средняя относительная влажность при ливнях

Воздушные массы	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
кТВ	78	79	83	79	73	67	53
кПВ	72	78	76	74	66	59	52
АПВ	69	71	73	64	47	36	36
мпВ	78	79	70	62	47	43	39

Такая насыщенность влагой воздушных масс, повидимому, вполне обеспе-
 чивает развитие ливневых облаков в них, если иметь в виду конвек-
 тивный процесс их образования, когда более насыщенные влагой нижние
 слои воздуха передают ее верхним слоям. Конечно, для образования
 конвективных токов в воздушной массе необходимы по меньшей мере
 влажно-адиабатические вертикальные градиенты температуры. В табл. 6
 приводятся вертикальные градиенты температуры для рассматриваемых
 масс воздуха при ливнях.

Таблица 6

Средние градиенты температуры при ливнях

Воздушные массы	1—2 км	2—3 км	3—4 км	4—5 км	5— км	6—7 км
кТВ	0,72	0,73	0,61	0,52	0,58	0,56
кПВ	0,69	0,68	0,60	0,62	0,54	0,62
АПВ	0,80	0,71	0,69	0,62	0,73	0,82
мпВ	0,70	0,73	0,61	0,60	0,63	0,70

Здесь, как и в других подобных таблицах, нет данных о самом ниж-
 нем километре атмосферы по той причине, что этот слой находится
 в большой зависимости от местных условий. Так как изменение мете-
 орологических элементов в нем происходит в больших пределах, то мы
 считаем целесообразнее рассматривать его особо в каждом отдельном
 случае с ливнем.

Как видно из последней таблицы, градиенты имеют величины для всех
 масс не меньше влажно-адиабатических. Какова будет в связи с этим
 степень неустойчивости этих масс — рассмотрим позже, а теперь оста-
 новимся несколько еще на оценке их величин.

Вертикальные градиенты получены из данных табл. 7, в которой помещены средние абсолютные температуры наших масс.

Средние температуры при ливнях

Таблица 7

Воздушные массы	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
кТВ	17,9	10,7	3,4	-2,7	-7,9	-13,7	-19,3
кПВ	14,9	8,0	1,2	-4,8	-11,0	-16,4	-22,6
АПВ	12,9	4,9	-2,2	-9,1	-15,3	-22,6	-30,8
мПВ	10,0	3,0	-4,3	-10,4	-16,4	-22,7	-29,7

Сравнивая эти температуры с температурами масс для Москвы, находим, что они выше московских на 2—5°. Между тем вертикальные градиенты зондированного до 5 км слоя, поскольку это возможно сравнить, примерно одинаковые; расхождение составляет несколько сотых градуса. При рассмотрении изменений вертикальных градиентов с высотой оказалось, что до высоты 5 км они в общем уменьшаются на 0,1—0,2, выше — растут. При этом характер изменения градиентов с высотой очень неравномерный. Например, для мПВ при общем уменьшении с высотой в слое от 2 до 3 км градиент на 0°,03 больше, чем в слоях от 1 до 2 км и на 0°,12 больше, чем в слое от 3 до 4 км.

Температурные колебания и неустойчивость воздуха

Для выпадения ливневых осадков, согласно современным воззрениям, необходимо неустойчивое состояние атмосферы, которое может быть обусловлено либо похолоданием верхних слоев, либо достаточным перегревом благодаря инсоляции нижних слоев воздуха.

С последним обстоятельством связан суточный ход повторяемости ливней. Табл. 8, содержащая распределение ливней в Слуцке по часам суток, подтверждает известный факт преобладания ливней при всех воздушных массах в послеполуденные часы, т. е. в период наиболее высоких температур воздуха у земли и наибольших значений вертикальных градиентов температуры в нижнем слое атмосферы. Наличие больших иногда сверхадиабатических градиентов температуры внизу создает интенсивную конвекцию, которая при благоприятных условиях в вышележащих слоях распространяется выше и приводит к развитию конвективных облаков и ливней.

Повторяемость ливней в разные часы суток

Таблица 8

Годы	0—3 ч.	3—6 ч.	6—9 ч.	9—12 ч.	12—15 ч.	15—18 ч.	18—21 ч.	21—24 ч.
1930—1935	3	2	1	4	11	8	8	1
1936—1937	—	1	1	1	12	11	5	2
1930—1937	3	3	2	5	23	19	13	3

Суточные колебания температуры могут проявляться не только в нижнем слое атмосферы, но также и в более высоких слоях.

В статье проф. Молчанова „Температурные колебания в верхних слоях тропосферы“¹ указано существование суточных колебаний температуры

¹ Труды ГГО, вып. 7, 1936.

в отдельные дни на больших высотах. Из собранного нами материал видно, что суточные колебания температуры наблюдаются и в дни с ливневыми осадками. При этом, если понижение температуры верхних слоев к ночи (например 16 VIII 1935 г.) происходит быстрее, чем нижних, или если повышение ее вверху днем (например 23 VIII 1936 г.) происходит медленнее, чем у земли, то понятно, что это ведет к увеличению вертикальных градиентов температуры и неустойчивости воздуха.

Естественно, что суточные колебания температуры нарушаются при вторжениях в данный район масс воздуха с иными свойствами. В част-

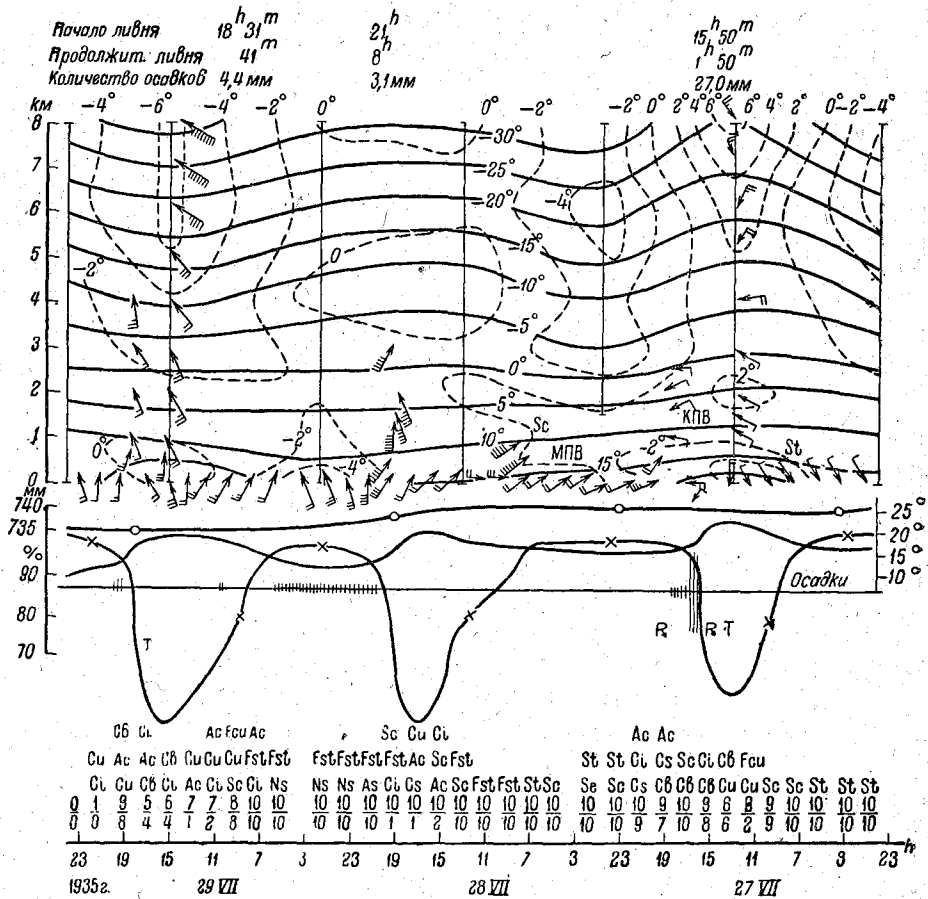


Рис. 2.

ности 28 VII 1935 г. на высоте 4—5 км имеем такое нарушение в результате прохождения окклюзии. Вытесненный вверх теплый насыщенный влагой воздух дал обложные осадки, длившиеся с 21 часа 28 VII до 5 час. 29 VII 1935 г. Вслед за этим пришли свежие порции мПВ. На рис. 2 днем 29 VII 1935 г. мы имеем для верхних слоев значительное понижение температуры, в то время как температура приземных слоев воздуха благодаря инсоляции повышалась. В результате в 18 час. 31 мин. начался ливень. Ливни 16 VIII 1935 г., 24 VIII 1936 г. также происходили при понижении температуры в верхних слоях, как это можно усмотреть из рис. 3 и 4, построенных на данных двукратного зондирования в сутки. Распределение же температуры при ливне 4 VII 1936 г., представленное

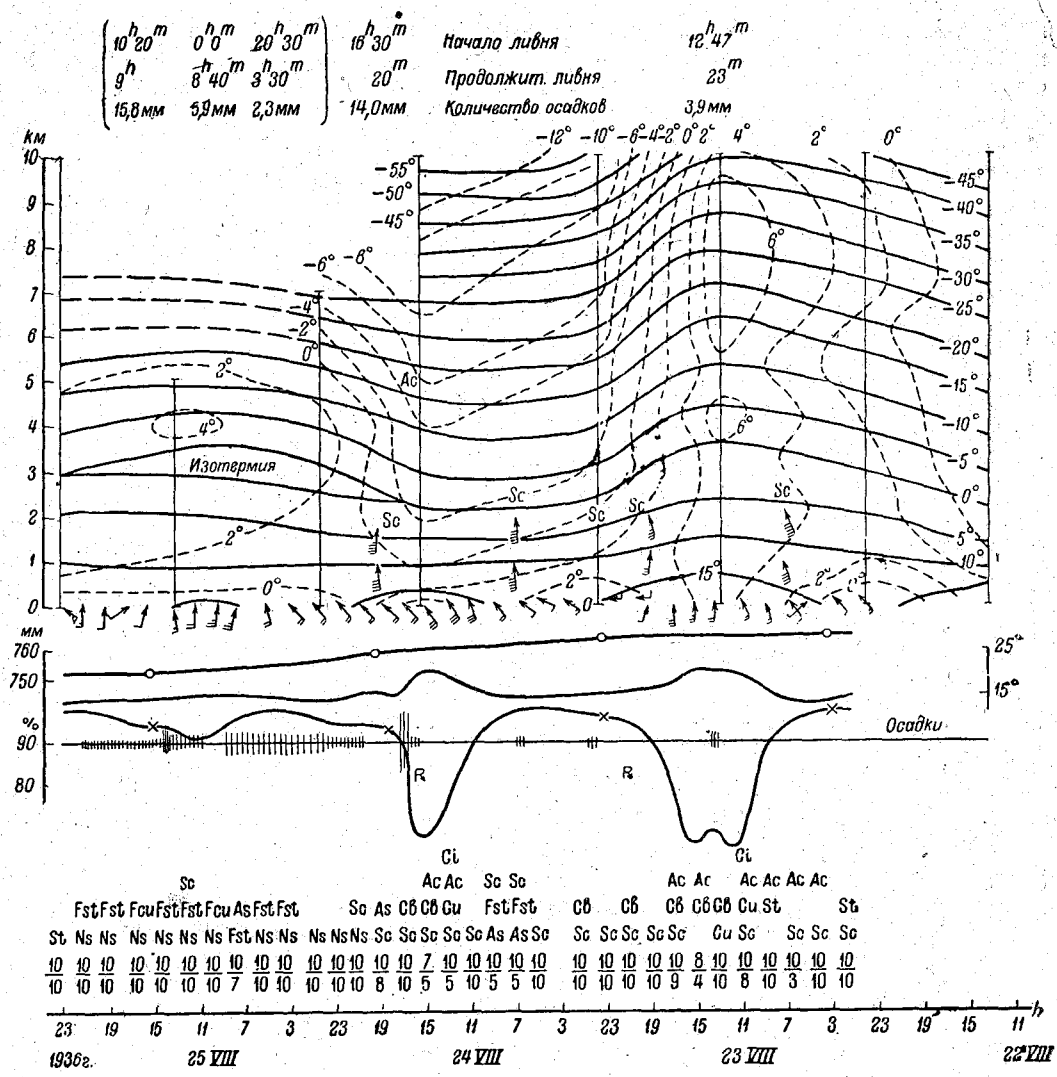


Рис. 4.

чивости, как характеристики степени неустойчивости воздушной массы в промежутке 5—6 часов перед ливнем в дневное время.

Таблица 9

Высота км	Среднее давление мб	Разности неустойчивости °С
1	903	1,0
2	800	2,8
3	708	3,6
4	624	4,0
5	549	4,1
6	481	3,7
7	421	4,0

Полученные из более многочисленного материала такие различия дадут возможность вычертить типичные кривые распределения температуры при известном уровне конденсации, которые будут в полной мере характеризовать ливневое состояние воздушных масс. Кривая ливневого состояния атмосферы по нашим данным при уровне конденсации 946 мб изображена на рис. 5.

Сравнивая температурные различия неустойчивости, полученные по зондажам в первую половину дня, с различиями лив-

нового состояния, мы можем судить, насколько вероятен ливень в течение последующих за подъемом 5—6 часов, если вертикальные градиенты первого километра атмосферы приближаются к адиабатическим.

В заключение рассмотрим примеры реальных условий, сопровождавших выпадение ливневых осадков.

Ливень 4 VII 1936 г. Начало ливня 14 час. 35 мин., продолжительность 33 мин., выпало осадков 15,4 мм; облачность 10/10 Сб; гроза. Подъем радиозонда произведен в 13 час. 30 мин.

Таблица 10

Данные зондирования 4 VII 1936 г. в 13 час. 30 мин.

Характеристика	0,03 км	0,5 км	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
Экв.-потенц. температура θ'	61	65	64	51	50	49	51	54	—
Абсолютная температура t'	25,6	23,3	19,1	10,7	3,5	-2,6	-7,6	-13,1	-20,6
Вертикальный градиент γ	0,49	0,84	0,84	0,72	0,61	0,50	0,55	0,75	
Удельная влажность, q	15,2	15,8	13,8	8,8	6,4	4,6	3,3	2,3	
Относительная влажность $f\%$	72	83	89	87	93	93	93	93	
Отклонения температуры от нормы Δt	+8,4	+11,6	+9,6	+7,7	+6,0	+6,0	+6,4	+6,9	+5,9
Температурн. разности неустойчивости $\Delta t'$		0	0	+4	+5	+7	+7	+8	+10

По шаропилотным наблюдениям за 8 час. утра ветер выше 1000 м имеет юго-западное направление со скоростью около 7 м/сек. На высоте 3,5 км облака Ас. Ночью была инверсия с $\gamma = -0,1$ до 0,5 км, которая медленно разрушалась с наступлением дня. До 9 час. утра почти все небо было покрыто облаками Сi, Сс. С 9 час. появились Ас, Sc; это видимому облака приближающегося фронта, который проходит Слуцк около 19 час. Около 12 час. начинают развиваться Си. Условия развития Си достаточно характеризуются данными табл. 10. При сравнении этих данных со средними характеристиками табл. 2, 4, 5, 6, 7 и 9 мы имеем при образовании ливня следующее:

Богато насыщенная водяными парами, теплая относительно средних температур данного района континентальная тропическая воздушная масса при малых градиентах в приземном слое до 0,5 км стратифицирована в верхних слоях влажно-неустойчиво. Температурные разности неустойчивости, характеризующие энергию неустойчивости, достаточно велики, и воздушная масса подготовлена к ливнеобразованию. Последующее снизу развитие конвекции окончательно разрушает остатки приземной инверсии и, далее распространяясь в верхние слои, приводит к выпадению ливневых осадков.

Ливень 24 VI 1937 г. Начало ливня 18 час. 07 мин.; продолжительность 2 часа 03 мин.; осадков выпало за первые 11 мин. 7,8 мм, за остальное время 7,2 мм; облачность 10/10 Сб; гроза; град. Подъем радиозонда произведен в 14 час. 45 мин.

Просматривая градиенты, замечаем, что около 4 км находится переходный слой. Сравнивая другие элементы с осредненными данными табл. 2, 4, 5, 6, 7 и 9 и знакомясь с синоптической обстановкой, заключаем, что

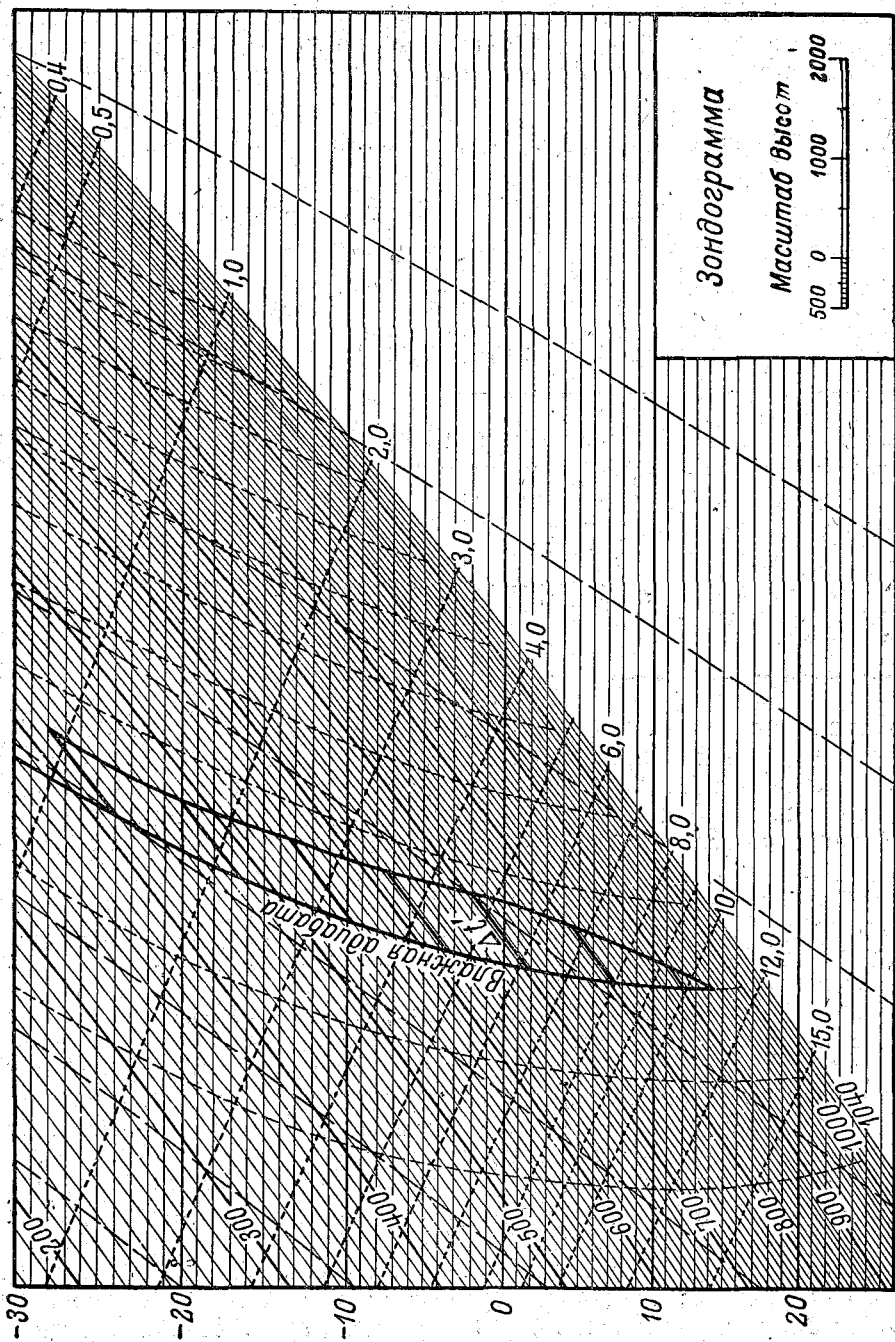


Рис. 5.

Таблица 11

Данные зондирования 24 VI 1937 г. 14 час. 45 мин.

Характеристика	0,03 км	0,5 км	1 км	2 км	3 км	3,7 км	4,1 км	5 км	5,7 км	6 км	7 км
θ'	50	42	38	38	36	39	48	48	47	50	50
t	25,6	20,0	13,6	5,7	-1,3	-5,2	-4,1	-8,5	-13,5	-13,5	-20,1
γ	1,19	1,28	0,79	0,70	0,56	0,28	0,49	0,71	0,00	0,66	
q	9,9	7,4	5,9	4,9	2,6	3,0	4,1	2,1	1,25	1,2	0,55
$f\%$	47	47	53	68	55	85	93	61	52	48	37
Δt	+9,1	+8,4	+5,6	+3,7	+3,2	+4,8	+5,9	+7,5	+9,0	+9,0	+9,4
$\Delta t'$	0	+1	+3	+4	+6	+5	+2	+2	+3	+1	+1

Слуцк находится в массе морского полярного воздуха, а выше 4 км, повидимому, — прежний тропический воздух, в котором на высоте около 6 км — изотермия облачного слоя. По шаропилотным наблюдениям ветер выше 1000 м меняет свое направление с южного в 11 час. на юго-западное в 13 час. Скорость около 10 м/сек. Воздушные массы имеют абсолютную температуру выше средней для данного района.

Условия для образования и развития конвективных облаков характеризуются сверхадиабатическими градиентами в первом километре, выше — морской полярный воздух стратифицирован влажно-неустойчиво. Наблюдения за облачностью показывают, что Сп начинают развиваться около 12 час. Развитие их происходит интенсивно. К 13 час. наблюдались уже Св. Рассматривая температурные разности неустойчивости за 15 час., находим, что воздушные массы подготовлены к ливнеобразованию (характеризуются большими разностями неустойчивости). Дальнейший приток влаги в развивающееся Св определит время выпадения осадков.

**ОШИБКИ В ВЕЛИЧИНЕ СКОРОСТИ ВЕТРА, ПРОИСХОДЯЩИЕ
ВСЛЕДСТВИЕ ОШИБОК В ВЕРТИКАЛЬНОМ УГЛУ ПРИ ШАРО-
ПИЛОТНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ С ОДНОГО ПУНКТА**

§ 1

Как известно, величина средней скорости ветра W_1 в слое атмосферы, ограниченном с одной стороны плоскостью горизонта, а с другой — горизонтальной плоскостью, находящейся на любой высоте H (скорость ветра первого слоя), находится обычно из зависимости

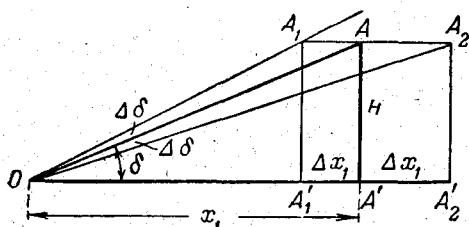


Рис. 1.

$$X_1 = H_1 \operatorname{ctg} \delta_1, \text{ и } W_1 = \frac{X_1}{t_1},$$

где t_1 — число секунд, прошедшее от момента выпуска шара до момента отсчета; остальные обозначения видны из рис. 1.

мы делаем ошибку $\Delta \delta_1$, другие же переменные (H_1 , t_1) ошибок не содержат.

Если угол δ_1 определен с ошибкой $\Delta \delta_1$, то расстояние проекции шара от теодолита X_1 мы получим ошибочным, а именно

$$X_{1 \text{ ош.}} = H_1 \operatorname{ctg} \delta_{1 \text{ ош.}} = H_1 \operatorname{ctg} (\delta_1 + \Delta \delta_1).$$

Ошибка ΔX_1 определится как разность:

$$\Delta X_1 = X_{1 \text{ ош.}} - X_1 = H_1 \{ \operatorname{ctg} (\delta_1 + \Delta \delta_1) - \operatorname{ctg} \delta_1 \}.$$

Вспомяная, что $\operatorname{ctg} (\delta_1 + \Delta \delta_1) = \frac{\operatorname{ctg} \delta_1 \operatorname{ctg} \Delta \delta_1 - 1}{\operatorname{ctg} \delta_1 + \operatorname{ctg} \Delta \delta_1}$; в результате простых преобразований получим

$$\Delta X_1 = -H_1 \frac{\operatorname{ctg}^2 \delta_1 + 1}{\operatorname{ctg} \delta_1 + \operatorname{ctg} \Delta \delta_1}.$$

Заменяя $\operatorname{ctg}^2 \delta_1 + 1$ через $\frac{1}{\sin^2 \delta_1}$ и сумму ctg через отношение \sin , получим:

$$\Delta X_1 = -H_1 \frac{\sin \Delta \delta_1}{\sin \delta_1 \sin (\delta_1 + \Delta \delta_1)}.$$

полагая, ввиду малости угла $\Delta\delta_1$, что

$$\sin \Delta\delta_1 = \Delta\delta_1, \quad \sin(\delta_1 + \Delta\delta_1) = \sin \delta_1$$

получим

$$\Delta X_1 = -H_1 \frac{\Delta\delta_1}{\sin^2 \delta_1}; \quad (1)$$

$$\Delta w_1 = -v_1 \frac{\Delta\delta_1}{\sin^2 \delta_1}, \quad (2)$$

так как $H_1 = v_1 t_1$, где v_1 — вертикальная скорость шара. Заметим, что при различных H_1 , v_1 и δ_1 рассматриваемые ошибки будут иметь максимальные значения, когда абсолютное значение $\Delta\delta_1$ достигнет максимума.

Строго говоря, ΔX_1 будет иметь максимальное значение лишь в том случае, когда значение $\Delta\delta_1$ равно максимальному ($\Delta\delta_m$) и отрицательно:

$$\Delta\delta_1 = -(\Delta\delta_m).$$

Но разница в ΔX_1 , получающихся при $\Delta\delta_1 = -(\Delta\delta_m)$ и $\Delta\delta_1 = (\Delta\delta_m)$ и обычных значениях угла δ_1 , пренебрежимо мала.

Из равенств (1) и (2) следует, что ошибки $\Delta\delta_1$ и ошибки ΔX_1 и ΔW_1 имеют всегда разные знаки.

Из этих же равенств вытекает, что абсолютное значение ошибок ΔX_1 и ΔW_1 возрастает с увеличением абсолютного значения $\Delta\delta_1$; кроме того, (ΔX_1) возрастает с увеличением высоты шара, а (ΔW_1) — с увеличением вертикальной скорости; при прочих равных условиях (ΔX_1) и (ΔW_1) тем больше, чем δ меньше.

§ 2

Определим теперь ошибку в величине скорости ветра слоя атмосферы, заключенного между горизонтальными плоскостями ($i-1$ и i), расположенными на двух любых высотах над плоскостью горизонта (ошибку в скорости ветра любого слоя).

Как известно, величина скорости ветра в любом слое атмосферы определяется из треугольника (рис. 2), одна сторона которого ($OA' = X'_{i-1}$) представляет собою горизонтальное расстояние от теодолита (O) до проекции шара (A') на горизонтальную плоскость в момент достижения шаром плоскости ($i-1$), другая сторона ($OB' = X'_i$) — то же расстояние в момент достижения шаром плоскости i . Угол α между этими двумя сторонами определяется при помощи горизонтального круга теодолита. Будем считать, что $\angle \alpha$ определяется без ошибки.¹

Ясно, что в рассматриваемом случае ошибка в величине третьей стороны треугольника будет зависеть от ошибок в величинах X'_{i-1} и X'_i .

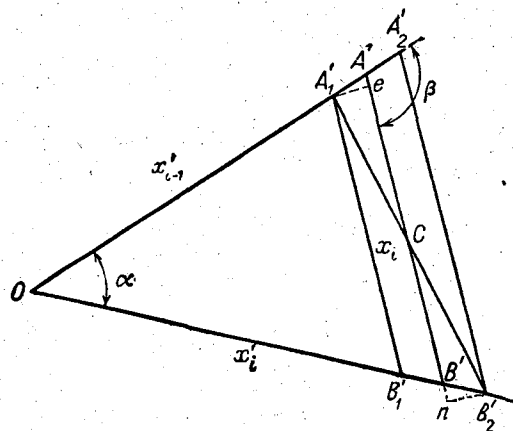


Рис. 2.

¹ В дальнейшем все величины, относящиеся к стороне OA' , будут сопровождаться индексом $i-1$ и значком ' наверху; к стороне OB' — индексом i и значком ' наверху; к третьей стороне треугольника только индексом i .

Предположим, что эти ошибки будут равны нулю; тогда эта сторона займет положение $A'B'$; величину этой стороны мы обозначим через X_i .

Во всех других случаях рассматриваемая сторона треугольника будет занимать некоторое другое положение, причем, вообще говоря, величина ее будет равна $X_i + \Delta X_i$.

Посмотрим, чему будет равно ΔX_i , если рассматриваемая сторона треугольника займет, например, положение $A_1'B_2'$? Заметим, что это может случиться тогда, когда ошибка $\Delta X'_{i-1}$ в определении стороны OA' окажется равной $A'A_1'$, а ошибка $\Delta X'_i$ в определении стороны OB' — равной $B'B_2'$. Опустим из точек A_1' и B_2' перпендикуляры $A_1'e$ и $B_2'n$ на сторону $A'B'$ или ее продолжение. Ввиду малости $\angle A_1'CA'$ и равного ему $\angle B_2'CB'$, будем считать, что отрезки $A'e$ и $B'n$ соответственно равны разности в величинах $A_1'C$ и $A'C$, а также $B_2'C$ и $B'C$.¹

Таким образом,

$$\Delta X_i = A'e + B'n. \quad (3)$$

Что касается знаков ошибок $A'e$ и $B'n$, то они легко определяются в зависимости от знаков $\Delta X'_{i-1}$ и $\Delta X'_i$.

Называя угол, образованный направлениями OA' и $A'B'$ через β , получим:

$$\left. \begin{aligned} A'e &= \Delta X'_{i-1} \cos(180 - \beta) \\ B'n &= \Delta X'_i \cos(\beta - \alpha) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Отсюда видно, что ошибки $A'e$ и $B'n$ имеют знаки соответственно противоположные знакам ошибок $\Delta \delta_{i-1}$ и $\Delta \delta_i$ (см. § 1).

Замечая, что $\cos(180 - \beta) = -\cos \beta$, из сопоставления (3) и (4) получим:

$$\Delta X_i = \Delta X'_i \cos(\beta - \alpha) - \Delta X'_{i-1} \cos \beta. \quad (5)$$

Обозначая время полета шара до точки A через t_{i-1} , а до точки B , соответствующей проекции B' , через t_i , получим время полета шара между точками A и B равным:

$$\Delta t = t_i - t_{i-1}.$$

Заменяя теперь в (5) $\Delta X'_{i-1}$ и $\Delta X'_i$ их значениями из (1) и деля обе части (5) на Δt получим:

$$\Delta W'_i = - \left\{ \frac{H_i}{\Delta t} \frac{\Delta \delta_i}{\sin^2 \delta_i} \cos(\beta - \alpha) - \frac{H_{i-1}}{\Delta t} \frac{\Delta \delta_{i-1}}{\sin^2 \delta_{i-1}} \cos \beta \right\} \quad (6)$$

§ 3

Все предыдущее интересно, главным образом, с точки зрения возможности выяснения максимальных значений ошибок в величине скорости ветра, происходящих вследствие ошибок в определении вертикальных углов. Для выяснения этого вопроса займемся исследованием выражения (6).

а. Во-первых, напишем выражения для $\Delta W'_i$, для различных значений $\angle \beta$, при изменении этого угла от 0° до 180° .

Для удобства дальнейшего исследования заметим, что в том случае, когда $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ имеют один и тот же знак, выражение (6) можно

¹ Это допущение сделано проф. П. А. Молчановым при рассмотрении вопроса об ошибках метода наблюдения за шарами-пилотами с одного пункта. См. П. А. Молчанов. Методы исследования свободной атмосферы, изд. ОНТИ 1936 г., стр. 40 и 42.

реписать в следующем виде

$$\Delta W_i = \mp \{ B \cos(\beta - \alpha) \Delta \delta_i - A \cos \beta \Delta \delta_{i-1} \} \quad (7)$$

где $B = \frac{H_i}{\Delta t \sin^2 \delta_i}$ и $A = \frac{H_{i-1}}{\Delta t \sin^2 \delta_{i-1}}$, причем следует иметь в виду, что

здесь и в дальнейшем через $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ обозначены абсолютные значения ошибок в соответствующих вертикальных углах. Знак \mp перед скобками выражения (7) показывает, что одним и тем же абсолютным значениям ошибок $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$, соответствуют два значения ошибки ΔW_i , причем при положительных $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — ΔW_i отрицательна, и наоборот.

Для случая, когда ошибки в вертикальных углах имеют разные знаки, выражение (6) принимает следующий вид:

$$\Delta W_i = \mp \{ B \cos(\beta - \alpha) \Delta \delta_i + A \cos \beta \Delta \delta_{i-1} \} \quad (8)$$

Знак \mp перед скобками этого выражения показывает, что одним и тем же абсолютным значениям ошибок $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ соответствуют два значения ошибок ΔW_i , причем при положительной ошибке $\Delta \delta_i$ ошибка ΔW_i — отрицательна, и наоборот.

Кроме того, обратим внимание на то обстоятельство, что в зависимости от соотношения величин X'_{i-1} и X_i при изменении $\angle \beta$ от 0° до 180° , $\angle \alpha$ будет изменяться различным образом. Разберем три случая соотношения величин X'_{i-1} и X_i :

- I случай $X'_{i-1} > X_i$
- II „ $X'_{i-1} = X_i$
- III „ $X'_{i-1} < X_i$

Во всех трех случаях при изменении β от 0° до 90° $\angle \alpha$ растет; при изменении β от 90° до 180° угол α в первом из рассматриваемых случаев растет до некоторой величины, а затем уменьшается до 0° ; таким образом, на этом промежутке изменений $\angle \beta$ ($\beta = 90^\circ$; $\beta = 90^\circ + \varphi$; $\beta = 180^\circ$), ранее $\angle \alpha > \angle \varphi$, а затем $\angle \alpha < \angle \varphi$. Во втором случае, при увеличении β от 90° до 180° , $\angle \alpha$ продолжает расти, причем, при $\beta = 180^\circ$, $\angle \alpha$ в пределе достигает 90° ; на этом промежутке все время $\angle \alpha > \angle \varphi$, делаясь равным φ только при $\beta = 90^\circ$. В третьем случае при увеличении β от 90° до 180° , α продолжает расти, оставаясь все время больше φ , и при $\beta = 180^\circ$ достигает значения 180° .

Пользуясь выражениями (7) и (8), а также соображениями, высказанными относительно изменений $\angle \alpha$, составим таблицу выражений для ΔW_i при изменении $\angle \beta$ на промежутке только от 0° до 180° , так как при дальнейшем увеличении $\angle \beta$ (от 180° до 360°) выражение для ΔW_i , изменив знак на обратный, проделает цикл изменений, аналогичный указанному в таблице. В таблицу включим все возможные изменения $\angle \alpha$. Заметим, что $\angle \varphi$ обозначается угол больший 0° и меньший 90° ($0^\circ < \varphi < 90^\circ$). В таблице выражения для ΔW_i даются отдельно для двух случаев: $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — одного знака и $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — разных знаков (см. табл. 1).

б. Во вторых, основываясь на выражениях для ΔW_i , данных в табл. 1 для значений угла β от 0° до 180° , напишем выражения для максимальной ошибки ΔW_m для тех же значений угла β . Для этого установим, в каком соотношении находятся величины A и B в различных случаях соотношения величин X'_{i-1} и X_i и различных значениях угла β .

Прежде всего заметим, что величина B , во всех трех случаях различного соотношения величин X'_{i-1} и X_i , с увеличением $\angle \beta$ от 0° до 180° непрерывно уменьшается, конечно, если мы положим в каждом отдельном

Выражения для ошибки ΔW_i при различных значениях $\angle \beta$

№ по порядку	β	α	$\beta - \alpha$	$\cos \beta$	$\cos(\beta - \alpha)$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$		ΔW_i
						$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	
1	0°	0°	0°	1	1	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$
2	φ	$\alpha < \varphi$	$\varphi - \alpha$	$\cos \varphi$	$\cos(\varphi - \alpha)$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \cos(\varphi - \alpha) \Delta \delta_i - A \cos \varphi \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_i$
3	90°	$\alpha < 90^\circ$	$90^\circ - \alpha$	0	$\sin \alpha$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_i$
4	$90^\circ + \varphi$	$\alpha < 90^\circ + \varphi$	$90^\circ + \varphi - \alpha$	$-\sin \varphi$	$\sin(\alpha - \varphi)$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \sin(\alpha - \varphi) \Delta \delta_i + A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1}$
а	$90^\circ + \varphi$	$\alpha > 90^\circ + \varphi$	$90^\circ - (\alpha - \varphi)$	$-\sin \varphi$	$\sin(\alpha - \varphi)$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \sin(\alpha - \varphi) \Delta \delta_i - A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1}$
б	$90^\circ + \varphi$	$\alpha = 90^\circ + \varphi$	90°	$-\sin \varphi$	0°	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \sin(\alpha - \varphi) \Delta \delta_i - A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1}$
в	$90^\circ + \varphi$	$\alpha < 90^\circ + \varphi$	$90^\circ + (\varphi - \alpha)$	$-\sin \varphi$	$\sin(\varphi - \alpha)$	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \sin(\varphi - \alpha) \Delta \delta_i + A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_{i-1}$
5	180°	0	180°	-1	-1	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$
а	180°	90°	90°	-1	0	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm A \Delta \delta_{i-1}$
б	180°	180°	0	-1	1	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	$\Delta \delta_{i-1} < 0$ или $\Delta \delta_i > 0$	$\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i + A \Delta \delta_{i-1} \}$ $\Delta W_i = \pm \{ B \Delta \delta_i - A \Delta \delta_{i-1} \}$

Выражения для максимальной ошибки ΔW_m при различных значениях $\angle \beta$, в случае, когда $X_{i-1} > X_i$

Таблица 2

пор. по №	β	α	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_{i-1} < 0$		Условия, при которых получено ΔW_m в предыдущем столбце	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_{i-1} < 0$		Условия, при которых получено ΔW_m в предыдущем столбце
			ΔW_m	ΔW_m		ΔW_m	ΔW_m	
1	0°	0°	$\Delta W_m = \pm B \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$B > A; \Delta \delta_{i-1} = 0; \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B + A\}$	$B > A$ или $B < A$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	
2	0°	0°	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$B < A; \Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m; \Delta \delta_i = 0$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B + A\}$	$B < A$ или $B < A$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	
3	φ	$\alpha < \varphi$	$\Delta W_m = \pm A \cos \varphi \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = 0$	$B \cos(\varphi - \alpha) < A \cos \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m; \Delta \delta_i = 0$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B \cos(\varphi - \alpha) + A \cos \varphi\}$	$B > A$ или $B < A$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \delta_m$	
4	φ	$\alpha < \varphi$	$\Delta W_m = \pm B \cos \varphi \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = 0$	$B \cos(\varphi - \alpha) > A \cos \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = 0; \Delta \delta_i = \delta_m$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	
5	90°	$\alpha < 90^\circ$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm B \sin(\alpha - \varphi) \Delta \delta_m$	$B \sin(\alpha - \varphi) > A \sin \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = 0; \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	
6	$90^\circ + \varphi$	$\alpha < 90^\circ + \varphi$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_m$	$B \sin(\alpha - \varphi) < A \sin \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m; \Delta \delta_i = 0$	
7	$90^\circ + \varphi$	$\alpha < \varphi$	$\Delta W_m = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_m$	$B < A; \Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$ $\Delta \delta_i = 0$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B \sin(\varphi - \alpha) + A \sin \varphi\}$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	
8	$90^\circ + \varphi$	$\alpha < \varphi$	$\Delta W_m = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \sin \varphi \Delta \delta_m$	$B < A; \Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$ $\Delta \delta_i = 0$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B + A\}$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	
9	180°	0	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$B < A; \Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$ $\Delta \delta_i = 0$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B + A\}$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	

Уже X_i и H_i какими угодно, но постоянными. Величина A , при условии останова X_{i-1} и H_{i-1} , остается постоянной. Соотношение же величин B и A при одинаковых значениях $\angle \beta$ в трех рассматриваемых случаях будет различно.

Критерием для суждения о соотношении величин B и A при $\angle \beta = 0$ могут служить следующие неравенства.

$$\text{Если } \frac{\sin^2 \delta_{i-1}}{H_{i-1}} < \frac{\sin^2 \delta_i}{H_i},$$

то $B > A$.

$$\text{Если } \frac{\sin^2 \delta_{i-1}}{H_{i-1}} > \frac{\sin^2 \delta_i}{H_i},$$

то $B < A$, так как, если $B = A$, то

$$\frac{H_i}{\sin^2 \delta_i} = \frac{H_{i-1}}{\sin^2 \delta_{i-1}}.$$

Вычисления показывают, что в первом из рассматриваемых случаев соотношение величин X_{i-1} и X_i при $\angle \beta = 0$, $B < A$ при возрастании ветра с высотой или незначительном уменьшении, и $B > A$ при значительном уменьшении ветра с высотой.

Легко видеть, что во втором и третьем из рассматриваемых случаев, при $\angle \beta = 0$, всегда $B > A$.

Действительно, во втором случае, $X_i = 2X_{i-1}$ и $\text{tg } \delta_i = \frac{2X_{i-1}}{H_i}$; для

того, чтобы $\text{tg } \delta_i$ был равен $\text{tg } \delta_{i-1} = \frac{X_{i-1}}{H_{i-1}}$, необходимо, чтобы $H_i = 2H_{i-1}$;

тогда $\text{tg } \delta_{i-1} = \text{tg } \delta_i$, $\delta_{i-1} = \delta_i$ и $\sin^2 \delta_{i-1} = \sin^2 \delta_i$, т. е.

$$\frac{\sin^2 \delta_{i-1}}{\sin^2 \delta_i} = 1.$$

Если же $H_i < 2H_{i-1}$, то $\text{tg } \delta_{i-1} > \text{tg } \delta_i$ и $\sin^2 \delta_{i-1} > \sin^2 \delta_i$, т. е. $\frac{\sin^2 \delta_{i-1}}{\sin^2 \delta_i} > 1$.

Вместе с тем $\frac{H_{i-1}}{H_i}$ всегда < 1 . Значит, в этих случаях всегда $B > A$.

В третьем случае $\text{tg } \delta_i$ будет всегда меньше $\text{tg } \delta_{i-1}$ второго случая, так как $X_i > 2X_{i-1}$. Таким образом и здесь всегда $B > A$.

При увеличении $\angle \beta$ от 0° до 180° , как было уже указано выше, B все время уменьшается. В случае $X_{i-1} > X_i$, когда при $\beta = 0$, $B > A$, B становится равным, а затем и меньшим A , обычно при $\angle \beta$, лежащем в пределах $0^\circ - 90^\circ$. Во втором и третьем случае это происходит при $\angle \beta$, лежащем в пределах $90^\circ - 180^\circ$. Но в случае $X_{i-1} < X_i$, вид выражения для ΔW_m при $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — одинаковых знаков и $\angle \beta$, лежащем между 0° и 90° , зависит не от соотношения B и A , а от соотношения $B \cos(\varphi - \alpha)$ и $A \cos \varphi$. Так например, при значительном падении ветра с высотой ранее

$B \cos(\varphi - \alpha) < A \cos \varphi$, при дальнейшем же увеличении $\angle \beta$, $B \cos(\varphi - \alpha)$ становится равным $A \cos \varphi$, а затем $B \cos(\varphi - \alpha) > A \cos \varphi$.

Принимая во внимание все эти соображения, а также выражения для ΔW_m , помещенные в табл. 1, мною и составлены табл. 2 и 3. Табл. 2

составлена для случая $X_{i-1} < X_i$. В этой таблице даны выражения для ΔW_m в зависимости от угла β , изменяющегося от 0° до 180° , отдельно для случаев: $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — одного знака и $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — разных знаков.

Таблица 3

Выражения для максимальной ошибки ΔW_m при различных значениях $\angle \beta$, в случае, когда $X'_{i-1} \leq X_i$

№ по поп.	β	α	Условия, при которых получено ΔW_m в предыдущем столбце		Условия, при которых получено ΔW_m в предыдущем столбце	
			$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	ΔW_m	$\Delta \delta_{i-1} > 0$ или $\Delta \delta_i < 0$	ΔW_m
1	0°	0°	$\Delta W_m = \pm B \Delta \delta_m$	$B > A; \Delta \delta_{i-1} = 0$ $\Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B + A\}$	$B > A;$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$
2	φ	$\alpha < \varphi$	$\Delta W_m = \pm B \cos(\varphi - \alpha) \Delta \delta_m$	$B \cos(\varphi - \alpha) > A \cos \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = 0; \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m =$ $= \pm \Delta \delta_m \{B \cos(\varphi - \alpha) + A \cos \varphi\}$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$
3	90°	$\alpha < 90^\circ$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_i = \delta_m$	$\Delta W_m = \pm B \sin \alpha \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_i = \Delta \delta_m$
4	$90^\circ + \varphi$	$\alpha > \varphi$	$\Delta W_m =$ $= \pm \Delta \delta_m \{B \sin(\alpha - \varphi) + A \sin \varphi\}$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm B \sin(\alpha - \varphi) \Delta \delta_m$	$B \sin(\alpha - \varphi) > A \sin \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = 0; \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$ $B \sin(\alpha - \varphi) = A \sin \varphi$ $B \sin(\alpha - \varphi) < A \sin \varphi$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m; \Delta \delta_i = 0$
5	180°					
а	180°	90°	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m$
б	180°	180°	$\Delta W_m = \pm \Delta \delta_m \{B + A\}$	$\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_i = \Delta \delta_m$	$\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$ $\Delta W_m = \pm A \Delta \delta_m$	$B < A$ $\Delta \delta_{i-1} = \Delta \delta_m; \Delta \delta_i = 0$

Табл. 3 дает те же выражения, но для случаев $X'_{i-1} \leq X_i$. Для $X'_{i-1} = X_i$ нужно принимать выражения этой таблицы от 1 до 5а, а для $X'_{i-1} < X_i$ выражение 5а заменить 5б (см. табл. 2 и 3).

Следующие основные выводы можно сделать на основании выражений для ΔW_m , приведенных в табл. 2 и 3.

а. Абсолютные значения максимальных ошибок в величине скорости ветра ΔW_m , при $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — разных знаков, соответственно больше этих же значений ошибок при $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — одинаковых знаков. Они близки друг к другу при $\angle \beta$ близких к 90° (или -90°) и становятся равными при $\beta = 90^\circ$ (или -90°). Поэтому расчет рассматриваемых в этой работе ошибок следует вести в предположении, что $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ имеют разные знаки.

б. При $\Delta \delta_i$ и $\Delta \delta_{i-1}$ — разных знаков наибольшее абсолютное значение ΔW_m имеет при $\angle \beta = 0^\circ$; затем с изменением $\angle \beta$ от 0° до 90° (или -90°) абсолютное значение ΔW_m уменьшается, обращаясь в нуль при $\angle \beta = 90^\circ + \varphi$ (или $-90^\circ + \varphi$), причем здесь $\varphi < \alpha$; затем абсолютное значение ΔW_m снова растет, достигая при $\beta = 180^\circ$ величины $(B + A) \Delta \delta_m$. Но $(\Delta W_{m0}) > (\Delta W_{m180})$, так как $B_0 > B_{180}$, а величина A — неизменна.

в. Выражения для ΔW_m показывают, что в различных случаях, в зависимости от значения $\angle \beta$, ΔW_i принимают максимальные значения как в случае равенства нулю ошибки в одном из вертикальных углов ($\Delta \delta_i = 0$ или $\Delta \delta_{i-1} = 0$), так и в случае неравенства нулю ошибок в обоих вертикальных углах ($\Delta \delta_i \neq 0$ и $\Delta \delta_{i-1} \neq 0$). Наибольшее значение ΔW_m получает как раз во втором случае.

г. Таким образом, при прочих равных условиях, следует рассчитывать на наибольшие абсолютные значения ошибок ΔW_m на тех участках пути шара-пилота, где он, удаляясь от теодолита при углах β близких к нулю, не меняет или мало меняет свое основное направление, т. е. в тех случаях, когда ветер, мало меняя свое основное направление, несет шар от теодолита.

д. На наименьшие абсолютные значения ошибок ΔW_m следует рассчитывать тогда, когда углы β в последовательных по высоте слоях будут близки к 90° (или -90°), т. е. тогда, когда направление ветра будет значительно меняться от слоя к слою.

е. Выражения для ΔW_m показывают, что ΔW_m растет с уменьшением точности теодолита ($\Delta \delta_m$ — растет), с увеличением высоты шара над горизонтом (увеличением H_{i-1} и H_i) и уменьшением промежутков времени между отсчетами (уменьшением Δt). При прочих равных условиях, ошибка эта растет с увеличением величины скорости ветра (угол α увеличивается, $\sin^2 \delta$ — уменьшается).

ж. Таким образом, уменьшение ошибки ΔW_m может быть достигнуто, если этому не мешают другие обстоятельства, увеличением промежутков между отсчетами (при той же вертикальной скорости шара), т. е. увеличением толщины слоев, для которых определяется средняя величина скорости ветра.

В качестве примера в табл. 4 даны абсолютные значения максимальных ошибок ΔW_m в слоях 800—1200, 1800—2200 и 2800—3200 м для случая, когда $W_i = 10$ м/сек., $W'_{i-1} = \frac{H_{i-1}}{200} \cdot 60 \cdot 10$ и $\Delta \delta_m = 0,1$. Из этого примера видно, что рассматриваемые нами ошибки при средней скорости ветра около 10 м/сек. до высоты 2000 м — незначительны, и при использовании данных шаропилотных наблюдений до указанной высоты для целей метеорологического обеспечения артиллерийской стрельбы ими можно пренебречь (см. табл. 4).

При средних скоростях ветра около 20 м/сек. и $\beta = 0$ наибольшее значение ΔW_m в слое 2800—3200 м равно около 3 м/сек.; в слое 1800—2200 м —

Таблица 4

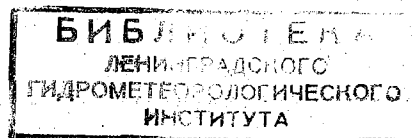
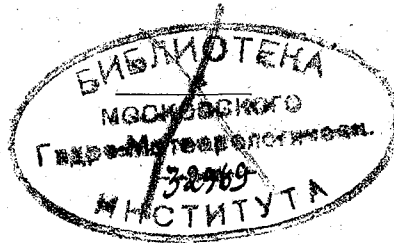
Абсолютные значения максимальных ошибок (ΔW_m) в величине скорости ветра в слоях 800—1200 м, 1800—2200 м и 2800—3200 м, в том случае, когда $W_i = 10$ м/сек.,

$$W'_{i-1} = \frac{H_{i-1}}{200} \cdot 60 \cdot 10 \text{ и } \Delta\delta_m = 0^\circ, 1$$

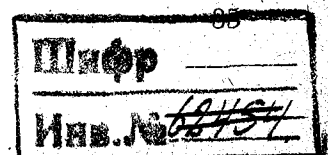
Высота слоя (м) β°	$\Delta\delta_{i-1} > 0$ $\Delta\delta_{i-1} < 0$ или $\Delta\delta_i > 0$ $\Delta\delta_i < 0$			$\Delta\delta_{i-1} > 0$ $\Delta\delta_{i-1} < 0$ или $\Delta\delta_i < 0$ $\Delta\delta_i > 0$		
	800—1200	1800—2200	2800—3200	800—1200	1800—2200	2800—3200
0	0,2	0,3	0,5	0,3	0,6	0,9
45	0,1	0,2	0,3	0,2	0,4	0,6
90	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
135	0,1	0,2	0,3	0,1	0,3	0,5
180	0,1	0,3	0,4	0,2	0,4	0,7

около 2 м/сек. и слое 800—1200 м — около 1 м/сек. При таких скоростях ветра рассматриваемыми ошибками в величине скорости ветра, с интересующей нас точки зрения, пренебрегать нельзя и с ними приходится считаться, при использовании данных наблюдения, за все время проведения наблюдений.

Между прочим, инж. Я. М. Шапиро были вычислены эти же ошибки для высоты 800 и 2000 м при условии постоянного ветра в 10 м/сек., причем $\angle \beta$ принят равным нулю. Величина ошибки для высоты в 800 м им получена равной 0,08, а для 2000 м — 0,3 м/сек.¹ Величины этих ошибок примерно вдвое меньше наибольших максимальных ошибок, указанных в табл. 4 настоящей работы (случай, когда $\Delta\delta_i$ и $\Delta\delta_{i-1}$ — разных знаков) и близки к значениям ошибок, полученным мною для случая: $\Delta\delta_i$ и $\Delta\delta_{i-1}$ — одинаковых знаков. Таким образом можно думать, что Я. М. Шапиро вычислял значения ΔW_m для случая, когда $\Delta\delta_i$ и $\Delta\delta_{i-1}$ — одинаковых знаков, почему и получил преуменьшенные значения наибольших ошибок.



¹ Я. М. Шапиро. Теоретические основания методики составления таблиц стрельбы. Изв. Арг. акад. РККА, т. X.



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Н. Ф. Накоренко. Распределение температуры и влажности в инверсиях	3
П. А. Кондрашов. Состояние атмосферы при ливнях в теплое полугодие	14
Н. Д. Парский. Ошибки в величине скорости ветра, происходящие вследствие ошибок в вертикальном углу при шаропилотных наблюдениях с одного пункта	26

Отв. редактор А. Т. Бергун.

Техред М. М. Ясногородская.

Корректор Г. М. Митрофанов.

Леноблгортит № 2950 Изд. № 92. Слано в набор 15/V 1938 г. Подп. к печ. 25/VII 1938 г. Авт. л. 4 Печ. л. 2 $\frac{1}{4}$.
Бум. л. 1 $\frac{1}{8}$. В 1 бум. листе тип. зн. 141000. Ст. форм. бум. 72×105 $\frac{1}{20}$. Заказ 1233. Тираж 600 экз.

2-я типо-литография Гидрометсиздата, Ленинград, набережная 9 Января, д. 32.