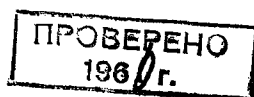


ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР



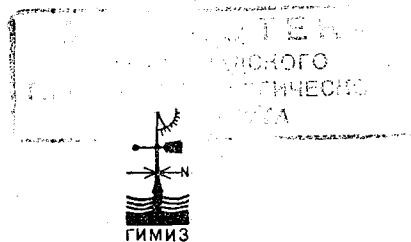
Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 73

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

Под редакцией
докт. физ.-мат. наук
В. В. БАЗИЛЕВИЧА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1958

АННОТАЦИЯ

В сборник помещены статьи, в основном относящиеся к вопросам физики приземного слоя атмосферы. В них освещены метеорологические условия образования и характеристики зимних туманов испарения, вопросы аэрологических исследований, возможности использования для аэрологических исследований радиоуправляемых авиамodelей, рассматривается влияние атмосферной турбулентности на распространение звука, а также результаты исследований некоторых процессов, происходящих в облачной среде.

Сборник предназначен для специалистов в области физики атмосферы.

ПРИРОДА ОБРАЗОВАНИЯ КАПЕЛЕК И ЛЬДИНОК В УСЛОВИЯХ БОЛЬШИХ ПЕРЕСЫЩЕНИЙ

Образование капелек воды или ледяных кристалликов без участия в этом процессе в качестве ядер конденсации различных взвесей практически в атмосфере не имеет места. Но при некоторых искусственно создаваемых значительных пересыщениях, как, например, при введении во влажный воздух твердой углекислоты, такие процессы могут быть осуществимы.

Имея это в виду, считаем необходимым рассмотреть более подробно вопрос, поставленный в заголовке статьи.

Энергия взаимодействия молекул

Силы взаимодействия молекул водяного пара, как и других реальных газов, включают в себя:

1) Силы, действующие на близких расстояниях (порядка атомных размеров). Сюда относятся силы отталкивания молекул H_2O вследствие взаимодействия их электрических оболочек.

2) Силы, действующие на относительно далеких расстояниях (более чем молекулярные размеры):

а) обусловливаемые наличием у молекул H_2O постоянных электрических моментов, стремящиеся привести систему (в простейшем случае пару молекул) в положение минимума потенциальной энергии. Этот ориентационный эффект всегда дает силы притяжения;

б) обусловливающие взаимодействие индуцированных диполей молекул H_2O . Поляризация молекул в электрических полях друг у друга приводит к их взаимному притяжению;

в) относящиеся к взаимодействию мгновенных диполей молекул H_2O , возникающих в результате дисперсионного эффекта. Они также являются силами притяжения.

В связи с этим потенциальная энергия молекул в общем виде может быть представлена так:

$$u = u_1 - u_2,$$

где u_1 — потенциал сил их взаимного отталкивания, u_2 — потенциал ван-дер-ваальсовых сил притяжения.

При этом составляющая энергии притяжения двух молекул водяного пара

$$u_2 = - \left(\frac{2}{3} \frac{\mu^4}{kT} + 2\alpha\mu^2 + \frac{3}{4} \alpha^2 I \right) \frac{1}{L^6} = \frac{K}{L^6}, \quad (1)$$

где μ — дипольный момент молекул, k — постоянная Больцмана, T — температура, L — расстояние между центрами молекул, α — коэффициент поляризации, I — ионизационный потенциал.

Эта энергия для N молекул пара равна

$$u_2 = -\frac{NK}{2L^6}. \quad (2)$$

Применяя последнее выражение, следует иметь в виду, что ориентационный и дисперсионный эффекты обладают свойствами аддитивности. Что же касается поляризационного эффекта, то он не аддитивен по отношению к молекулярным парам. Поэтому данную обобщенную формулу можно считать справедливой лишь для случаев одновременного взаимодействия небольшого числа молекул.

Потенциал ван-дер-ваальсовых сил обуславливает собой силы притяжения любых молекул. Однако в случае валентно-насыщенных молекул, неспособных вступать между собой в химическую связь, какими являются и молекулы H_2O , на эти силы притяжения накладываются силы отталкивания.

Обычно принимается, что

$$u_1 = \frac{B}{L^\beta},$$

где, согласно Ленард-Джонсу [1], величина β может быть принята равной 12, а величина B должна быть определена теоретически.

Таким образом, полная энергия взаимодействия двух молекул водяного пара будет равна

$$u = \frac{B}{L^{12}} - \frac{K}{L^6}. \quad (3)$$

Из этого уравнения вытекает, что силы отталкивания действуют уже на значительно более близких расстояниях, чем силы притяжения.

С помощью этой формулы Слетер и Кирквудд [1] показали, что все вещества имеют свой минимум величины u при некотором значении L .

Майер [1] принимает, что значения потенциальной энергии в точке минимума u_0 , т. е. энергии равновесия двух молекул

$$-u_0 \simeq 1,02kT_{кр}.$$

Экспериментальные исследования также подтверждают справедливость для ряда газов отношения

$$\frac{u_0}{kT_{кр}} \simeq 1. \quad (4)$$

Оно хорошо выполняется для тех веществ, критическая температура которых лежит выше 300° абс. Отсюда его можно принять и для энергии взаимодействия молекул водяного пара.

Объединение молекул водяного пара

В результате наложения отрицательного потенциала ван-дер-ваальсовых сил на положительный потенциал сил отталкивания между молекулами водяного пара создается результирующий потенциал, кривая которого $u(L)$ имеет неглубокий минимум (рис. 1). Этот потенциал напоминает по своей форме внутримолекулярный, однако он отличается более пологим ходом кривой, меньшей глубиной минимума, так как энергия межмолекулярного воздействия много меньше энергии химической связи, последняя имеет порядок величины 100 ккал/моль, а первая — порядок 1 ккал/моль. Верхняя часть кривой $u(L)$ характеризует такое состояние взаимодействия молекул пара, когда

$$\frac{B}{L^{12}} > \frac{K}{L^6},$$

при этом возможность объединения молекул исключена.

Нижняя часть кривой характеризует состояние взаимодействия при условии

$$\frac{B}{L^{12}} < \frac{K}{L^6}.$$

Здесь, наоборот, эффективными оказываются силы притяжения. Естественно кривую взаимодействия двух молекул ограничить со стороны больших расстояний величиной 2λ , где λ — длина свободного пробега молекулы. Произведем рассмотрение этой кривой, следуя от больших к малым расстояниям. При больших расстояниях кривая асимптотически приближается к значению

$$u = 0$$

вследствие того, что

$$u_1 \rightarrow 0,$$

$$u_2 \rightarrow 0.$$

Сближение двух молекул здесь осуществляется за счет их кинетической энергии. По мере уменьшения расстояния энергия молекулярных сил притяжения увеличивается по закону $\frac{1}{L^6}$, в то время как энергия отталкивания — по закону $\frac{1}{L^{12}}$.

В результате на некотором расстоянии $L = \delta_m$ достигается такое положение, при котором взаимная энергия достигает своего минимума. При этом зависимость энергии молекулярных сил притяжения от дезориентирующего влияния температуры ослабевает и u_2 принимает наибольшее значение.

Это видно из формулы (2), в которой ориентационный член, дающий для молекул H_2O основной вклад в значение энергии притяжения, с уменьшением температуры возрастает, вследствие чего возрастает и u_2 в целом.

Далее, в направлении меньших расстояний потенциальная энергия увеличивается. При расстоянии $L = \delta_0$ ее кривая переходит из отрицательной области притяжения в положительную область отталкивания. В месте этого перехода полная энергия взаимодействия молекул приобретает то же значение, что и энергия молекул, бесконечно удаленных друг от друга

$$u_{\delta_0} = 0.$$

В дальнейшем, с уменьшением L , полная энергия быстро возрастает. В этой области положительного потенциала имеет место и еще одно, существенное для характеристики взаимодействия молекул, расстояние

$$L = \delta_T.$$

На этом расстоянии сталкиваются молекулы, которые двигались еще до начала эффективного влияния молекулярных сил навстречу друг другу с некоторой составляющей скорости теплового движения.

Следовательно, каждой молекуле, в зависимости от условий взаимодействия ее с другой молекулой, могут соответствовать три различных по величине расстояния взаимодействия $\delta_T < \delta_0 < \delta_m$.

Из самого характера взаимодействия, т. е. его знака, вытекает, что расстояния, лежащие в пределах от δ_0 до δ_m и несколько больше, являются эффективными не только для сближения молекул, но и для их объединения, в то время как расстояние от δ_0 до δ_T не является эффективным. На этих расстояниях объединение их невозможно, хотя сближение в пределах от δ_0 до δ_T и может иметь место.

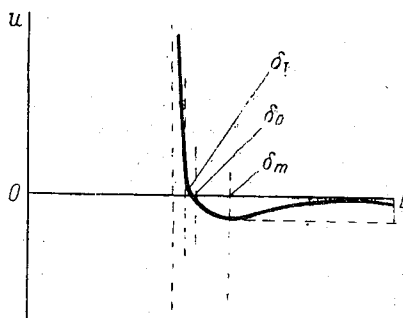


Рис. 1.

Таким образом, если рассматривать, как это делают в кинетической теории газов, молекулы как упругие жесткие шары, то диаметр молекул водяного пара будет соответствовать расстоянию, на которое могут сблизиться друг с другом центры двух одинаковых молекул. К этому следует добавить, что на величину размера молекулы H_2O , имеющей постоянный диполь, должна сказаться температура воздуха, поскольку молекулярная энергия притяжения в своей ориентационной части зависит от температуры.

Вопрос о том, каков характер взаимодействия молекул в реальном газе, в настоящее время, в связи с исследованиями общего уравнения состояния реальных газов (Майер, Френкель, Банд, Вуколович и Новиков), получил подробное освещение. Несмотря на некоторые различия в его трактовке отдельными авторами, общим является вывод о наличии, наряду с простыми, сложных молекулярных взаимодействий. Нет оснований делать в этом отношении исключение и для водяного пара в атмосфере. В водяном паре осуществляются взаимодействия его молекул в виде столкновений как парных, так и более высоких порядков. Последние создают качественные особенности в состоянии той части водяного пара, молекулы которой оказываются вовлеченными в сравнительно сложные взаимодействия.

Так, если произойдет столкновение не менее трех молекул, то часть соударяющихся молекул может объединиться при условии, что другие молекулы после соударения останутся свободными и воспримут на себя высвобожденную объединившимися молекулами энергию поступательного движения. Этим образовавшиеся комплексы предохраняются от немедленного распада, приобретая известную стойкость и некоторую долговечность, превосходящую длительность простого столкновения молекул. Совокупность частиц того или иного типа, образующаяся в результате ассоциаций молекул водяного пара, представляется как обычный пар, подчиняющийся всем известным газовым законам. Поэтому водяной пар в атмосфере можно рассматривать как смесь нескольких паров (фракции частиц с одинаковым количеством объединившихся молекул). В среде этих фракций водяного пара непрерывно происходят взаимопревращения: более сложные частицы распадаются на более простые, другие же частицы соединяются в более сложные. При неизменной температуре и сохраняющейся общей массе пара в единице объема воздуха этот процесс взаимопревращения является равновесным, т. е. убыль вследствие распада частиц какой-либо фракции в точности компенсируется образованием их из более простых частиц. Каждому равновесному состоянию отвечает вполне определенное распределение молекул по фракциям пара.

Число молекул водяного пара H_2O в 1 м^3 влажного насыщенного воздуха как входящих в комплексы, так и остающихся одиночными, показано в табл. 1, число же комплексов — в табл. 2.

Таблица 1

Число молекул H_2O в 1 м^3 насыщенного воздуха (в 10^{21})

Насыщение	Температура воздуха, град.					
	0	—5	—10	—20	—30	—40
Над водой	164	115	80	36	15	6
„ льдом	164	101	72	30	11	4

Из этой, ранее опубликованной [2] таблицы видно, что в реальных атмосферных условиях при охлаждении воздуха наблюдается замедление роста как общего числа молекулярных комплексов водяного пара, так и в особенности крупных комплексов.

В нашем исследовании существенными являются вопросы строения и размеров комплексных частиц водяного пара.

Рассматривая его молекулы как шарики, с определенными для каждой температуры радиусами, можно сложную задачу формирования комплексов решать до

известной степени упрощенно, заменяя ее геометрической задачей об упаковке в пространстве равновеликих сфер, притягивающихся друг к другу. Принцип минимума потенциальной энергии такой системы шаров сводится к принципу наибольшей экономии пространства при упаковке шаров.

Таблица 2

Число комплексов (H_2O) в 1 м^3 влажного воздуха при 100% относительной влажности

Число молекул в комплексе (n)	Температура воздуха, град.				
	40	15	0	-40	-60
2	$2,0 \cdot 10^{22}$	$3,4 \cdot 10^{21}$	$4,3 \cdot 10^{20}$	$8,1 \cdot 10^{17}$	$1 \cdot 10^{16}$
3	$1,5 \cdot 10^{20}$	$1 \cdot 10^{19}$	$4,9 \cdot 10^{17}$	$9,3 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{11}$
4	$5,1 \cdot 10^{17}$	$5,1 \cdot 10^{16}$	$2,4 \cdot 10^{15}$	$2,3 \cdot 10^{10}$	$1 \cdot 10^6$
5	$4,1 \cdot 10^{15}$	$1,4 \cdot 10^{14}$	$3,4 \cdot 10^{12}$	$3,5 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10$
6	$2,6 \cdot 10^{13}$	$5,1 \cdot 10^{11}$	$4,9 \cdot 10^9$	$5,8 \cdot 10^3$	
7	$1,5 \cdot 10^{11}$	$1,5 \cdot 10^9$	$9,7 \cdot 10^6$	$9,3 \cdot 10$	
8	$5,1 \cdot 10^8$	$8,5 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^4$		
9	$4,1 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10$		
10	$2,6 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^2$			
11	$1,5 \cdot 10^2$				

Рассмотрим систему расположения молекул A, D, G, F , окружающих молекулу B в пятимолекулярном комплексе тетраэдрического строения, базирующуюся на данных рентгеновского структурного анализа. Для этого элементы такого комплекса размечены на специальном схематическом рис. 2.

При этом обозначим $GD = a$, $EF = b$, $BC = c_1$, $BA = c_2$, $\alpha = 109^\circ$.

Из анализа чертежа можно установить, что

$$a = 4r \sin \alpha = 4r \sqrt{\frac{2}{3}},$$

$$b = 4r \sqrt{\frac{2}{3}} \cos 30^\circ = 2r \sqrt{2},$$

$$c_1 = 2r \sin \frac{180 - 109^\circ}{2} = \frac{2}{3} r,$$

$$c_2 = 2r.$$

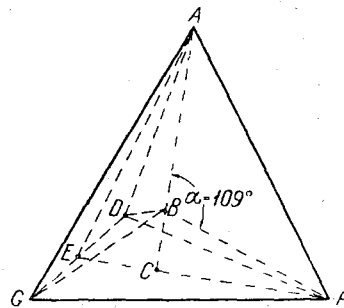


Рис. 2.

Пусть молекулы G и D лежат в одном из продольных рядов рассматриваемой системы. Тогда n_1 молекул займут протяжение, равное

$$n_1 a = 4n_1 r \sqrt{\frac{2}{3}}.$$

Следующий ряд расположится на расстоянии b от первого ряда, и потому n_2 таких рядов займут в ширину протяжение

$$n_2 b = 2n_2 r \sqrt{2}.$$

Расстояние от нижнего слоя молекул до следующего над ним будет равным $c_1 = \frac{2}{3} r$, а расстояние от второго слоя до третьего $c_2 = 2r$. Следовательно, n_3 слоев должны будут занять протяжение в высоту

$$n_3 \left(\frac{c_1 + c_2}{2} \right) = \frac{4}{3} n_3 r.$$

Тогда объем, содержащий в себе n_3 слоев с n_2 продольными рядами и с n_1 молекулами в каждом ряду, будет равен

$$v = \frac{64}{3\sqrt{3}} N r^3. \quad (5)$$

Подставив вместо N число молекул в грамме воды и значение радиуса молекулы воды, найдем, что удельный объем воды равен единице [6]. Этим подтверждается допустимость использования формулы (5) для определения размеров комплексных частиц водяного пара.

В табл. 3 приводятся размеры комплексов водяного пара для диаметра составляющих молекул H_2O , равного $2,6 \cdot 10^{-8}$ см.

Размеры комплексов $(H_2O)_n$

Таблица 3

n	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$r_k \cdot 10^8$ см	2,60	2,48	3,38	3,65	3,85	4,07	4,24	4,41	4,56	4,70	4,85

Как известно из рентгенографических исследований, характерное для кристаллической решетки льда расстояние L между молекулами в составляющих ее плоскостях (рис. 3) равно $4,52 \cdot 10^{-8}$ см. Такое расстояние между молекулами достигается при температуре от -39 до -41° [3].

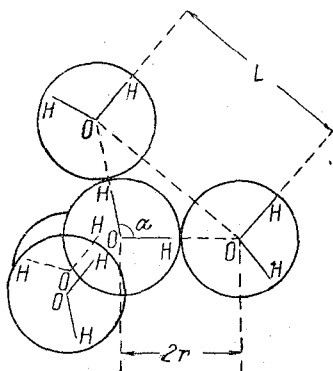


Рис. 3.

Отсюда можно делать вывод, что образование самостоятельных элементарных частиц воды с ледяной структурой может происходить в нормальных условиях только при таких и более низких температурах.

О перерастании молекулярной ассоциации в конденсацию

Приобретение тетраэдрического строения комплексами из 4 и более молекул H_2O сопровождается приобретением ими свойств, присущих элементарным частицам воды или льда.

Так, комплекс из пяти молекул H_2O образуется в некотором смысле как законченно сформированная эмбриональная капелька, поскольку с окружающей в центре такого комплекса молекулой не может больше связаться непосредственно ни одна другая молекула водяного пара (рис. 3). В нем все крайние молекулы удерживаются в первую очередь силами сцепления с центральной молекулой, изолированной от свободных молекул. Это аналогично положению в капле воды, где поверхностные молекулы воды связаны с внутренними, а также и свободными молекулами водяного пара. Внутренние же изолированы от свободных молекул пара. Такая капелька-комплекс уже способна в процессе дальнейшего роста воспринимать энергию поступательного движения вновь присоединяющихся молекул с переводом ее в энергию внутреннего движения (колебаний молекул относительно друг друга, без обязательного разрыва всех связей между молекулами). Однако в таком комплексе $(H_2O)_5$ поверхностные силы еще не могут считаться устойчивыми, так как отрыв хотя бы одной молекулы нарушил бы указанную симметрию.

Вследствие того, что внутренняя молекула комплекса становится недостижимой для свободных молекул, последующие присоединения молекул H_2O к этому комплексу могут происходить за счет образования четырехмолекулярного окружения каждой из крайних его молекул. Заполнение новым слоем молекул такой эмбриональной капельки приведет к образованию комплексов, где можно считать уже полностью установившимися поверхностные свойства капельки воды. Последнее утверждение основывается на том, что в этом случае равновесный процесс сцепления и отрыва молекул в поверхностном слое не приводит к немедленному нарушению минимума молекул, составляющих комплекс, который необходим для сохранения частицей свойств воды. При отрицательных температурах, ближе к 0° ,

строение комплексов в общем аналогично строению при положительных температурах. Однако при значительном снижении температуры комплексы, сохраняя тетраэдрическое строение, приобретают свойства льда с установлением соответствующих льду межмолекулярных расстояний. Как известно, элементарная ячейка льда состоит из 12 молекул H_2O , причем $\frac{1}{3}$ такой ячейки еще сохраняет свойства льда [4]. Таким образом, комплекс $(H_2O)_4$ является минимальным, он может быть принят как эмбриональная льдинка.

В процессе роста комплексы молекул водяного пара приобретают характерное для твердой и жидкой фазы свойство — поверхностное натяжение, обусловленное тем, что у их поверхностей молекулярные силы почти целиком направлены внутрь частицы и вдоль поверхности раздела частица — воздух.

Сила внутреннего давления, направленная на поверхностные молекулы, перпендикулярно к поверхности частицы, препятствует их удалению в воздух. Значение этого препятствия зависит от геометрического вида поверхности раздела. Например, с выпуклой поверхности капли молекулы вытягиваются во внутрь воды слабее, в результате чего условия отрыва их оказываются более благоприятными, чем с плоской поверхности.

Соответственно при той же температуре упругость водяного пара у поверхности малых капель оказывается больше упругости над плоской поверхностью воды.

Отсюда вытекают два важных следствия.

Первое: если капля малых размеров будет находиться в воздухе хотя бы даже с относительной влажностью 100%, она все же будет испаряться. Для того чтобы капля не испарялась, а росла, относительная влажность должна быть уве-

личена до $100 \frac{P_r}{P_\infty}$, т. е. пространство должно быть пересыщено в $\frac{P_r}{P_\infty}$ раз.

Здесь P_r — упругость насыщения над каплей, а P_∞ — упругость насыщения над плоской поверхностью воды. Второе: в полидисперсном облаке или тумане должна происходить изотермическая перегонка с мелких капель на крупные, благодаря чему должна изменяться дисперсность системы в сторону ее уменьшения.

Пользуясь термодинамическим потенциалом, в его удельном значении относительно грамма влаги, в 1948 г. Б. В. Кирюхин теоретически вывел формулу, ранее предложенную В. Томсоном на основе данных, полученных при опытах с капиллярами, в которой учитывается влияние кривизны поверхности капли на упругость пара над ней:

$$\ln \frac{P_r}{P_\infty} = \frac{2\sigma}{RT\rho_B r}, \quad (6)$$

где R — газовая постоянная, ρ_B — плотность воды, r — радиус капли.

Соответственно рассчитанная кривая зависимости давления насыщенного пара у поверхности капли от ее радиуса приведена на рис. 4.

Экспериментальная проверка формулы Томсона, по существу, до самого последнего времени не была проведена. Лишь в 1937 г. К. С. Ляликов произвел сравнительно удачную проверку этой формулы, в результате чего сделал вывод, что зависимость упругости пара над каплями разных размеров соответствует требуемой уравнением Томсона. Однако исследование не дало ответа на вопрос о пределе применимости формулы Томсона к мельчайшим капелькам из нескольких молекул, поскольку оно ограничивалось каплями, имеющими радиус от 1 до 10 мк. Поэтому продолжают оставаться два очень важных вопроса относительно применения этой формулы. Во-первых, как зависит поверхностное натяжение, величина которого

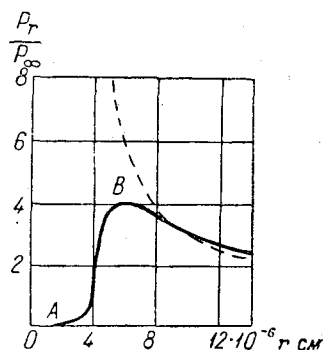


Рис. 4.

входит в формулу Томсона, от размера капли, и, во-вторых, с какого размера эмбриональной капельки применимо уравнение Томсона, опять же имея в виду неприменимость самого понятия поверхностного натяжения, например, к одной молекуле. Точный вид зависимости σ от r неизвестен. В общем виде Томсон учел ее в своей формуле следующим образом:

$$\ln \frac{P_r}{P_\infty} = \frac{M}{RT\rho} \left(\frac{2\sigma}{r} + \frac{d\sigma}{dr} \right). \quad (7)$$

Из опытов Рейнольда, Рукера и Иоганнота он заключил, что для $r=0$ и $\sigma=0$. С увеличением радиуса эта зависимость растёт, достигает при определенном радиусе максимального значения и потом опять уменьшается.

Нам представляется, что применение формулы Томсона должно ограничиваться размерами молекулярных комплексов водяного пара, соизмеримых с элементарными ячейками кристаллической решетки льда или так называемой псевдокристаллической решетки воды, т. е. для льда комплексов $(\text{H}_2\text{O})_{n \geq 4}$ и для воды $(\text{H}_2\text{O})_{n \geq 5}$, поскольку по отношению к более мелким комплексам она смысла не имеет.

В табл. 4 приведены значения необходимых пересыщений для проявления молекулярных комплексов H_2O в качестве ядер конденсации.

Таблица 4

Пересыщение $\frac{Pr}{P_\infty}$ для комплексов $(\text{H}_2\text{O})_n$ как центров конденсации

n	$r \cdot 10^8$ см	$\frac{Pr}{P_\infty}$	n	$r \cdot 10^8$ см	$\frac{Pr}{P_\infty}$
4	3,39	80	9	4,41	12,0
5	3,65	25	10	4,56	10,9
6	3,85	17	11	4,70	10,0
7	4,07	15,4	12	4,85	9,3
8	4,24	13,2			

Таблица 4 рассчитана для комплексов водяного пара как центров конденсации относительно 0° . При изменении температуры значения в этой таблице несколько изменятся. Так, с понижением температуры увеличатся размеры молекулярных комплексов и значения поверхностного натяжения. Кроме того, на расчете скажется принятие при температуре ниже -40° ледяного строения комплексов.

В атмосфере необходимость появления больших пересыщений водяного пара предвосхищается наличием взвешенных частиц различных примесей, облегчающих процесс конденсации. Поэтому возможность образования здесь в обычных условиях капелек воды непосредственно на молекулярных комплексах водяного пара исключается. В условиях же искусственно создаваемых больших пересыщений частицы новой фазы могут образоваться и на собственных комплексах.

Физические условия образования ледяных зародышей у поверхности твердой CO_2

Процессы, происходящие во влажном воздухе у поверхности перемещаемой твердой угольной кислоты, имеют много общего с процессами, происходящими в приборах типа камер Вильсона. Исследования в камере Вильсона позволили выяснить многие стороны физики образования тумана. Так, например, выяснено, что в камере, в очищенном от пыли и ионов воздухе, когда степень расширения превысит 1,4 и создается пересыщение водяным паром порядка 9—10, центрами образования частиц жидкой или твердой фазы воды могут служить комплексы молекул H_2O [7]. Наряду с этим установлено, что в камере, в очищенном от пыли и ионов влажном воздухе при снижении температуры до -39° образуются не ка-

пельки, а кристаллики льда. Причем эта температурная граница не зависит от степени пересыщения воздуха водяным паром. Эти сведения являются существенными для понимания природы действия твердой углекислоты в переохлажденных облаках и туманах. Однако, если в камере Вильсона понижение температуры и пересыщение достигаются предварительным резким увеличением объема влажного воздуха, то при внесении твердой углекислоты во влажный воздух понижение температуры наступает в результате непосредственного охлаждения воздуха у поверхности углекислоты.

Согласно развитым нами взглядам, во влажном воздухе вследствие сильного молекулярного взаимодействия непрерывно происходит процесс образования и распада комплексов молекул H_2O . При введении в переохлажденную часть облака или переохлажденный туман твердой углекислоты вблизи ее поверхности, имеющей температуру более низкую по сравнению с температурой облака или тумана, создаются условия, при которых:

а) равновесный процесс взаимопревращения одиночных молекул и комплексов молекул пара претерпевает на некоторое время изменение с высвобождением из него значительного количества образовавшихся комплексов (предохраняются от немедленного распада), это можно установить, произведя сравнение числа комплексов $(H_2O)_n$ для более высоких и более низких отрицательных температур, приведенных в табл. 2;

б) вследствие резкого охлаждения у поверхности твердой CO_2 создается огромное пересыщение воздуха водяным паром, благодаря чему эти комплексы, несмотря на то, что они состоят всего из нескольких молекул пара, проявляются как зародыши новой фазы воды, что при обычных насыщениях не могло бы иметь места;

в) комплексам молекул H_2O , находящимся в объеме воздуха, начиная от поверхности твердой CO_2 до изолинии в -40° , обеспечивается расположение молекул, соответствующее структуре льда. Это очень существенно, так как если бы комплексы сохранили строение воды, то они быстро бы испарились в пользу капель, и процесс кристаллизации не произошел бы. Следовательно, и влияние углекислоты было бы несущественным.

г) в результате такого резкого охлаждения и пересыщения воздуха водяным паром, комплексы молекул пара, получив свойства ледяных зародышей, вырастают до тех критических размеров, при которых они уже могут, выйдя из зоны влияния твердой CO_2 , дальше расти за счет разности в упругости водяного пара над водой и над льдом, в условиях нормального насыщения в переохлажденном облаке или тумане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вуколович М. П., Новиков И. И. Уравнение состояния реальных газов, Госэнергоиздат. 1948.
2. Никандров В. Я. Об ассоциации молекул водяного пара в атмосфере. Тр. ГГО. вып. 31 (93). 1951.
3. Никандров В. Я. К вопросу о сублимационном образовании твердых облачных элементов. Тр. ГГО, вып. 31 (93). 1951.
4. Эванс Р. Введение в кристаллохимию. ОГИЗ. 1948.
5. Думанский А. В. Учение о коллоидах. Госхимиздат. 1948.
6. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР. 1953.
7. Дас Гупта Н., Гош С. Камера Вильсона и ее применение в физике. ГИИЛ. 1947.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИ ЗИМНИХ АНГАРСКИХ ТУМАНАХ В РАЙОНЕ г. ИРКУТСКА

В районе г. Иркутска в зимние месяцы (особенно в декабре—январе) часто возникают туманы, которые держатся от нескольких часов до суток, достигают высоты 100—300 м и иногда бывают настолько плотными, что видимость в них снижается до 300—50 м. Такие туманы образуются под влиянием р. Ангары, незамерзающей примерно до середины января (а иногда и до конца января) при отрицательных температурах воздуха.

Опубликованных данных о зимних ангарских туманах имеется очень мало. В. Б. Шостакович в книге „Климат Иркутска“ [1] называет такие туманы речными, отмечая, что „образуясь над рекой, туман постепенно поднимается вверх и покрывает густой пеленой весь город и его окрестности“. Е. Карамышев приводит некоторые сведения о туманах в Иркутске [2] по наблюдениям за 21 год (1907—1928 гг.). Согласно этим сведениям наибольшее число дней с туманами отмечается в декабре и несколько меньшее в январе и ноябре. Средние месячные температуры воздуха составляли в ноябре $-10^{\circ},5$, декабре $-18^{\circ},7$ и январе $-21^{\circ},3$. Резкое увеличение повторяемости туманов зимой объясняется поздним замерзанием р. Ангары (примерно 15 января).

Ангарские зимние туманы препятствуют нормальной работе авиации и судоходства, поэтому уже давно ставится задача о разработке методов местного рассеяния таких туманов и уточнения методов их предсказания. Для этого необходимо было получить дополнительные сведения о зимних ангарских туманах.

В декабре 1955 г. в г. Иркутске была проведена совместная экспедиция сотрудников Главной геофизической обсерватории (ГГО) и Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО). От ГГО в работе экспедиции участвовали авторы настоящей статьи, начальник поста аэростатного зондирования С. И. Маслов, механик Б. А. Мец и техники Т. А. Першина, А. И. Круглов и Е. П. Малькова. От ЦАО участвовали четыре сотрудника под руководством А. С. Бритаева.

Следует отметить большую помощь в работе экспедиции, оказанную работниками Иркутского управления гидрометслужбы и Иркутской геофизической обсерватории: В. М. Лыло, И. П. Огирь, Н. С. Брекен, Т. В. Шамшева и др.

Основной задачей экспедиции являлось проведение ориентировочных кратковременных работ по изучению зимних ангарских туманов и выяснение возможности их местного рассеивания.

Полученные сотрудниками ГГО результаты помещены в данной статье, а также в двух других статьях настоящего сборника [3], [4].

Постановка наблюдений над зимними ангарскими туманами

Места пунктов наблюдений. Поскольку в задачу экспедиции входило изучение зимних ангарских туманов, нарушающих нормальную работу авиации на аэродроме в г. Иркутске, местом наблюдений был избран район города или

его окрестностей, расположенный вблизи р. Ангары. После обследования правого берега реки был выбран участок, где ранее находилась д. Малая Разводная, примерно в 1 км от Кирпичного завода и в 500 м от строящейся переемычки плотины (рис. 1). Примерно в 3,5 км на СЗ от выбранного участка находилась Иркутская геофизическая обсерватория, а в 3 км — Иркутская АМСГ. На другом берегу р. Ангары, вблизи котлована строящейся плотины, находилось Гидрометбюро "Ангара".

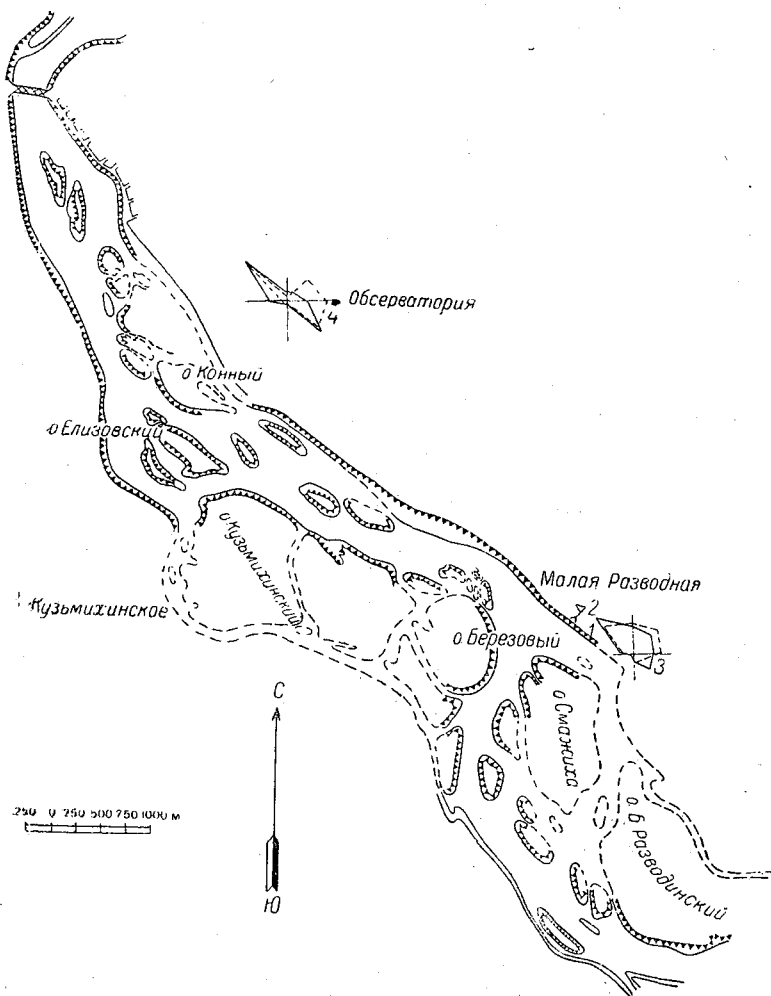


Рис. 1. Схематическая карта места наблюдений над туманами.

1 — пункт 1, 2 — пункт 2, 3 — роза ветров на пункте 3, 4 — роза ветров по данным обсерватории.

В районе наблюдений правый берег р. Ангары крутой (обрывистый), лишенный древесной растительности, высота его над уровнем реки 20—30 м. Берег изрезан небольшими долинами (падами).

Для проведения наблюдений были оборудованы два метеорологических пункта. Пункт 1 был расположен около кромки воды. Здесь была установлена мачта высотой 5 м для термометров сопротивления и контактных анемометров. В 20 м от мачты, ниже по течению, располагалась фанерная будка для микрофотографии капель и кристаллов, а несколько выше, на склоне берега, — точки для подъема метеорографа на шарах-пилотах (рис. 2). Вверху на берегу реки (на 20 м выше первого пункта) был оборудован пункт 2 для метеорологических наблюдений (рис. 3).

Кроме того, были привлечены за период работы экспедиции данные наблюдений Иркутской АМСГ (пункт 3), Иркутской обсерватории (пункт 4) и Гидрометбюро „Ангара“ (пункт 5).

Описание метеорологических наблюдений. На пункте 1 производились наблюдения над температурой воздуха и скоростью ветра на высотах 0,5, 2 и 5 м, температурой поверхности снега и поверхностного слоя воды. На пункте 2 велись наблюдения над температурой воздуха на тех же высотах, температурой поверхности снега, а над скоростью и направлением ветра и влажностью воздуха на высоте 2 м.

Измерения температуры воздуха производились термометрами сопротивления, помещенными в специальные будочки системы ГГО, которые подвешивались к кронштейнам, укрепленным на мачтах. Регистрация температуры велась по гальванометру. Измерение скорости ветра на пункте 1 производилось посредством контактных анемометров системы ГГО с записью на ленте регистратора с часовым вращением барабана. На пункте 2 скорость ветра определялась ручным анемометром, а направление — ветромером Третьякова; влажность воздуха измерялась волосным гигрометром, помещенным в маленькую специальную будку.

Кроме того, на пункте 2 велись наблюдения над температурой воздуха на высоте 2 м по срочным термометрам (для контроля) и над туманом, облачностью, осадками и высотой снежного покрова визуально. Интенсивность туманов определялась по видимости различных объектов (телеграфные столбы, сооружения на р. Ангаре и др.), удаленных на различные расстояния от наблюдателей.

На пунктах 1 и 2 производились одновременные наблюдения сериями длительностью каждая 10 мин. ежедневно, с 8 до 19 час. (иногда до 20—21 часа). В течение 10 мин. производилось по 2 отсчета по температуре. Контактные анемометры включались за 10 мин. до начала серии и выключались спустя 10 мин. после окончания серий.

Для изучения температуры и влажности воздуха в слое до 300 м производились подъемы малогабаритного метеорографа на привязных шарах-пилотах. Подъемы были возможны при скоростях ветра не более 3 м/сек. К сожалению, при низких температурах, когда наблюдались наиболее часто туманы, зондирование затруднялось, так как не работали часы метеорографа.

Для определения температуры воздуха до высоты 3 км производились специальные самолетные зондирования. Во время этих полетов ориентировочно наносились на карты границы распространения тумана. Около пункта 1 велись заборы проб для микрофотографирования капель и кристаллов, а также проб на водность тумана.

Результаты метеорологических наблюдений. По данным наблюдений Иркутской обсерватории и Иркутской АМСГ, за 5 лет (1950—1954 гг.) в зимние месяцы (ноябрь, декабрь, январь) отмечается наибольшее количество туманов, причем преимущественно в это время наблюдаются туманы средней интенсивности. За указанный период отмечены слабые туманы в 17% случаев, туманы средней интенсивности в 82% случаев и сильные в 1% общего числа случаев.

Таблица 1

Средняя за 5 лет продолжительность туманов (в часах)

Пункт	Январь	Ноябрь	Декабрь
Обсерватория	157	77	199
АМСГ	52	34	91

Из табл. 1 видно, что большее количество зимних туманов наблюдается в декабре и меньшее — в ноябре. При этом в течение всего периода на обсерватории отмечается больше туманов, чем на АМСГ. Средняя месячная температура во время

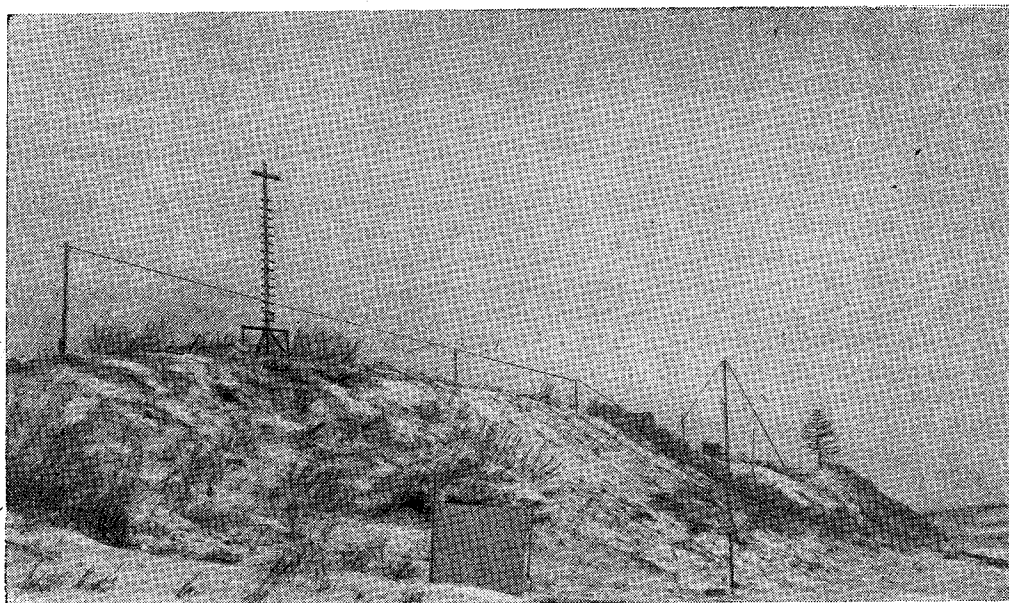


Рис. 2. Место метеорологических наблюдений — пункт 1.

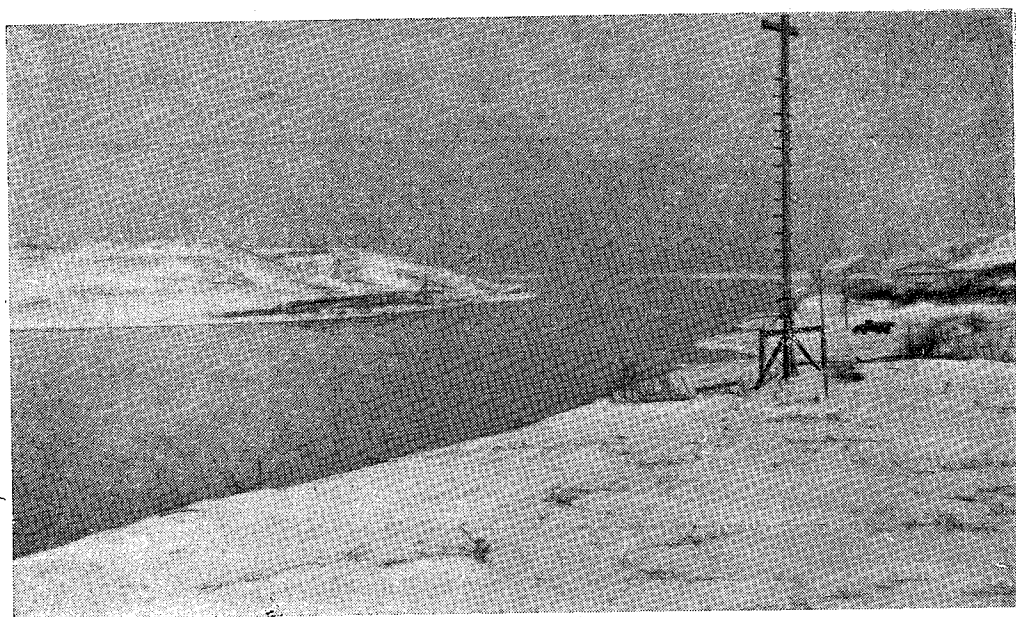


Рис. 3. Место метеорологических наблюдений — пункт 2.

туманов колебалась от -14 до -28° , причем наиболее низкие температуры отмечались в январе; минимальные температуры достигали -40° , максимальные -5 , -6° . Крайние значения относительной влажности F_v (над водой) в туманах наблюдались 70 и 97%; в большинстве случаев F_v составляло 80—85%.

По данным тех же станций, за период 1950—1954 гг. во время туманов наблюдались слабые ветры; примерно в 25% случаев были штили, средняя скорость ветра составляла 1—2 м/сек., а максимальная 5—6 м/сек. Направления ветра при туманах были преимущественно юго-восточные, восточные и реже северные и северо-западные. Очень редко во время туманов наблюдались западные, юго-западные и южные ветры.

Таковы краткие сведения о зимних ангарских туманах за 1950—1954 гг. Рассмотрим полученные экспедицией данные за зиму 1955 г.

Согласно синоптической характеристике Сергеева (Иркутское УГМС) в декабре 1955 г. отмечалась усиленная циклоническая деятельность в Западной Сибири; наблюдалось прохождение через Иркутскую область циклонических ложбин и связанных с ними фронтальных разделов. Синоптическая обстановка обусловила относительно теплую погоду и мало благоприятствовала развитию приземных радиационных инверсий, а также образованию и распространению типичных для Иркутска ангарских туманов. Лишь в конце декабря наступили значительные морозы, которые сопровождались более частым появлением ангарских туманов.

Как уже отмечалось, ангарские туманы в районе Иркутска в декабре — начале января возникают под влиянием р. Ангары, незамерзающей в этот период. Поэтому вполне правильно отнести их к туманам испарения, которые часто возникают над свободными от льда заливами и полыньями в полярных и арктических областях в зимние месяцы.

Таблица 2

Число случаев и общая продолжительность туманов разной интенсивности в Иркутске 11/XII 1955—2/I 1956 г. (в часы наблюдений на пункте 2)

Интенсивность тумана	Пункты 1 и 2		АМСГ		Обсерватория		Гидрометбюро	
	число случаев	общая продолжительность, час.	число случаев	общая продолжительность, час.	число случаев	общая продолжительность, час.	число случаев	общая продолжительность, час.
fff_1°	6	25					1	1
fff_2°	5	7					2	2
fff_3°	19	67					4	18
fff_3^2	21	51					12	25
fff_3^2	9	24					7	10
Всего . .	60	174					26	56
$\equiv^{\circ}$	10	37	3	15	6	14	6	25
$\equiv$	15	37	3	3	15	69	16	45
$\equiv^2$							7	14
Всего . .	25	74	6	18	21	83	29	84

На метеорологических станциях отмечают значками туманы: сплошные — $\equiv$, просвечивающие — $\equiv^{\circ}$, испарения — fff . Плотность туманов обозначается, как и другие атмосферные явления, в виде показателя сверху значка: слабые (цифрой 0) — $\equiv^{\circ}$, средней плотности (без знака) — $\equiv$, сильные (цифрой 2) — $\equiv^2$. Так как высота туманов испарения имеет существенное значение для их характеристики, то у знака fff дополнительно ставятся внизу в виде индекса цифры 1, 2, 3,

которые обозначают: f_{11} — высота тумана до 2 м, f_{21} — от 2 до 8 м, f_{31} — выше 8 м. Следует заметить, что на иркутских станциях в журналах не делается различий между туманами испарения и другими типами туманов.

В табл. 2 приводятся данные о числе случаев и общей продолжительности туманов в Иркутске за время наблюдений на пунктах 1 и 2, преимущественно за дневные часы, с 11/XII 1955 г. по 2/I 1956 г.

Из табл. 2 следует, что наиболее часто туманы наблюдались над Ангарой. Общая продолжительность туманов над Ангарой в 2 раза больше, чем вблизи обсерватории, и в 9 раз больше, чем около АМСГ.

Над рекой преобладали туманы средней интенсивности и слабые высокие туманы; такие туманы как по числу случаев, так и по общей продолжительности составляли $\frac{2}{3}$ всех наблюдавшихся туманов.

В прибрежной зоне за этот период на пунктах 1 и 2 наблюдалось значительно меньшее количество туманов (25 случаев, 74 часа общей продолжительности). При этом был отмечен только один случай (17/XII с 11 до 13 час.), когда Иркутская обсерватория наблюдала туман, а над рекой его не было.

На рис. 4 приведены розы ветров за период с 11/XII 1955 г. по 2/I 1956 г.: на рис. 4а — среднее направление ветра за дневные часы (с 8 до 19 час.) по данным пункта 2, на рис. 4б — среднесуточное направление ветра по данным станции АМСГ и на рис. 4в то же по данным Иркутской обсерватории.

Сравнение графиков на рис. 4 показывает, что направления ветра как для отдельных пунктов наблюдений, так и для всего периода времени с туманами несколько отличаются друг от друга. Характерно, что на всех пунктах меньше всего наблюдалось ветров в секторе ЮЮЗ—ЗЮЗ. На пункте

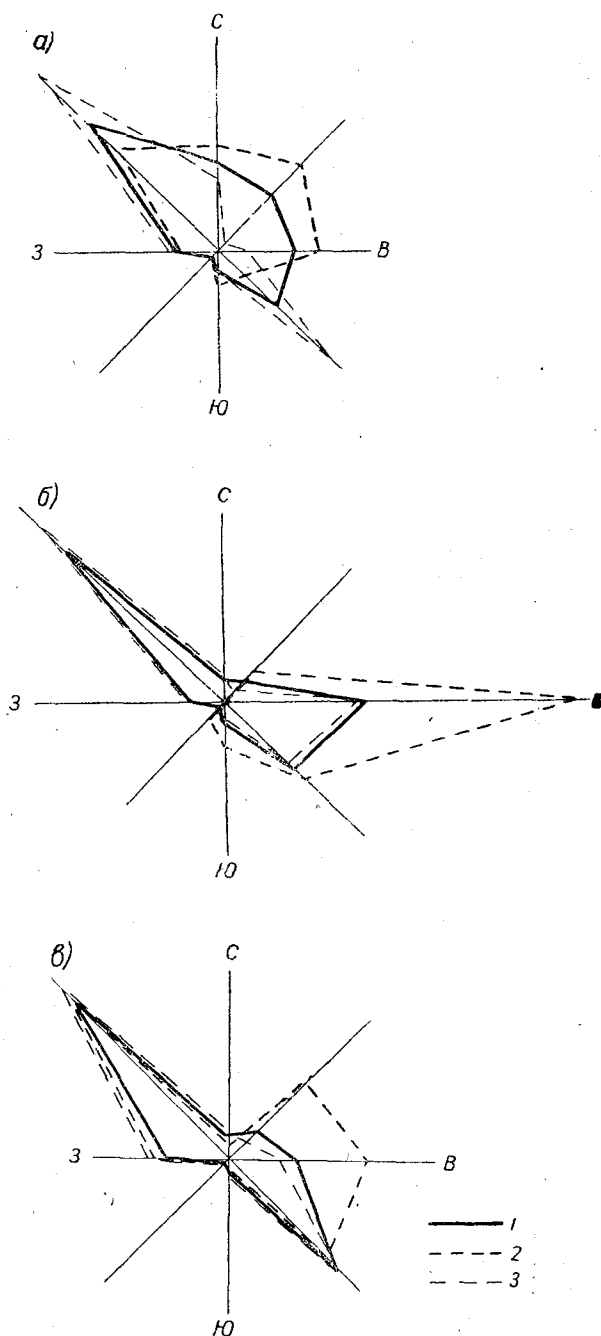
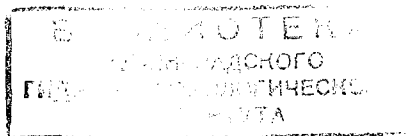


Рис. 4. Розы ветров.

1 — весь период, 2 — период с туманом, 3 — период без тумана.



2 общая для всего периода роза ветров (рис. 4а) мало отличается от розы ветров во время туманов, за исключением того, что в последнем случае несколько большее количество отмечается северо-восточных и восточных и меньше северо-западных ветров.

На АМСГ для всего периода преобладают северо-западные ветры, а во время туманов — ветры восточного направления. Роза ветров, построенная по наблюдениям обсерватории, несущественно отличается от розы ветров пункта 2.

Различия в розах ветров, приведенных для трех пунктов, расположенных сравнительно близко друг от друга, объясняются, по-видимому, влиянием на направление ветра особенностей рельефа в этом районе, а также местными воздушными течениями, возникающими вследствие контраста температуры воздуха над теплой водной поверхностью и над сушей.

Не подлежит сомнению, что основной причиной образования тумана над р. Ангарой является значительная разность между температурой воздуха над теплой водной поверхностью и температурой притекающего воздуха с суши.

Как уже указывалось, такие туманы называют туманами испарения, они часто возникают в зимнее время над Кольским заливом [5], [6] и в других районах [7].

Основы теории образования туманов испарения даны в работе М. П. Тимофеева [8]. В ней показано, что главными условиями возникновения такого тумана, кроме начальных характеристик (температура, влажность) воздуха, натекающего на водную поверхность, являются ее размер и интенсивность турбулентного влаго- и теплообмена между водной поверхностью и движущимся воздухом. Некоторые из этих условий, а также значения характеристик воздуха, полученных в [8], подтверждены данными наблюдений экспедиции. Однако отмеченными в [8] условиями определяется лишь начальное появление надводных туманов. Развитие же их и распространение над сравнительно обширными районами требует дополнительных условий.

Ангарские туманы в районе г. Иркутска, возникнув над рекой, заполняют иногда собой всю долину реки и устья ее притоков, а нередко закрывают и г. Иркутск. При ветрах западной половины горизонта распространение тумана на правобережную часть долины (в районе Иркутска) происходит вследствие непосредственного переноса его с р. Ангары. Однако в большинстве случаев туманы в г. Иркутске, как это видно на рис. 4б и в, наблюдались при ветрах восточной половины. При таких ветрах в приземном слое перенос воздуха был от города к реке. Это наглядно иллюстрируется рис. 1, где в уменьшенном виде нанесены розы ветров для двух пунктов. Возникает вопрос, чем же объяснить такой факт.

Для выяснения этого явления были произведены наблюдения за уравновешенными шарами. Выпущенные уравновешенные шары из пункта 2 в таких случаях передвигались на небольшой высоте над землей по направлению к реке. Затем они двигались над поверхностью воды и при некотором удалении от берега поднимались вверх на некоторую высоту и направлялись в обратную сторону. Отсюда следует, что на этом участке имеет место местная циркуляция воздуха: вблизи земли воздух движется к реке, а на некоторой высоте — от реки на сушу. По мнению П. А. Воронцова (который рассматривает этот вопрос более подробно в [3]), вследствие такой циркуляции теплый влажный воздух, поднимаясь над р. Ангарой и двигаясь над сушей, охлаждается и в нем происходит конденсация водяного пара. Этим, возможно, объясняется образование тумана в Иркутске при восточных ветрах.

Следует также отметить, что, по наблюдениям пунктов 1, 2, АМСГ и обсерватории, с удалением от Ангары температура воздуха несколько понижается. Так, например, средняя температура воздуха на высоте 2 м для пунктов 1 и 2 составляла -16° , для АМСГ и Иркутской обсерватории -19° , максимальные разности температур на пункте 1 и АМСГ достигали $4-7^{\circ}$.

Для наглядного представления о метеорологической обстановке в районе наблюдений над туманами на рис. 5 и 6 приведен ход некоторых метеорологических элементов, характеризующих условия возникновения и рассеяния туманов.

По рис. 5 видно, что наличие туманов над р. Ангарой связано с определенными значениями температуры воздуха и скорости ветра; туманы испарения всегда возникали при низких температурах и малых скоростях ветра. Кривая температуры воздуха показывает, что туманы наблюдались лишь при значениях не выше -10 , -12° . Для температуры -12° нанесена горизонтальная пунктирная линия, по которой легко заметить, что только в одном случае наблюдался слабый туман, при котором температура натекающего на р. Ангару воздуха была несколько выше -12° (12/XII 1955 г.). Сильные туманы наблюдались преимущественно при температурах воздуха -20° и ниже и при скоростях ветра 2 м/сек. и меньше. Туманы слабые и средней интенсивности отмечались при скоростях ветра 4 м/сек. и редко 5—6 м/сек. Температура поверхностного слоя воды в период наблюдений изменялась в пределах $0-1^{\circ}$. По-видимому, такие колебания температуры воды не оказывали существенного влияния на интенсивность образующихся туманов. Эти данные хорошо согласуются с полученными в [5] результатами для зимних туманов испарения на Кольском заливе.

Влияние температуры воздуха и скорости ветра на интенсивность туманов, образующихся над р. Ангарой, видно из рис. 7. Кривые на рисунке показывают, что с понижением температуры воздуха и ослаблением ветра интенсивность тумана увеличивается.

Приведенные данные до некоторой степени характеризуют туманы испарения, возникающие над р. Ангарой. Но эти туманы нередко распространялись и на прибрежные районы. Согласно наблюдениям туманы почти всегда сначала появлялись над незамерзшей поверхностью реки, а затем в зависимости от направления ветра заполняли ту или иную часть долины. Ход кривых на рис. 6 показывает, что туманы в несколько удаленном от р. Ангары пункте (на рис. 6 отмечены туманы, наблюдаемые в районе обсерватории) возникали примерно при таких же метеорологических условиях, какие имели место при надводных туманах. Туманы над сушей появлялись также при температуре воздуха ниже -10 , -12° и при слабых ветрах — от штиля до 3—4 м/сек. При повышении температуры воздуха и усилении ветра туманы рассеивались.

Таким образом, как следует из рис. 5 и 6, ход кривых температуры и скорости ветра при туманах над р. Ангарой в основном совпадает с ходом тех же кривых при туманах, появляющихся над участками суши, недалеко отстоящими от реки. Это является одним из признаков, показывающих, что надводные туманы и туманы в прибрежных районах р. Ангары, образующиеся в зимние месяцы, имеют одинаковое происхождение.

Другим признаком в данном случае могут являться границы распространения туманов, наблюдавшихся с самолета в районе Иркутска — оз. Байкал (штриховка на рис. 8 и 9). Из рис. 8 и 9 видно, что в основном туманы наблюдались над р. Ангарой, распространяясь по устьям ее притоков и на сравнительно небольших удалениях от реки.

На образование тумана несомненно оказывает влияние величина относительной влажности воздуха, передаваемого над р. Ангарой. Но, так как измерения влажности воздуха при температурах ниже -10° на метеорологических станциях производятся волосными гигрометрами с большими ошибками, то приведенные в табл. 3 данные являются очень приближенными.

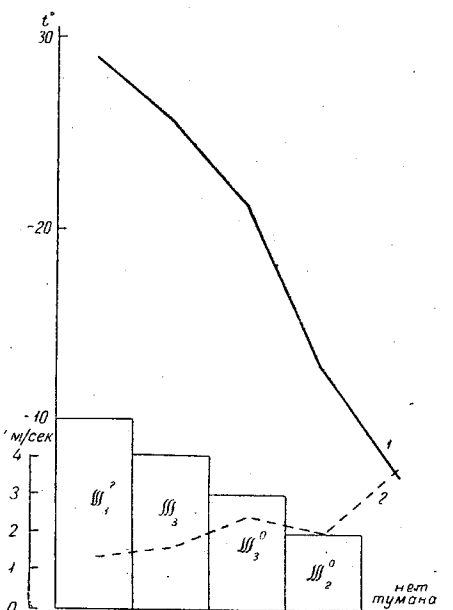


Рис. 7. Влияние температуры воздуха и скорости ветра на интенсивность туманов. 1 — температура на высоте 2 м, 2 — скорость ветра.

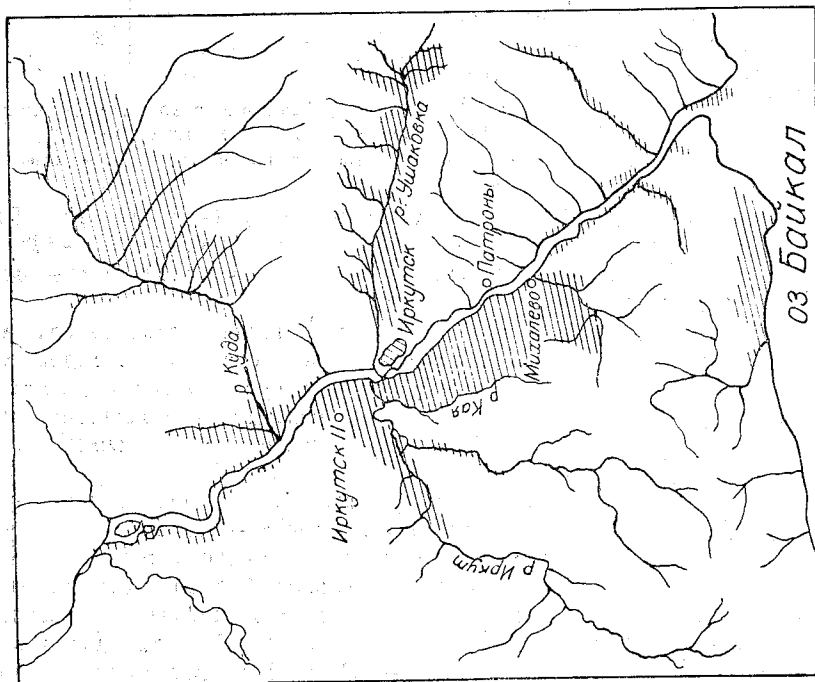


Рис. 8. Области распространения туманов в районе оз. Байкал — Иркутск. 21/XII 1955 г.

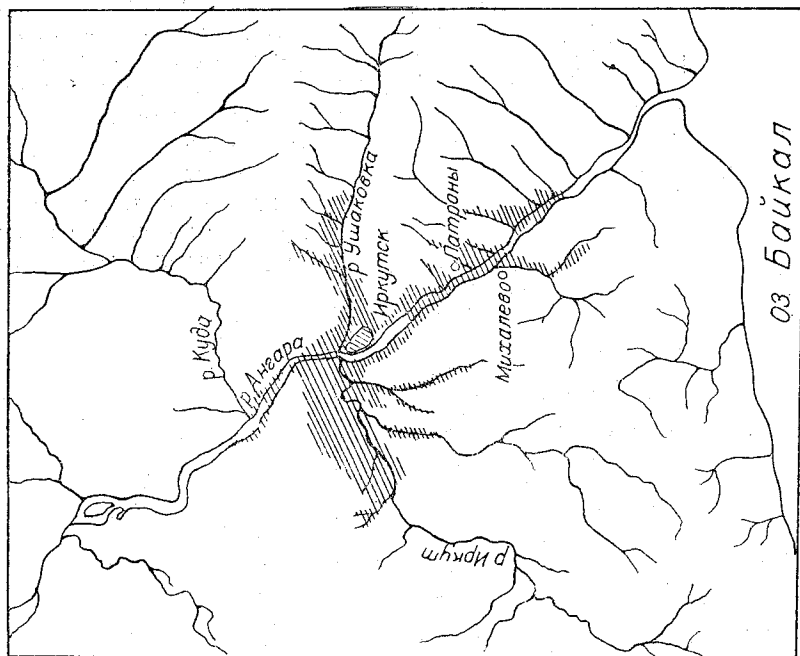


Рис. 9. Области распространения туманов в районе оз. Байкал — Иркутск. 22/XII 1955 г.

В табл. 3 помещены средние относительные влажности воздуха за период с 11/XII 1955 г. по 2/I 1956 г. для трех пунктов при наличии туманов разной интенсивности и при их отсутствии.

Таблица 3

Средние относительные влажности воздуха в районе Иркутска
за период с 11/XII 1955 г. по 2/I 1956 г.

Характеристика тумана	Пункт 2 (берег Ангары)		АМСГ		Обсерватория	
	F_v	F_l	F_v	F_l	F_v	F_l
При отсутствии туманов	67	—	80	—	70	
Без туманов на пунктах 1 и 2, при наличии над рекой:						
$\int \int \int^\circ$	68	—				
$\int \int \int$	74	—				
$\int \int \int^2$	72	—				
В туманах:						
$\equiv^\circ$	81	98	82	106	73	98
$\equiv$	74	96	84	106	75	98

Поскольку, как показано в [4], за этот период вблизи земли наблюдались преимущественно ледяные туманы, а по гигрометру отмечаются относительные влажности над водой F_v , в табл. 3 приведены также значения относительной влажности над льдом F_l (при наличии туманов), вычисленные по формуле

$$F_l = F_v \frac{\epsilon_v}{\epsilon_l},$$

где ϵ_v и ϵ_l — насыщающие упругости пара соответственно над водой и льдом.

В табл. 3 также приводятся данные наблюдений F_v на пункте 2 (вблизи р. Ангары) для периода, когда здесь туманов не наблюдалось, а над рекой отмечались туманы испарения разной интенсивности. Из таблицы видно, что существенных различий между F_v при отсутствии туманов вообще и при наличии их над водой нет; значения F_v колеблются в пределах 67—74%. В туманах F_v имеют средние значения от 73 до 84%, а F_l — около 100%, крайние значения F_v в туманах отмечены 63 и 94%.

Полученные данные показывают, что в туманах относительные влажности воздуха наблюдались всегда ниже 100%, в большинстве случаев 80% и меньше, а при пересчете F_v на F_l значения последних оказывались близкими к 100%. Это дает основание предполагать, что зимние туманы в г. Иркутске содержат преимущественно ледяные частицы.

На образование туманов, кроме других факторов, вероятно должен оказывать влияние характер вертикального распределения температуры воздуха. Наблюдения над температурой в пунктах 1 и 2 производились на высотах 0,5, 2 и 5 м от поверхности земли, а в нескольких метрах от пункта 1 — на различных высотах путем подъема малогабаритного метеорографа. По данным этих наблюдений на рис. 10 построены кривые, характеризующие изменение средних значений температуры воздуха с высотой.

По кривым можно видеть, что во время туманов температура в основном с увеличением высоты повышалась до 100—300 м. Некоторое нарушение такого

хода имело место в слое от 2 до 5 м. Это объясняется наличием местных потоков воздуха, возникающих под влиянием р. Ангары и вследствие особенностей рельефа.

Температура при отсутствии туманов до высоты 2 м не изменялась, а с 2 до 50 м снижалась и только в слое 100—200 м наблюдалась инверсия.

Таким образом, рис. 10 показывает, что высокие туманы испарения возникают при наличии приземных температурных инверсий.

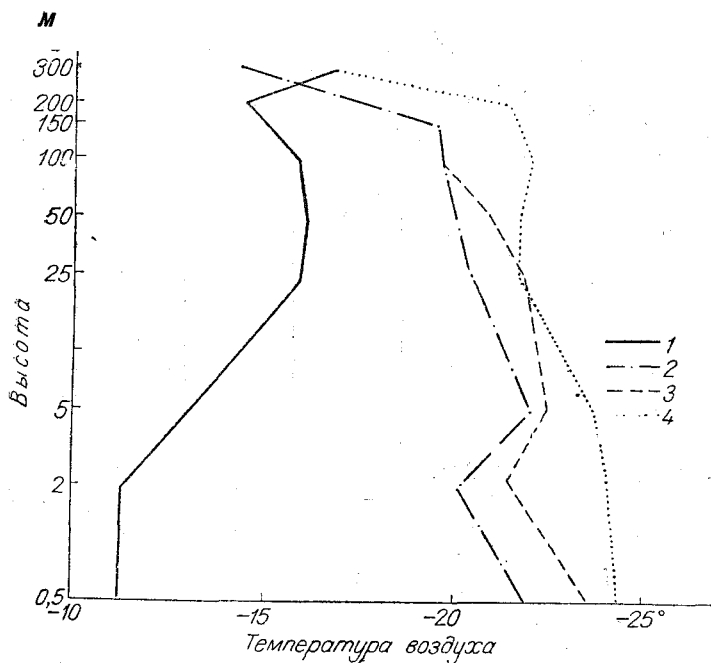


Рис. 10. Изменение температуры воздуха с высотой.

1 — без тумана, 2 — fff_3^0 , 3 — fff_3^2 , 4 — fff_3^3 .

Закключение

Из приведенных выше данных следует, что зимние ангарские туманы в районе г. Иркутска образуются под влиянием свободной от льда водной поверхности р. Ангары при температуре воздуха -10° , -12° и ниже, относительной влажности 60—80% и скорости ветра от штиля до 3—4 м/сек.

Природа образования и некоторые характеристики ангарских туманов имеют много общего с туманами испарения в зимние месяцы на Кольском заливе.

В [5], [6] приводятся примерно такие же метеорологические условия, при которых отмечаются туманы испарения на Кольском заливе. Согласно расчетам в [8] следует, что если температура поверхностного слоя воды 0° , а влажность наступающего на водоем воздуха меньше 90%, то температура его, для того чтобы начал образовываться туман испарения, должна быть -10° и ниже. Отсюда следует, что между данными, полученными для туманов испарения в естественных условиях, и указанными расчетными значениями М. П. Тимофеева имеется хорошее согласование.

Однако приведенными значениями температуры и влажности воздуха характеризуется лишь начало появления тумана испарения над теплой водной поверхностью и они недостаточны в качестве условия для образования и развития высоких, устойчивых туманов. Важным дополнительным условием для возникновения таких туманов является наличие приземной температурной инверсии в слое воз-

духа, поступающего на водоем, до высоты 100—300 м. Частично это подтверждается нашими данными и более подробно рассматривается в работе [3].

Необходимо отметить, что между кольскими и ангарскими зимними туманами испарения замечены и некоторые отличия. На Кольском заливе туманы испарения возникают лишь при ветрах южной четверти; ангарские же туманы наблюдаются почти при всех направлениях ветра. Это объясняется тем, что в зимний период при южных ветрах на Кольский залив приходят холодные массы континентального воздуха; северные же ветры в этом районе имеют направление с моря и сопровождаются переносом теплого воздуха, неустойчивого в слое до 2—3 км; район г. Иркутска расположен вдали от моря, поэтому, независимо от направления ветра, на р. Ангару всегда поступает воздух, передвигавшийся длительное время над континентом.

Существенной особенностью зимних ангарских туманов в районе Иркутска является их фазовое состояние. В этих туманах, как это показано в [4], уже при температуре воздуха над сушей -11° , наряду с жидкими каплями, содержатся ледяные частицы, а при более низких температурах наблюдаются смешанные туманы и туманы только с ледяной фазой. На Кольском же заливе до -17° отмечались лишь только капельно-жидкие туманы, а при более низких температурах капельно-жидкие и смешанные. Такие различия в фазовом состоянии туманов можно объяснить большой загрязненностью приземного слоя атмосферы в районе г. Иркутска, т. е. наличием в воздухе большого количества примесей, образующихся при сжигании угля производственными предприятиями и жилыми домами, а также в результате взрывных работ, проводившихся на строительстве Иркутской ГЭС во время наших наблюдений.

Вполне вероятно, что такие примеси могли содержать ядра конденсации, повышающие температуру перехода жидких капель в ледяную фазу. Что касается кольских туманов, то они наблюдались в районе, где отсутствовали источники загрязнения воздуха.

Применяющиеся в настоящее время методы искусственного рассеяния туманов посредством введения в них твердой углекислоты или частиц иодистого серебра эффективны лишь в том случае, когда туманы являются переохлажденными, т. е. их дисперсная фаза при отрицательной температуре содержит только или преимущественно капельно-жидкую воду, а не кристаллическую. Поэтому, если ангарские туманы не отвечали этому требованию, являясь главным образом ледяными туманами, то представляется, что для искусственного их рассеяния применение указанных методов следует считать неэффективным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шостакович В. Б. Климат Иркутска. Иркутск. 1920.
2. Карамышев Е. Некоторые особенности погоды Восточной Сибири. Метеорологич. вестн. № 5—8. 1931.
3. Воронцов П. А. Аэрологическое строение туманов испарения реки Ангары (см. настоящий сборник).
4. Башкирова Г. М. и Красиков П. Н. Некоторые микрофизические характеристики зимних ангарских туманов в районе Иркутска (см. настоящий сборник).
5. Прихотько Г. Ф. и Егоров Н. Н. Парение Кольского залива. Труды НИУ ГУГМС, сер. V, вып. 16. 1946.
6. Яковлев Б. Надводные туманы Кольского залива. Зап. по гидрогр., № 1. 1936.
7. Okita T. and Kimura K. Ice Crystal Growth in the Atmosphere. Report of Rain-making in Yaman, vol. 1. 1954.
8. Тимофеев М. П. К теории адвективных туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6. 1955.

АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТУМАНОВ ИСПАРЕНИЯ р. АНГАРЫ

Районом, где в зимнее время часто наблюдаются туманы, испарения, является верхнее течение р. Ангары около г. Иркутска.

Из-за быстрого течения р. Ангары замерзает здесь только в конце января — начале февраля. В это же время температура воздуха понижается до -25 , -35° . Такая большая контрастность температур воздуха и воды создает весьма благоприятные условия для мощного испарения с открытой поверхности реки и обычно вызывает образование туманов. Эти туманы, заполняющие широкую долину р. Ангары, часто бывают настолько плотные, что видимость в них падает менее

20 м, а мощность слоя тумана может доходить до 150—200 м.

Зимние туманы имеют большое значение для г. Иркутска. Они прежде всего нарушают нормальное движение городского, речного и воздушного транспорта, а также отражаются на других сторонах жизни города.

Изучением зимних туманов г. Иркутска занимались многие исследователи. Первые метеорологические характеристики этих туманов были даны в работе В. Б. Шостаковича [1],

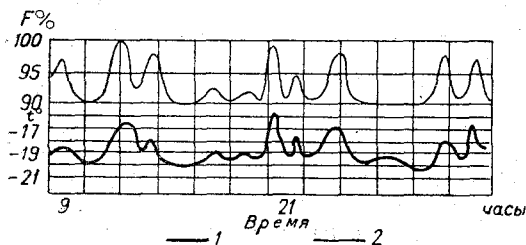


Рис. 1. Туман. 21—22/XII 1905 г.
1 — температура воздуха, 2 — относительная влажность.

им же были высказаны общие соображения об их происхождении. В. Б. Шостакович считал, что зимние туманы г. Иркутска образуются вследствие больших различий температур воздуха и воды р. Ангары. „Речной“ туман, как называет этот туман В. Б. Шостакович, образуясь над рекой, постепенно поднимается вверх и, распространяясь по ветру, закрывает густой пеленой весь город и его окрестности. „В холодные зимние дни над Ангарой, — пишет В. Б. Шостакович, — клубятся густые массы тумана, сама река как бы дымится все время, но вдали от берегов туман время от времени исчезает, оседая в виде ледяных кристаллов на различных предметах“. Иногда отмечались неоднократные наплывания и оседания туманов. В таких случаях на записях самописцев температуры и влажности получается волнообразный вид хода этих элементов, причем при наступлении тумана наблюдалось повышение температуры воздуха на $1-2^{\circ}$ и рост относительной влажности, при прекращении тумана — понижение температуры воздуха и уменьшение влажности.

Вид записи температуры и влажности при появлении и исчезновении туманов, по В. Б. Шостаковичу, приведен на рис. 1.

Но В. Б. Шостакович объясняет повышения температуры воздуха при наступлении тумана выделением тепла за счет перехода капель тумана в кристаллы. Средняя продолжительность туманов, по В. Б. Шостаковичу, составляла в декабре

64 часа, в январе 37 часов. Во все остальные месяцы, кроме декабря и января, туманы в г. Иркутске очень редки и продолжительность их мала.

Изучением туманов Иркутска занимались также и другие лица, в частности А. И. Воейков, Е. Карамышев [4] и др.

За последнее время очень много и плодотворно изучением ангарских туманов занимался коллектив Иркутской геофизической обсерватории под руководством Н. П. Ладейщикова, но, к сожалению, результаты их исследований до сего времени не опубликованы.

В данной статье будут приведены результаты аэрологических исследований туманов испарения р. Ангары, выполненных небольшой группой экспедиции Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) в течение декабря 1955 г. под руководством П. Н. Красикова и при участии сотрудников Центральной аэрологической обсерватории и Иркутской геофизической обсерватории.

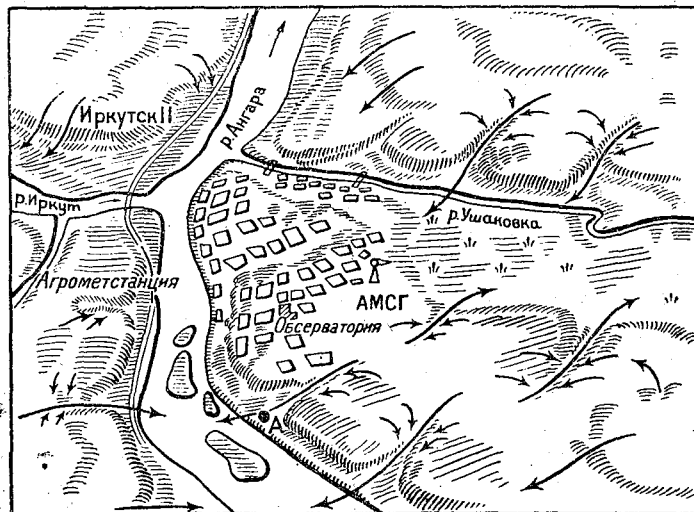


Рис. 2. Схема рельефа района Иркутска.

Стрелки показывают направление гравитационных потоков с водоразделов;
А — пункт работы экспедиции ГГО.

Для выяснения условий образования туманов испарения необходимо было исследовать строение атмосферы над водной поверхностью. Поэтому наблюдения были поставлены на самом берегу р. Ангары.

Подъемы метеорографа на привязных шарах проводились у берега р. Ангары, выпуски уравновешенных шаров совершались на расстоянии 100—150 м от берега, на небольшой (15—20 м над уровнем воды) возвышенности.

Работа аэрологической группы экспедиции проходила в основном при наличии туманов испарения на р. Ангаре, всего было обработано 18 подъемов метеорографа на привязных шарах до высоты 200—300 м и 37 выпусков уравновешенных шаров-пилотов. Подъем метеорографа и наблюдения за уравновешенными шарами проводились по обычной, принятой в ГГО методике.

На АМСГ было проведено 9 подъемов самолетного метеорографа при наличии туманов на р. Ангаре и использовано 39 подъемов за другие годы при тех же условиях.

Кроме аэрологических наблюдений, в экспедиции проводились также наземные метеорологические наблюдения в трех пунктах: на берегу р. Ангары, в точке подъема метеорографа, в Иркутской геофизической обсерватории и на Иркутской АМСГ.

На рис. 2 приведена схема района Иркутска с примерным расположением пунктов наблюдений и с направлениями стока холодного воздуха по низинам,

согласно данным Н. П. Ладейщикова. Следует отметить, что обсерватория находилась на расстоянии 1,3 км по прямой от берега р. Ангары и была выше на 40—45 м уровня реки. АМСГ была удалена примерно на 3 км от берега.

Декабрь 1955 г. в районе работ экспедиции был аномально теплый. Средняя месячная температура воздуха была выше многолетней средней на 3—4°. Больше половины дней было с температурой выше -10° , а в отдельные дни наблюдались даже положительные температуры воздуха. Обычно район г. Иркутска в течение всего зимнего периода находится под влиянием мощного отрога азиатского антициклона. В отроге повышенного давления происходит формирование континентального, весьма холодного воздуха. Выхолаживанию масс воздуха способствует рельеф, создавая застой воздуха.

В декабре 1955 г. в районе Иркутска азиатский антициклон наблюдался только в периоды 14—15, 19—21 и 26—31, сопровождавшийся резкими понижениями

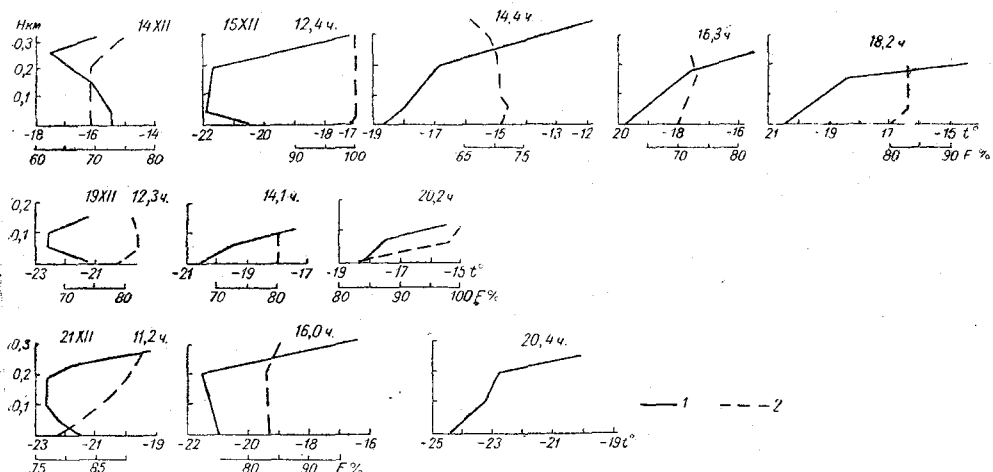


Рис. 3. Профили температуры и влажности воздуха на берегу р. Ангары при туманах испарения.

1 — температура, 2 — относительная влажность.

температуры воздуха, причем в первые два периода были только отдельные гребни повышенного давления, сравнительно быстро разрушавшиеся сериями циклонов. Во все остальные дни в декабре преобладала циклоническая деятельность.

Подъемы метеорографа непосредственно у уреза воды р. Ангары, несмотря на их небольшое число, позволили выявить некоторые, пока предварительные особенности термического режима над рекой при образовании туманов испарения.

На рис. 3 приведено распределение температуры и относительной влажности воздуха при наличии туманов испарения над р. Ангарой за 4 дня: 14, 15, 19 и 21/XII. Для всех этих дней в распределении температуры по высоте характерно или полное уничтожение инверсий в нижнем 100—200-м слое или значительное ее ослабление. Температуру воды в р. Ангаре $1-2^{\circ}$ можно считать почти постоянной.

С высоты 100—200 м сохранялась или возможно частично усиливалась глубокая инверсия температуры с быстрым ростом температуры воздуха и величинами вертикального температурного градиента γ , равными $6-8^{\circ}/100$ м.

Верхняя граница тумана над р. Ангарой была определена с самолета только 21/XII в 6 часов и равнялась 180 м. Как видно из рис. 3, эта высота в течение суток соответствовала началу слоя глубокой инверсии, т. е. слой тумана распространялся вверх только до слоя инверсии.

В других случаях измерить непосредственно верхнюю границу туманов не удалось, но по наземным наблюдениям было отмечено, что во все эти дни туман был

высокий, с верхней границей не менее 80—100 м. По данным Е. Карамышева [4], туманы над р. Ангарой могут достигать 250—300 м высоты.

На основании единичных измерений высоты тумана над р. Ангарой можно считать, что верхняя граница высоких туманов испарения над р. Ангарой должна всегда совпадать с уровнем начала глубокой инверсии с большими отрицательными величинами $-\gamma$.

Таким образом, можно принять, что для образования высоких туманов испарения необходимо не наличие инверсии температуры, а наоборот, ее полное или частичное уничтожение во всем слое, где образуется высокий туман, и сохранение или даже углубление инверсии над верхней границей тумана. Такое распределение температуры воздуха при высоких туманах характерно не только для туманов испарения, но и для высоких радиационных туманов. К сожалению, измерения относительной влажности волосным гигрометром при низких температурах были не очень надежны, поэтому сделать какие-либо выводы по ходу влажности при туманах не удалось. Можно только отметить, что в слое капельно-жидкого тумана относительная влажность близка к 100%. Поскольку волосной гигрометр при всех температурах воздуха дает влажность над водой, при температурах от -15° и ниже показания гигрометра в туманах часто составляют 75—80%. При таких низких температурах, как это установили П. Н. Красиков и Г. М. Башкирова, ангарские туманы часто состоят из ледяных кристаллов и тогда пересчет упругости водяного пара над льдом дает величины относительной влажности, близкие к 100%.

Как видно из рис. 3, термическая стратификация в пограничном слое в отдельные сроки дня может изменяться от слабой инверсии до положительных значений γ .

Очевидно, на изменение термической стратификации в нижнем 100—200-м слое воздуха на берегу реки влияет целый ряд факторов:

1) вертикальный турбулентный тепло- и влагообмен при нагревании воздуха над теплой водной поверхностью и под действием динамических факторов, т. е. изменением скорости ветра над подстилающей поверхностью;

2) горизонтальный турбулентный обмен при переносе масс воздуха с реки на берег или с суши на берег и постоянно наблюдаемом стоке холодного воздуха с берегов.

Проведенных наблюдений недостаточно, чтобы дать хотя бы ориентировочную количественную схему влияния каждого из перечисленных выше факторов на стратификацию температуры воздуха в пограничном слое.

На рис. 3 хорошо заметно изменение стратификации в пограничном слое при смене направления ветра. При ветрах с суши на берег, как это имело место 15/XII в 14,4, 16,3 и 18,2 часа; 19/XII в 14,1 и 20,2 часа и 21/XII в 20,4 часа наблюдалось только уменьшение инверсии в нижнем слое. При потоках воздуха с реки на берег или штилях во всех остальных случаях наблюдалось полное уничтожение инверсии с положительными значениями γ в нижнем слое.

Очевидно, кроме прогрева массы воздуха, над теплой водной поверхностью имеет место и динамическая турбулентность, вызванная трением воздуха о подстилающую поверхность. Вследствие интенсивного перемешивания в пограничном слое наблюдается уничтожение инверсии и установление стратификации с $\gamma \approx 1^{\circ}$.

Интенсивность динамического перемешивания обуславливается скоростью ветра и шероховатостью подстилающей поверхности. При туманах испарения скорости ветра обычно находятся в пределах 1—3 м/сек.

Судя по данным Б. В. Шостаковича [1], даже в декабре в г. Иркутске наблюдается суточный ход скорости ветра с ростом скорости в утренние и дневные часы. Увеличение скорости ветра, а следовательно, и перемешивания утром должно частично разрушить инверсию внизу и усиливать наверху, а также способствовать переносу водяного пара и элементов тумана по всему слою до начала глубокой инверсии. Этим фактом можно частично также объяснить наблюдаемый рост числа туманов в г. Иркутске в утренние и дневные часы. Кроме того, утром имеет место некоторое увеличение в атмосфере числа ядер конденсации вследствие

топки печей, что при прочих благоприятных условиях также может вызвать некоторое увеличение числа так называемых „печных“ туманов.

Таким образом, в процессе разрушения приземной инверсии и создания термической стратификации, благоприятной для развития высоких туманов, участвует целый ряд факторов, но все же основным является прогрев воздуха над теплой водной поверхностью и, частично, динамическое перемешивание.

Рассмотрим движения уравновешенных шаров над теплой водной поверхностью.

Наличие относительно больших контрастов температур вода — воздух создает весьма благоприятные условия для развития конвективных движений над водоемом.

Как показывают наблюдения над теплой водной поверхностью, хотя и преобладают восходящие движения, но они все же не носят упорядоченный характер.

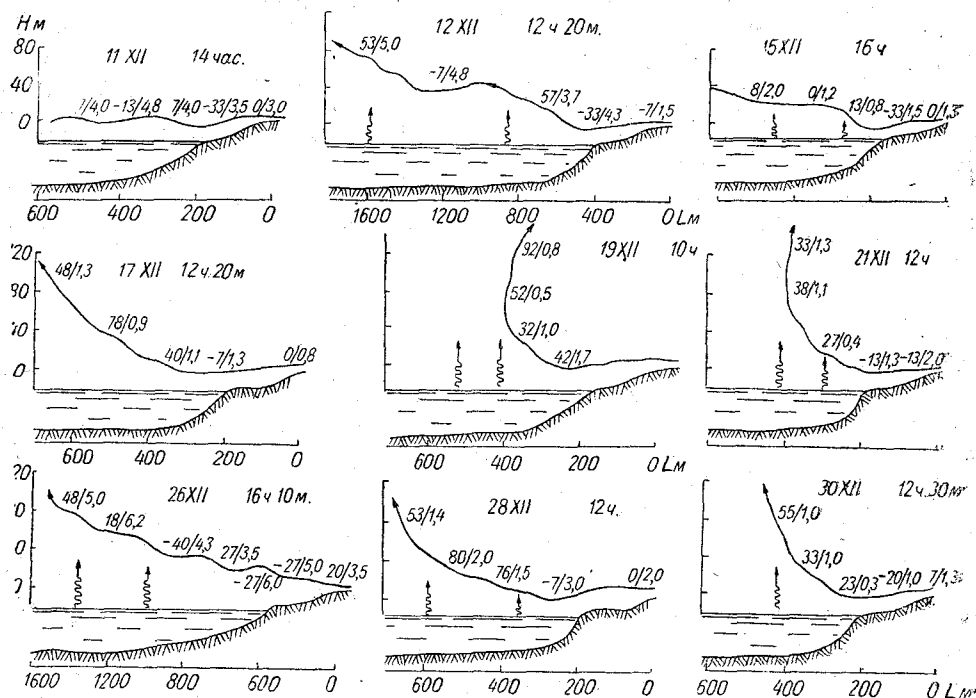


Рис. 4. Траектории движения частиц воздуха над р. Ангарой.

возникая не сплошь над всей поверхностью водоема, а только в отдельных местах (см. работу автора [2]), где наряду с восходящими потоками наблюдаются и нисходящие движения, хотя и более слабо выраженные. Поэтому дальше вертикальные движения над р. Ангарой будем условно считать пульсациями воздуха конвективного происхождения.

Материалы наблюдений над уравновешенными шарами дали возможность получить величины вертикальных движений над водной поверхностью р. Ангары и выявить ряд других характеристик воздушного потока.

На рис. 4 приведены примеры траекторий движения частиц воздуха над р. Ангарой при ветрах с берега и наличии слабых туманов; не было туманов только 11 и 17/XII. Дробные числа показывают в числителе величину вертикальной скорости в см/сек., причем знак минус указывает на нисходящий поток, в знаменателе — скорость ветра в м/сек.

Над теплой водной поверхностью в холодной массе воздуха, как правило, наблюдаются относительно мощные восходящие потоки W , конвективного происхождения со средними максимальными величинами $W \approx 40-60$ см/сек. и отдель-

ными возрастаниями до 90—95 см/сек. Наряду с восходящими потоками изредка были отмечены слабые нисходящие движения 10—20 см/сек. Высота подъема частиц воздуха над р. Ангарой ограничивалась всегда уровнем начала слоя с глубокой инверсией, т. е. высотой 100—200 м. Как правило, подъем воздуха от водной поверхности до уровня инверсии происходил в два-три этапа, т. е. путь поднятия конвективных струй L в среднем был 40—100 м. Например, 21/XII высота начала инверсии была 200 м, а высота подъема шара L доходила до 165 м, 15/XII — соответственно 50 и 30 м.

Если принять, что подъем конвективных струй от водной поверхности до начала слоя инверсии будет происходить адиабатически, то необходимо, согласно рис. 3, чтобы частицы воздуха в струе были перегреты относительно окружающего воздуха на уровне 3—4 м от водной поверхности на 1,5—3°,5. Эти величины вполне реальны и близки к аналогичным данным, полученным нами для фьордов [2].

Для характеристики интенсивности вертикальных перемещений воздуха над водоемом нами использован коэффициент $K = WL$, где W — восходящий поток, L — путь смещения струи (вихря).

На рис. 5 приведен график зависимости K от разности температуры воздуха и температуры воды в нижнем 100—150-м слое. Поскольку температуру воды можно считать постоянной и близкой к 0°, то по оси ординат отложена температура воздуха на береговой точке.

Из рис. 5 следует, что чем ниже температура воздуха, тем больше величина коэффициента K над водной поверхностью и тем интенсивнее должен протекать процесс переноса в верхние слои тепла и влаги.

Зависимость температуры воздуха от $t^\circ K$ для нижнего 100—150-м слоя можно выразить корреляционной зависимостью вида

$$K = 1,4 + 0,76t^\circ.$$

При температурах воздуха около 0° движения шара над водной поверхностью обычно были горизонтальными с небольшими смещениями по вертикали. Пример такого движения приведен на рис. 4 — 11/XII в 14 часов.

По данным наблюдений над уравновешенными шарами удалось установить наличие местной циркуляции, направленной вниз от суши к реке и наверх с реки на сушу. Примеры движений уравновешенных шаров в дни с местной циркуляцией даны на рис. 6. Траектории движения даны в плане с числами минут и в вертикальной плоскости с величинами W .

Почти во все дни с низкими температурами воздуха и слабыми скоростями ветра в нижнем слое возникал внизу сток холодного воздуха с берегов на воду, захватывающий участок реки в 200—300 м. После подъема над рекой с высоты 80—100 м наблюдалось обратное движение воздуха.

Такие особенности движения воздуха могут вызвать в береговой зоне перенос частиц тумана в сторону, противоположную наземному ветру. Например, иногда в обсерватории отмечался туман при ветре у земли в сторону р. Ангары, отсюда делалось предположение, что этот туман не ангарского происхождения. Наличие разобранных выше местных циркуляций в некоторых случаях может вызвать перенос в район обсерватории тумана с р. Ангары при наличии у земной поверхности ветра на р. Ангару, как, например, на рис. 4 — 21/XII в обсерватории был восточный ветер, а 17 и 30/XII — северо-западный.

При переходе шара с суши на воду вследствие уменьшения шероховатости подстилающей поверхности почти всегда наблюдалось возрастание скорости ветра и нисходящие движения воздуха. В слое с резким возрастанием восходящих дви-

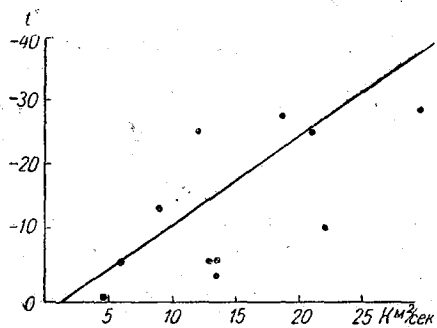


Рис. 5. Зависимость K от температуры над р. Ангарой в слое от 100—150 м.

жений отмечалось уменьшение скорости ветра, т. е. наблюдалась оправдываемость уравнения неразрывности

$$\frac{dW}{dz} = - \frac{dV}{dx}$$

Потоки воздуха, прогретого над р. Ангарой, при переходе на берег в зону холодного воздуха встречают возвышенности с $H = 30 \div 40$ м и начинают подни-

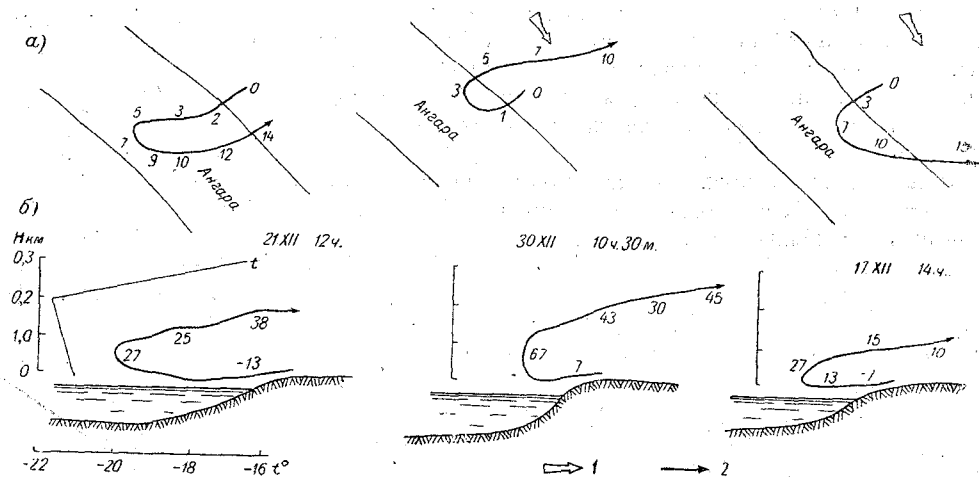


Рис. 6. Траектории движения воздуха над р. Ангарой.

а — траектория в плане (время в минутах), б — вертикальный разрез (см/сек.); 1 — направление геострофического ветра, 2 — направление движения шара-пилота.

маться над ними, затем, как более теплые массы, продолжают некоторое время самостоятельно перемещаться вверх со скоростями $W \approx 40 \div 60$ см/сек. Пример движений воздуха с реки на берег приведен на рис. 7 за 11 и 31/XII.

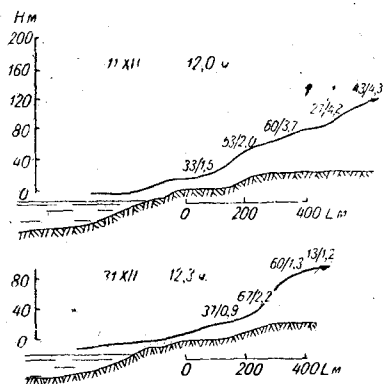


Рис. 7. Движение воздуха при ветре с р. Ангары.

Движение воздуха вдоль берега обычно не сопровождается его подъемом, высота шара оставалась постоянной.

Приведенные данные показывают, что в строении нижнего слоя атмосферы при образовании туманов испарения над р. Ангарой имеется много общего со строением атмосферы при образовании туманов испарения над незамерзающими фиордами, типа Кольского залива, очевидно, и механизм образования туманов в обоих районах должен быть одинаков.

Для сравнения приведем краткие выдержки из результатов исследований туманов испарения над Кольским заливом. При образовании туманов над заливом воздух над сушей имел температуры обычно в пределах $-15, -25^\circ$ с глубо-

кой радиационной инверсией, начинающейся от земной поверхности. Переход воздуха на теплую водную поверхность Кольского залива сопровождался развитием турбулентного тепло- и влагообмена, его нагревом и насыщением водяным паром вследствие интенсивного испарения с водной поверхности залива.

Изменение стратификации массы воздуха, по данным свыше 100 подъемов метеорографа на привязном аэростате, после пути в 10—12 км над Кольским заливом приведено на рис. 8. Здесь в нижнем 150—200-метровом слое наблю-

далось разрушение инверсий у самой воды с образованием сверхадиабатических значений вертикального температурного градиента γ .

На рис. 9 даны профили температуры над Кольским заливом при наличии и отсутствии туманов испарения. Как видно, при туманах температуры воздуха более низкие и высота начала инверсии по средним данным обычно лежит в пределах 70—80 м, иногда доходит до 150—200 м.

Далее следует отметить, что в зимнее время над разводьями ледового покрова арктических морей также часто наблюдается образование мощных туманов испа-

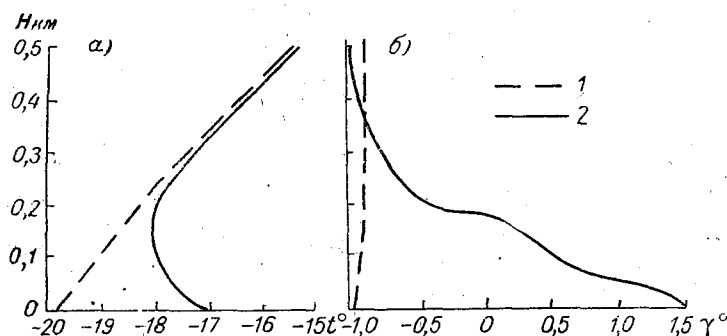


Рис. 8. Профиль температуры воздуха за январь—февраль 1953 г. (а). Среднее изменение вертикального температурного γ по высоте за январь—февраль 1951 г. (б).
1 — над сушей по радиозонду, 2 — над заливом.

рения. Их происхождение, очевидно, аналогично образованию туманов испарения над р. Ангарой и Кольским заливом. При штиле или слабом градиентном ветре высота слоя тумана может достигать 100 м и больше, верхняя граница располагается под слоем инверсии температуры. Схема образования туманов испарения над полыньями дана на рис. 10.

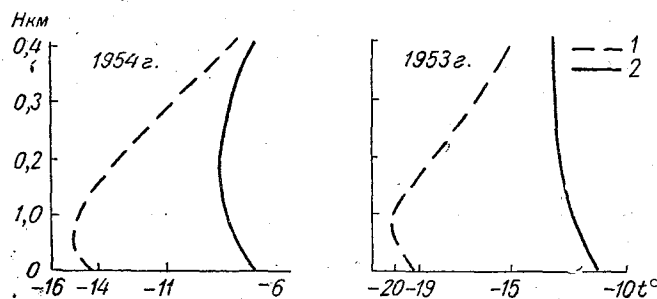


Рис. 9. Распределение температуры воздуха по высоте над Кольским заливом.
1 — с туманом испарения, 2 — без туманов.

Иногда при кратковременном усилении ветра туман может уноситься от разводий в сторону в виде отдельных „зарядов“. Для образования мощных туманов испарения ширина полыньи должна быть, по аналогии с Ангарой, не менее 1 км. При наличии слабых градиентных ветров здесь может возникнуть местная циркуляция лед — полынья.

В заключение приведем краткие сведения о профилях основных метеорологических элементов при туманах над Боденским озером, подсчитанных автором по данным подъемов метеорографа на воздушных змеях и привязных баллонах, взятым из ежегодников [5] за 1912—1914 гг. Сюда вошли не только туманы испарения, но и все другие виды туманов.

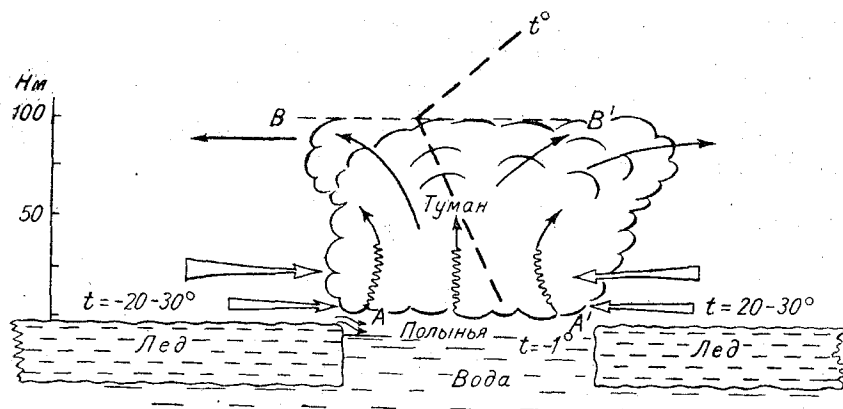


Рис. 10. Схема образования туманов испарения над полыньями в Арктике при штиле.

АВ В'А' — слой прогретого над полыньей воздуха с $\gamma > 0^\circ$. ВВ' — начало слоя инверсии, 1 — поток холодного воздуха, 2 — поток прогретого воздуха.

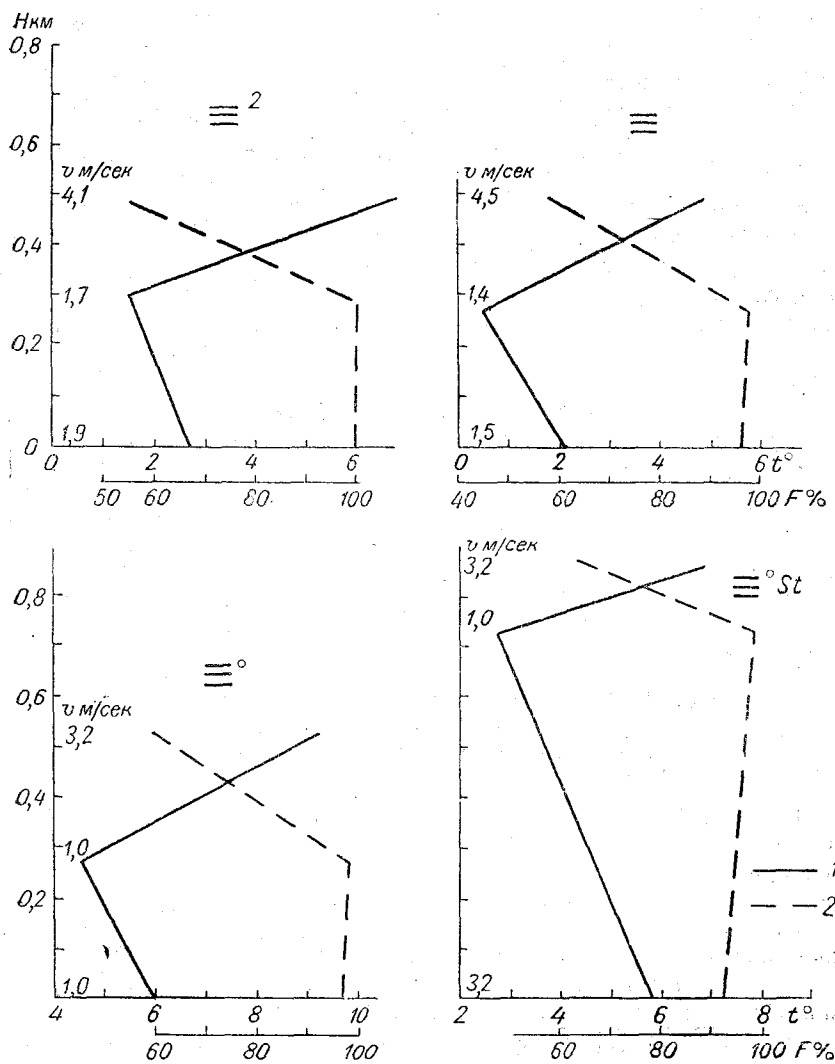


Рис. 11. Строение туманов над Боденским озером, 1 — температура, 2 — относительная влажность.

На рис. 11 приведены средние значения температуры и относительной влажности воздуха, а также и скорости ветра над водой и на нижней и верхней границах инверсии при туманах различной интенсивности над Боденским озером. Здесь также характерно отсутствие инверсии над водой и наличие ее на высоте 200—300 м. Относительная влажность в слое тумана $r=100\%$, скорость ветра 1—2 м/сек., в слое инверсии наблюдается резкое уменьшение относительной влажности и рост скорости ветра. При наличии St высота инверсии повышается и над верхней границей облаков также наблюдается инверсия температуры. Можно, очевидно, считать, что туман развивается во всем слое от земли до начала инверсии и, судя по распределению температуры, наиболее благоприятные условия для конденсации будут наблюдаться под инверсией, а следовательно, рост тумана должен происходить сверху, постепенно распространяясь до земной поверхности. Например, при St высота инверсионного слоя настолько велика, что нижняя граница облаков обычно, кроме арктических районов, не доходит до земли или только иногда сопровождается слабым туманом внизу.

За последнее время в литературе появилось несколько работ по исследованию строения туманов, например Шоу [3], где приведено распределение температуры во время ранних утренних туманов в Кардингтоне на суше. Профиль температуры, типичный для 33 подъемов из общего количества 47, дан на рис. 12. Этот профиль весьма близко совпадает с профилями температуры при туманах испарения, полученными автором. Очевидно, при устойчивых туманах как над водой, так и над сушей, как правило, должно наблюдаться указанное выше распределение температуры и относительной влажности воздуха, и только слабые непродолжительные туманы могут развиваться при инверсии, начинающейся от земной поверхности.

Переходя снова к рассмотрению туманов испарения, можно считать, что интенсивное испарение с поверхности воды начинается при разности температуры вода — воздух 10—12°. Масса воздуха, проходящая над водной поверхностью, прогревается, вследствие чего мощная инверсия температуры, начинающаяся над континентом в зимний период года у земли, над водной поверхностью, или ослабевает или уничтожается. На высоте, где прекращается прогрев и динамическое перемешивание, сохраняется глубокая инверсия температуры, являющаяся задерживающим слоем для вертикальных смещений воздуха, в том числе и капелек тумана. Для того чтобы образовался высокий туман испарения, необходимо разрушение или ослабление инверсии у водной поверхности и сохранение и углубление ее на высоте обычно 100—200 м. Благодаря неустойчивой стратификации атмосферы при расположении холодного воздуха над теплой водной поверхностью создается значительный турбулентный тепло- и влагообмен, способствующий непрерывному прогреву воздуха и переносу водяного пара и капелек тумана в верхние слои до слоя инверсии.

При отсутствии инверсионного слоя наверху поднимающиеся струйки тумана будут уноситься вверх и испаряться и заметный эффект испарения будет только в самом нижнем слое порядка нескольких метров. Таким образом, высокий туман испарения образуется не благодаря наличию инверсии температуры у земли, вследствие уничтожения инверсии в нижнем приземном слое и сохранении и углублении ее на высоте 50—100 или 200 м.

Испаряющийся водяной пар сразу же конденсируется, при этом выделяется скрытая теплота испарения. Эта теплота также частично идет на нагревание воздуха, но ее роль сравнительно невелика. Например, если взять водность тумана

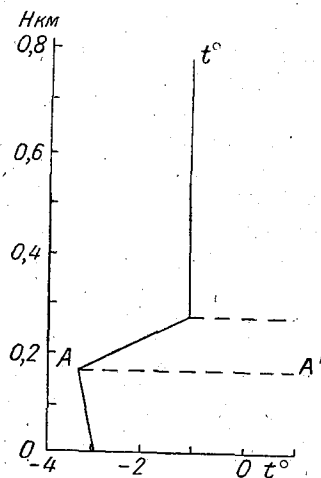


Рис. 12. Типичный подъем аэростата при тумане 30/1 1951 г.
AA' — уровень 100% влажности.

0,2 г/м³, то это количество воды при конденсации может повысить температуру воздуха всего только на 0°,3, что, конечно, не может отразиться заметным образом на термическом режиме слоя воздуха.

Далее перейдем к краткому рассмотрению условий образования туманов вдали от р. Ангары, а именно в районе обсерватории и на АМСГ.

В холодный период года, кроме туманов испарения, на суше могут образоваться радиационные туманы, особенно в местах пониженного рельефа, куда может стекать выхолаженный воздух. Строение рельефа в районе г. Иркутска способствует развитию радиационных туманов, но, очевидно, как количество, так и плотность их не могут быть велики. Поскольку в районе работ экспедиции все туманы были туманами испарения, то изучения радиационных туманов нами не проводилось. В первом приближении можно считать, что все туманы в рассматриваемый период были туманами испарения.

Интересным является факт весьма большого различия как количества туманов, так и их продолжительности в разных районах города. За период работы экспедиции ГГО было зарегистрировано на береговой точке у р. Ангары 60 случаев с образованием туманов общей продолжительностью 174 часа, за тот же период на обсерватории туман был только в 38 случаях и продолжительность его составила 136 часов, на АМСГ же отмечено всего только 14 случаев с туманом продолжительностью в 38 часов. Таким образом, получается, что чем дальше будет отстоять пункт наблюдений от берега р. Ангары в рассматриваемом районе, тем меньше вероятность появления здесь зимних туманов.

Незамерзающая водная поверхность р. Ангары в зимний период оказывает значительное влияние на термический режим атмосферы в нижних слоях. Во время работ экспедиции были проведены синхронные измерения температуры воздуха на высоте 2 м в трех указанных выше пунктах в светлое время суток. При ветрах с р. Ангары в среднем температура воздуха на обсерватории оказалась на 2°,2, а на АМСГ на 2°,4 ниже по сравнению с температурами воздуха на берегу р. Ангары. Следовательно, если принять температуру воздуха на АМСГ вследствие его большой удаленности от р. Ангары за нормальную для континента, то над р. Ангарой на высоте 2 м в рассматриваемый период воздух прогревался в среднем на 2°,5. При перемещении нагретого над р. Ангарой воздуха на сушу происходило быстрое его охлаждение, причем на пути в 1—1,5 км понижение температуры составило около 2°,1, далее температура воздуха менялась сравнительно мало.

По Шостаковичу [1], туман на обсерватории часто наблюдался периодами, причем, согласно рис. 1, начало туманов сопровождалось повышением температуры воздуха на 1—2° и ростом относительной влажности. Этот факт показывает, что зимние туманы в районе обсерватории при указанном ходе температуры и влажности воздуха могут быть только ангарского происхождения, распространившегося на относительно большую площадь.

Во время работ экспедиции было проведено несколько полетов с зарисовкой района распространения туманов. Пример этих зарисовок приведен на рис. 13. 23/XII туман распространился только по руслу р. Ангары, а 21/XII — не только на пойму реки, но и по всему городу и на АМСГ.

Перенос тумана от р. Ангары в город в первую очередь определяется направлением ветра у земли и в некоторых случаях ветром на уровне 100—200 м.

Например, 23/XII на АМСГ, хотя и отмечался штиль, но, очевидно, была слабая тяга с р. Ангары, поэтому был туман с видимостью 700 м. 21/XII во время тумана над р. Ангарой на АМСГ тумана не было, ветер дул восточный.

Туманы над р. Ангарой наблюдаются значительно чаще, чем над АМСГ. Это можно объяснить тем, что направление преобладающих потоков воздуха таково, что туман не доходит до АМСГ, или тем, что по пути движения воздуха от р. Ангары до АМСГ на расстоянии около 3 км происходит трансформация воздуха, ведущая к рассеянию туманов. Для этой цели рассмотрим особенности термической стратификации атмосферы над АМСГ при наличии туманов только над

р. Ангарой (случай 23 и 26/XII) и при туманах, охватывающих большой район, в том числе и закрывающих АМСГ (случай 21/XII).

На рис. 14 приведено распределение температуры и относительной влажности воздуха до высоты 1 км за указанные три дня. Эти дни характерны по распределению температуры и влажности воздуха.

На р. Ангаре при наличии туманов можно выделить три типа распределения температуры воздуха по высоте, или стратификации, в период декабрь — январь.

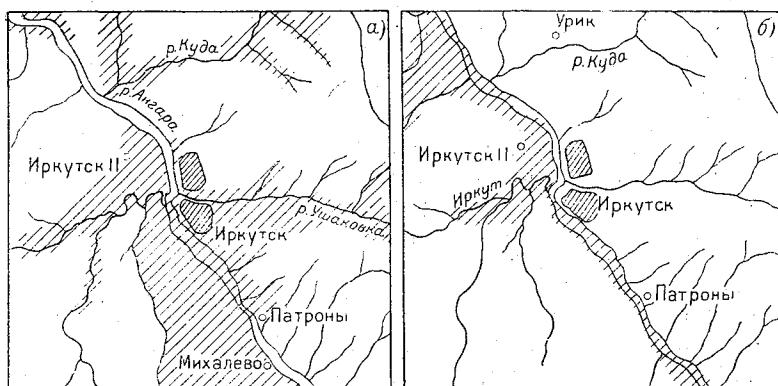


Рис. 13. Границы распространения тумана в районе г. Иркутска.

а — 21/XII 1955 г., б — 23/XII 1955 г.

Первый тип, при котором туман закрывает р. Ангару и частично АМСГ (случай 21/XII), характеризуется наличием инверсии в слое 700 м, но в нижнем слое, 100—200 м, инверсия значительно ослаблена, очевидно, или за счет прогрева воздуха снизу, например над р. Ангарой, или вследствие возрастания турбулент-

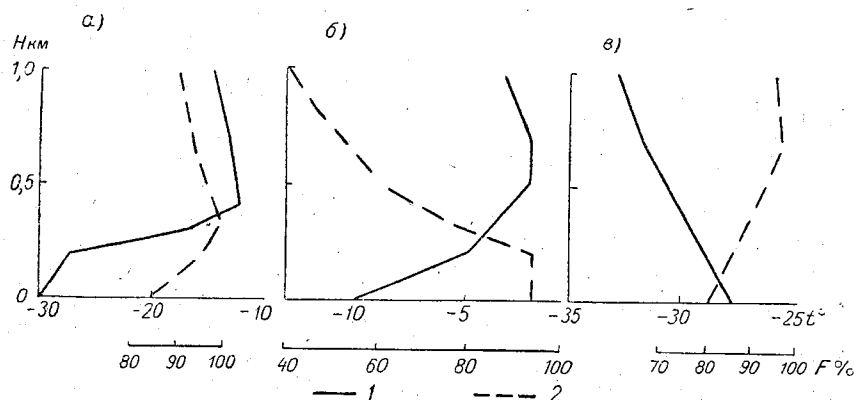


Рис. 14. Типы распределения t° и F при туманах на р. Ангаре.

а — тип I, 21/XII; б — тип II, 23/XII; в — тип III, 26/XII; 1 — температура, 2 — относительная влажность.

ного обмена из-за усиления скорости ветра. Но 21/XII был отмечен штиль или слабая тяга воздуха, поэтому ослабление инверсии внизу могло быть только за счет местного прогрева, т. е. переноса воздуха с р. Ангары. Над р. Ангарой температура воздуха в этот срок была выше на $0^\circ,9$; следовательно, инверсия была еще больше ослаблена. Верхняя граница тумана была на высоте 180 м и имела вид ровной поверхности. Туман располагался под глубокой инверсией, начинавшейся с 180 м и распространявшейся до 500 м.

Второй тип распределения температуры характеризуется наличием инверсии воздуха с ростом температуры сперва быстрым, в слое 200—300 м, а затем более замедленным. Этот тип соответствует обычному распределению температуры при длительном радиационном излучении над континентом в зимнее время.

Величина относительной влажности в первом типе достигает максимума над слоем инверсии, в зоне тумана, и выше медленно меняется. Во втором типе после слоя радиационной инверсии отмечено резкое уменьшение влажности, очевидно, за счет оседания воздуха в антициклоне. При втором типе туман на АМСГ не наблюдался.

Третий тип с наличием туманов на р. Ангаре соответствует или нормальному падению температуры с высотой или очень слабой инверсии с ростом влажности на высоте.

Выявить синоптические особенности каждого типа стратификации не удалось.

Следует отметить часто наблюдаемые при горизонтальном зондировании вдоль р. Ангары в районе г. Иркутска большие различия температур воздуха над разными участками. Например, 22/XII в 4 ч. 15 м. при наземной температуре $-19^{\circ},8$ на высоте 100 м при наблюдении с самолета были отмечены изменения температуры воздуха от $-8,5$ до $-12^{\circ},8$ с колебаниями в $\Delta t = 4^{\circ},3$, на высоте 130 м температура менялась от $-8^{\circ},5$ до $-10^{\circ},4$, т. е. на $1^{\circ},9$; с высотой колебания температуры уменьшались.

К сожалению, бортаэролог не отмечал участков тумана над местностью. При таких колебаниях температуры воздуха термическая стратификация в нижнем слое может сильно изменяться в зависимости от района зондирования.

По материалам 47 случаев самолетного зондирования с АМСГ и наличия туманов на р. Ангаре, в табл. 1 подсчитана повторяемость температур воздуха при разных типах температуры.

Таблица 1

Повторяемость температур воздуха при разных типах профиля температуры в декабре—январе (в процентах)

Тип	Диапазон температур, град.							Средняя температура, град.	Число случаев
	<-5	от -5 до -10	от -10 до -15	от -15 до -20	от -20 до -25	от -25 до -30	-30		
I	—	—	—	—	50	50	—	$-27,2$	2
II	—	4	18	24	18	18	18	$-21,5$	28
III	17	36	23	12	6	—	6	$-11,4$	19

Первый тип профиля температуры наблюдался при относительно низких температурах воздуха, второй — при несколько более высоких и третий — при сравнительно высоких для данного периода температурах воздуха.

Для изучения условий развития и рассеивания туманов с целью их прогнозирования для АМСГ этих данных недостаточно. Необходимо выяснить очаги их формирования и пути движения воздуха, приносящего туман на АМСГ, проследить изменение термической стратификации воздуха и микроструктуры тумана по пути и попытаться уловить связь переноса воздуха в данном районе с величинами горизонтального градиента давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шостакович В. Б. Климат Иркутска. Иркутск. 1920.
2. Воронцов П. А. О конвективных движениях в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 54 (116). 1955.
3. Shaw J. Vertical temperature gradient in the first 2000 ft. The Meteorol. Magazine, vol. 84. N 998. August. 1955.
4. Карамышев Е. Некоторые особенности погоды Восточной Сибири. Метеорологич. вестн., № 5—8. 1931.
5. Ergebnisse der Arbeiten der Draschenstation am Bodensee. 1911—1913.

НЕКОТОРЫЕ МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗИМНИХ АНГАРСКИХ ТУМАНОВ В РАЙОНЕ г. ИРКУТСКА

К микрофизическим характеристикам туманов относят: 1) содержание воды (жидкой и твердой) в единице объема, т. е. водность тумана, 2) агрегатное состояние его дисперсной фазы, 3) распределение капель и ледяных частиц по размерам, 4) их число в единице объема, 5) электрический заряд частиц и др.

Учитывая имеющиеся данные об ангарских туманах, в настоящей статье будем касаться лишь характеристик, отмеченных в первых трех пунктах, для туманов при отрицательных температурах.

В опубликованных работах такие сведения имеются главным образом для туманов при положительных температурах [1, 2, 3, 4, 5], что же касается туманов при температуре ниже 0° , то они вообще мало изучены, и лишь в отдельных работах приводятся крайне ограниченные некоторые данные об их микроструктуре [6, 7, 8, 9]. Из всех указанных работ только в одной [6] содержатся материалы, касающиеся надводных туманов или туманов испарения, к которым относятся зимние ангарские туманы.

Некоторые микрофизические характеристики были получены для туманов испарения на Кольском заливе экспедицией Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) в 1953-54 г., участниками которой являлись и авторы настоящей работы; частичные результаты по Кольским туманам будут приведены ниже.

Для изучения условий образования туманов, а также в связи с развитием работ по активным воздействиям получение данных о микрофизике туманов испарения при отрицательных температурах представляет значительный интерес. Такие туманы часто образуются в зимнее время над незамерзающими водоемами и полыньями в полярных и арктических областях, а также над некоторыми реками северных районов СССР, например над р. Ангарой.

Зимой 1955 г. экспедицией ГГО были проведены наблюдения над зимними ангарскими туманами в районе г. Иркутска. Организация этих работ и результаты метеорологических наблюдений описаны в [10]. Здесь же приводим материалы микрофизических наблюдений, включающих в себя данные о водности туманов, их агрегатном состоянии, распределении капель и кристаллов по размерам.

В проведенной авторами работе принимала участие Т. А. Першина, выполнявшая микрофотографирование капель и кристаллов.

Микрофизические наблюдения и их результаты

Все наблюдения производились около кромки воды р. Ангары и на берегу ее в пунктах 1 и 2 (описание см. в статье [10]). Наблюдения при наличии туманов велись, как правило, ежечасно, с 8 до 20 час. Приводимые результаты получены для туманов, во время которых не было облачных осадков, поэтому влияние их на микрофизические характеристики исключается.

Водность туманов. Непосредственное измерение водности туманов при отрицательных температурах представляет значительные трудности, поэтому иногда определение водности производится расчетным путем по числу и размерам капель. Но для случаев, когда туман содержал наряду с каплями ледяные частицы, такой подсчет осложнялся большим разнообразием форм ледяных частиц.

Б. В. Кирюхин [7] оценивал водность радиационных туманов q по формуле

$$q = q_0 - Q,$$

где q_0 — абсолютная влажность воздуха до образования тумана, Q — количество водяного пара, соответствующее насыщению при температуре воздуха в тумане. При этом допускалось, что влагосодержание в течение ночи остается постоянным и относительная влажность в тумане равна 100%. Таким путем было найдено, что водность радиационных туманов при отрицательных температурах составляет от 0,05 до 0,65 г/м³. Для определения водности туманов испарения такие методы не пригодны вследствие фазовой неоднородности туманов и непрерывно изменяющегося влагосодержания при испарении с водной поверхности.

В настоящее время для определения водности облаков и туманов в СССР применяется метод В. А. Зайцева, основанный на принципе осаждения капель

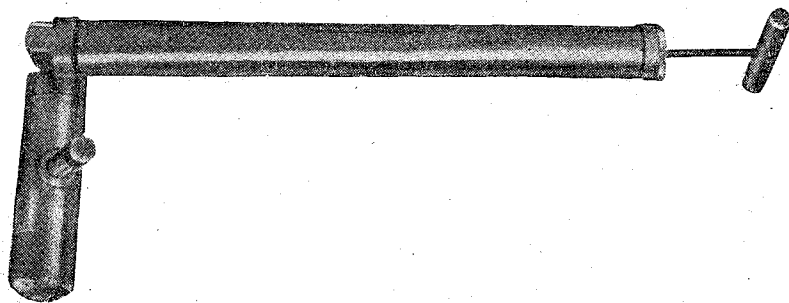


Рис. 1. Прибор водности Зайцева.

и кристаллов из потока тумана на фильтровальную бумагу, покрытую красителем [11]. Основанный на этом методе прибор приведен на рис. 1. При наличии в тумане ледяной фазы, чтобы при заборе проб не произвести стряхивания твердых частиц с бумаги, приемная часть прибора должна быть обращена вверх и сразу же после взятия пробы несколько подогреваться. В результате подогрева ледяные частицы тают и оставляют на бумаге окрашенное пятно, по размеру которого определяется водность тумана.

Посредством прибора Зайцева измерялась водность ангарских и кольских туманов. Забор проб на водность производился на высотах 1,5—2 м от водной или ледяной поверхности, вблизи кромки воды. При очень низких надводных туманах или в тех случаях, когда туман сносился ветром к противоположному берегу реки, пробы брались на меньших высотах; в случае распространения туманов над сушей, водность определялась также и на берегу, в 20—30 м от реки.

Из полученных данных следует, что водность ангарских туманов с повышением их плотности увеличивалась. Так, для высоких слабых туманов она составляла 0,03—0,04 г/м³, туманов средней интенсивности 0,05—0,11 г/м³ и сильных туманов 0,08—0,37 г/м³.

Для сравнения приведем водность туманов испарения над Кольским заливом: для туманов средней плотности она колебалась от 0,02 до 0,04 г/м³, для сильных туманов — от 0,04 до 0,14 г/м³. Основными факторами, обуславливающими образование туманов испарения и его плотность, а следовательно, и водность, являются влажность и температура воздуха, натекающего на водную поверхность, а также температура поверхностного слоя воды. Но так как температура поверхностного слоя воды за период наблюдений изменялась незначительно и была близка к 0°, то на водность образующихся ангарских туманов она не оказывала влияния.

А. Г. Амелин в [12], принимая, что туманы над теплой водной поверхностью образуются в результате смешения холодного воздуха с теплым, ограничивается учетом влияния указанных факторов.

Однако, как показал М. П. Тимофеев в [13], образование и плотность туманов испарения зависит от интенсивности тепло- и влагообмена, а также от размера водного пространства.

Так как относительная влажность воздуха во время наблюдений над ангарскими туманами изменялась мало (от 65 до 75%) [10], нами сделана попытка выяснить влияние температуры на водность ангарских туманов (рис. 2). На рис. 2 точками 1 нанесены значения водности тумана, измеренные над сушей (снежной поверхностью), а также при направлениях ветра с правого берега, где производились наблюдения,

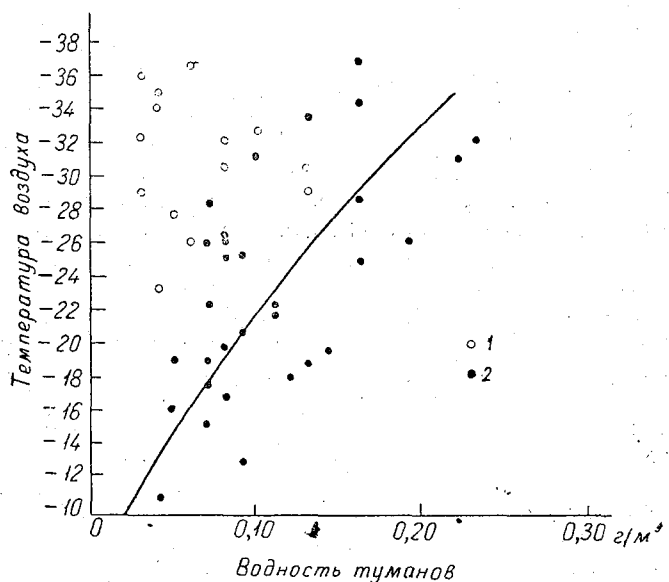


Рис. 2. Влияние температуры воздуха на водность туманов испарения.

на противоположный берег; точками 2 — водности, определенные над поверхностью реки, близ кромки льда.

Через точки 2 можно провести кривую, из которой видно, что, несмотря на большой разброс точек, с понижением температуры воздуха наблюдается увеличение водности тумана. Такой характер изменения водности правилен, согласуется с расчетами по [12] и [13]. Однако большой разброс точек указывает на то, что на плотность туманов влияют и другие факторы.

Из рис. 2 также видно, что водности тумана, обозначенные точками 2, не показывают какой-либо закономерности изменения с температурой воздуха. Это объясняется тем, что при направлениях ветра от правого берега, где велись наблюдения, к противоположному туман сносило ветром от места забора проб и измеренные водности не отражали действительных их значений для туманов над рекой. Меньшие значения водности туманов над сушей, вероятно, можно объяснить испарением частиц тумана в результате перемешивания его с более сухим воздухом. Сравнение данных по водности для ангарских туманов с данными для туманов Кольского залива показывает, что в обоих случаях характер изменения водности с температурой натекающего на водоем воздуха одинаков, а именно, с понижением температуры воздуха значение водности в туманах испарения возрастает.

Фазовое состояние туманов испарения

Фазовое состояние тумана определялось несколькими способами: посредством фазоотметчика ГГО, при помощи карманного фонарика в темное время суток и путем микрофотографирования частиц тумана, с последующим просмотром полученных снимков на проекторе.

Фазоотметчик ГГО основан на принципе отражения света гранями кристаллов в проходящем пучке света. Прибор состоит из вентилятора и корпуса-трубки, жестко соединенных между собой. В стенке корпуса, под углом 90° друг к другу, вмонтированы два тубуса. В одном из них помещена для создания в корпусе проходящего пучка света 6-вольтовая электролампочка, а в другом вставлена линза; этот тубус служит для наблюдения за агрегатным состоянием тумана. При наличии ледяных частиц в тумане, в пучке света наблюдаются ярко светящиеся точки; когда туман состоит только из жидких капель, в приборе видны белые струйки.

Фазовое состояние тумана обуславливается температурой воздуха и содержанием в нем ядер кристаллизации (сублимации или ядер замерзания). Так как температура в туманах испарения над водной поверхностью р. Ангара не измерялась, то для характеристики их будет привлекаться температура воздуха, натекающего на водную поверхность реки, измеренная на берегу на высоте 2 м. В результате качественного определения фазового состояния туманов вышеуказанными методами, а также просмотра отпечатанных кадров, найдено, что туманы испарения при температурах натекающего на р. Ангара воздуха -9 , -10° являются капельно-жидкими, т. е. чисто водными; при температурах -11° и ниже в туманах появляется твердая фаза в виде замерзших капель и ледяных кристаллов различных форм. С дальнейшим понижением температуры соотношение между жидкой и твердой фазой менялось в сторону увеличения последней; при температурах около -20° и ниже туманы являлись преимущественно кристаллическими. Жидкие капли в таких случаях встречались главным образом вблизи воды и число их резко убывало с удалением от водной поверхности. На рис. 3 и 4 представлены микрофотографии капель и кристаллов для туманов при различных температурах воздуха. Из рассмотрения микрофотографий частиц следует, что замерзшие капли в подавляющем своем большинстве имели сферические формы с ровными гладкими поверхностями. Ледяные кристаллы при температурах воздуха до -20° имеют преимущественно пластинчатые формы в виде шестигранников и звездочек с хорошо заметной внутренней структурой. С понижением температуры начинает преобладать столбчатая форма различного вида: столбики, пули, ежи и др., с ярко выраженной внутренней структурой (рис. 4).

Из сравнения данных, полученных для ангарских туманов, с данными зимних кольских туманов испарения видно, что в первом случае капельно-жидкие туманы наблюдались при более высокой температуре воздуха (не ниже -9 , -10°), чем во втором (не ниже -18 , -22°). Если в ангарских туманах уже при -11° наблюдалась смешанная фаза, состоящая из капель и ледяных частиц, то в кольских туманах она обнаруживалась лишь при температурах ниже -18° . Твердая фаза в туманах кольского залива представляла собой ледяные кристаллы различных форм и частички неправильных форм; замерзшие капельки в отличие от ангарских здесь не наблюдались.

Указанные различия в фазовом состоянии туманов испарения, образующихся над водоемами двух, далеко отстоящих друг от друга районов, как нам кажется, можно объяснить прежде всего неодинаковым содержанием в воздухе ядер кристаллизации (сублимации и замерзания).

В полярных областях, в частности в районе Кольского залива, где производились наблюдения, воздух содержит очень мало примесей и, вероятно, лишен ядер кристаллизации, которые были бы эффективны при температурах выше -17 , -20° . Что же касается района г. Иркутска, то воздух здесь очень загрязнен, образующиеся туманы нередко имеют серый или даже оранжевый цвет. Загрязнение приземного слоя воздуха (до высоты 200—300 м) происходит вследствие сжигания

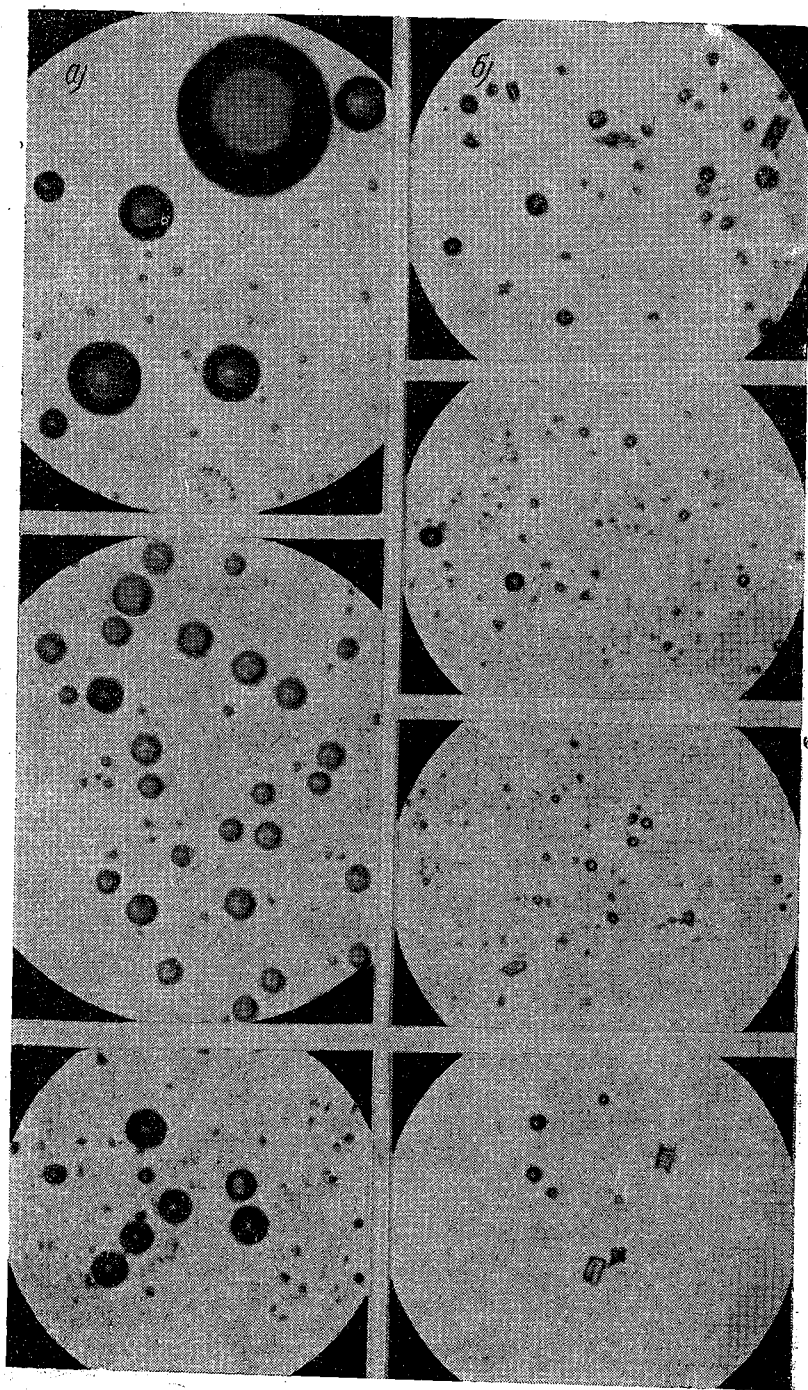


Рис. 3. Фотографии капель в ангарских туманах испарения.
 а — при температурах воздуха до -20° , б — ниже -20° .

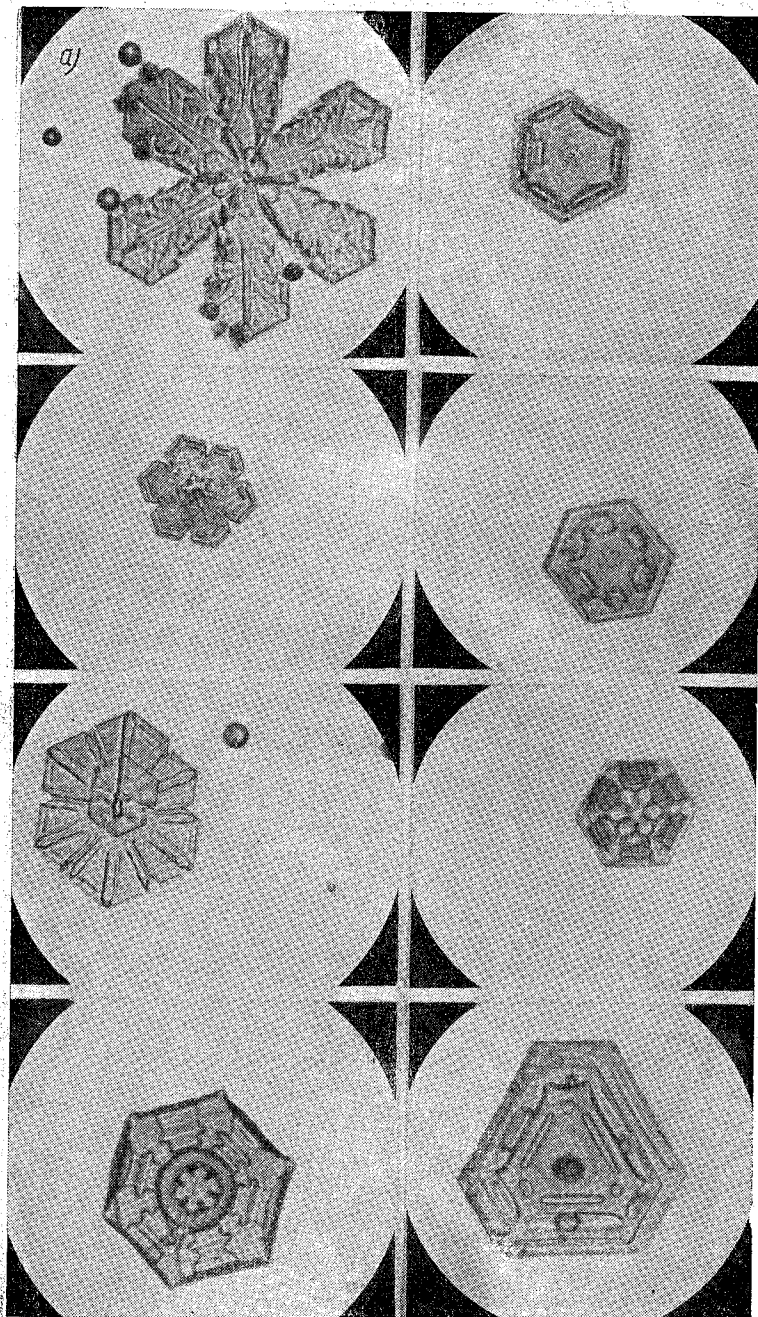
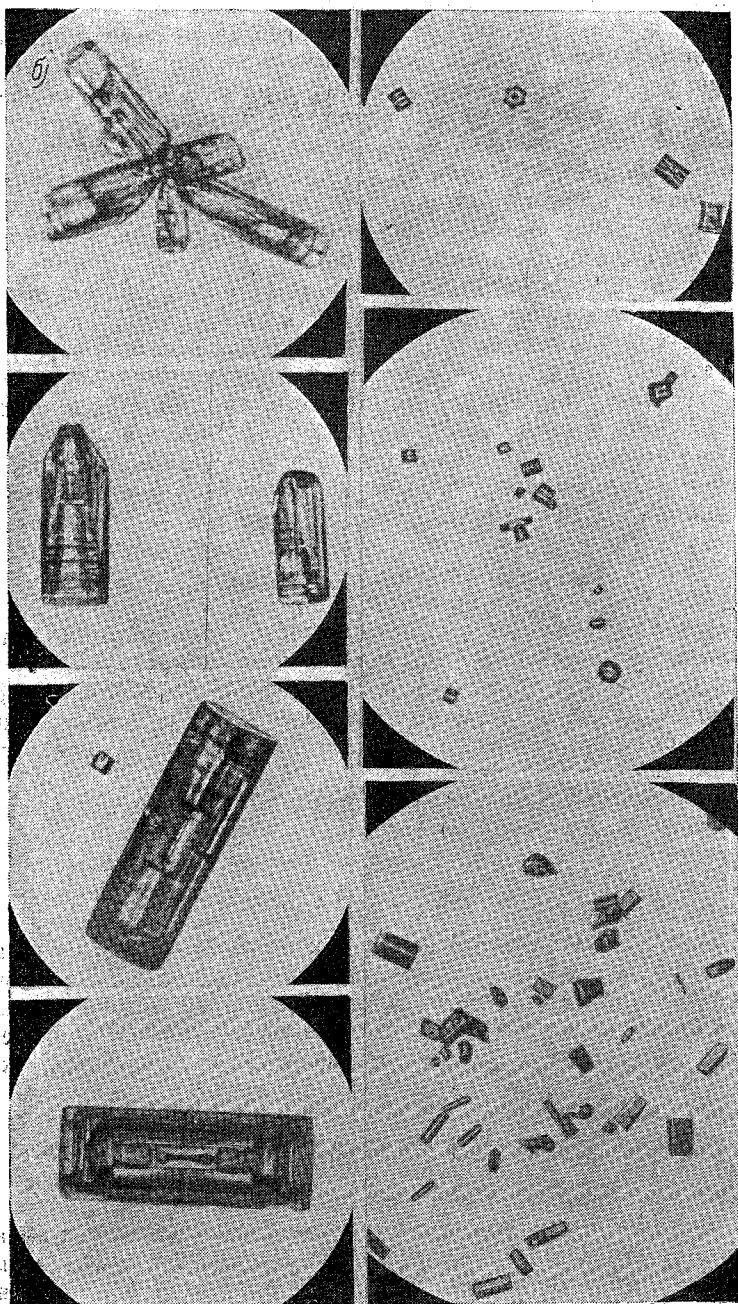


Рис. 4. Фотографии
а — при температурах воздуха до -20° ,



ледяных кристаллов.

б — при температурах воздуха ниже -20° .

большого количества угля предприятиями, заводами и жилыми домами. При сжигании угля выделяется много копоти, содержащей различные вещества, например окись алюминия, кремния, железа, кальция, магния, серы, сероводорода, хлора, фтористые и фосфористые соединения свинца, ртути и др.

Кроме того, в связи со строительством гидроэлектростанции на р. Ангаре в период наблюдений производились взрывные работы, что также вело к выбросу в воздух большого количества пыли. Вполне вероятно, что среди указанных примесей воздуха могли быть вещества, которые в распыленном состоянии являются активными ядрами кристаллизации уже при температурах воздуха -11° .

Согласно лабораторным работам [15], образование ледяных кристаллов в переохлажденном тумане вызывали частицы сернистого железа при -13° , окиси цинка и двуокиси кремния при -14° . В [8] и [9] отмечается, что дымовые частички способствуют образованию ледяных туманов.

В работе Б. В. Кирюхина и С. И. Певзнер [14] показывается, что капли водопроводной воды и растаявшего снега замерзают при температурах на $15-20^{\circ}$ выше по сравнению с каплями дистиллированной воды. Как отмечено в [14], попадающие из воздуха на капли пылинки значительно повышают температуру их замерзания и способствуют кристаллизации переохлажденных туманов. Таким образом, наличие в зимних ангарских туманах ледяной фазы при более высоких температурах, по сравнению с туманами в полярных районах, по мнению авторов, объясняется присутствием в приземном слое воздуха в районе г. Иркутска большого количества ядер кристаллизации, активных при температуре -11° и ниже.

Размеры капель и ледяных частиц

Определение размеров капель и кристаллов, а также форм ледяных частиц производилось методом микрофотографирования частиц тумана. Микрофотоустановка представляла собой биологический микроскоп, соединенный через переходник с фотоаппаратом зеркального типа. Пробы на капли в тумане брались на предметные стекла, смазанные тонким слоем смеси трансформаторного масла и чистым безводным вазелином.

Процентное содержание трансформаторного масла и вазелина в смеси бралось в зависимости от температуры воздуха.

Пробы на кристаллы брались на чистые предметные стекла или на стекла, покрытые слоем раствора перхлорвинила в дихлорэтаноле, а иногда тонким слоем чистого безводного вазелина.

В тех случаях, когда пробы капель и кристаллов брались на масло или на чистые стекла, микрофотографирование, во избежание изменения размеров частиц со временем, производилось сразу же после забора проб. Пробы, взятые на стекла, покрытые раствором перхлорвинила в дихлорэтаноле, сохраняются длительное время и не требуют немедленного фотографирования. Увеличение микроскопа применялось 8×15 и 15×20 . Для оценки размеров ледяных кристаллов применялось среднее из двух измеренных значений поперечника, лежащего на стекле кристалла.

Забор проб производился двумя способами: 1) методом естественного осаждения частиц на предметные стекла, 2) при помощи специальной упрощенной ловушки. В последнем случае предметное стекло вставлялось в ловушку, затем посредством вентилятора ловушки через нее производилось просасывание тумана. Скорость потока в ловушке равнялась $8-10$ м/сек. Забор проб, как правило, производился из тумана над водной поверхностью реки на высотах $1,5-2$ м и в некоторых случаях из тумана, проходящего над берегом р. Ангары. В тех случаях, когда туман сносило ветром на противоположный берег от пункта наблюдения и у кромки льда высота тумана равнялась примерно $0,5$ м, пробы на капли и кристаллы брались на высоте $0,5$ м и меньше.

Размеры капель в туманах, не содержащих ледяных частиц. Капельно-жидкие туманы испарения, как уже отмечалось выше, наблюдались только при температурах натекающего на р. Ангару воздуха $-9, -10^{\circ}$. Процентное распределение капель таких туманов по размерам представлено на рис. 5.

Из рисунка видно, что преобладающее число капель имеет диаметры 24 μ , их крайние значения 9—90 μ .

Для сравнения приведем некоторые данные японских исследователей [6] о туманах, наблюдавшихся в холодное время года вблизи реки, незамерзающей при температуре воздуха -16 , -20° . Согласно [6], до воздействия на такие туманы иодистым серебром, они содержали только жидкие капли. В спектре распределения преобладающие диаметры капель имели значения от 4 до 10 μ , а крайние величины диаметров капель для двух туманов 1—35 μ .

Из этих данных следует, что ангарские чисто водные туманы являются более крупно-капельными. Такое отличие в спектрах капель объясняется температурными условиями. Примерно при таких же температурах воздуха, как в [6], для кольских туманов получены вполне сравнимые данные размеров капель, а именно преобладающие диаметры 4 μ , а крайние значения 1—35 μ .

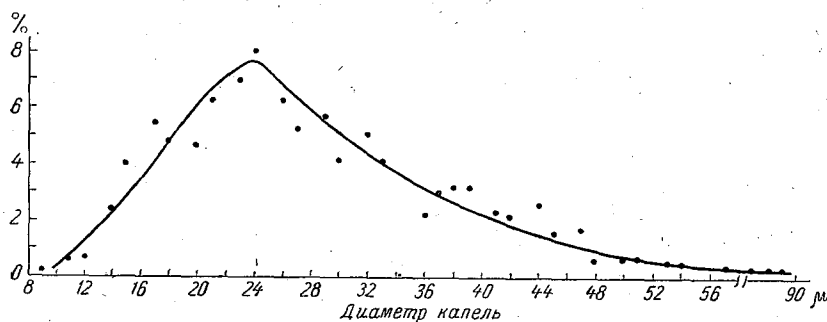


Рис. 5. Распределение капель по размерам в чисто водных туманах испарения при температурах воздуха -9 , -10° .

Размеры капель в смешанных туманах испарения. К смешанным отнесены туманы, в которых, наряду с жидкими каплями, наблюдались замерзшие капли и ледяные частички в виде кристаллов правильных и неправильных форм. Так как при определении размеров капель на проекторе не всегда удавалось отличить мелкие замерзшие капли от жидких, то приводимые в табл. 1 и на рис. 6 и 7 данные о размерах относятся ко всем каплям — жидким и замерзшим.

Таблица 1

Интенсивность туманов испарения

Средняя температура воздуха на высоте 2 м	Размеры диаметров капель (в μ) при туманах					
	слабых		средних		сильных	
	диапазон	преобладающие	диапазон	преобладающие	диапазон	преобладающие
-11°	3—66	3				
-12			3—119	8	5—175	23
-18			3—119	8		
-30					5—162	14
-32					3—124	8
-34			3—33	4		
-37					3—23	5

На рис. 6 показано процентное распределение капель по размерам в туманах различной интенсивности при сравнительно близких между собой температурах воздуха. Здесь кривые относятся к туманам испарения слабым низким 1, высоким средней интенсивности 2 и высоким плотным туманам 3 и 4. Просмотр на проекторе снимков капель, а также ряда отпечатанных кадров показывает, что в интервале температур -11 , -18° наблюдаются как жидкие, так и замерзшие капли.

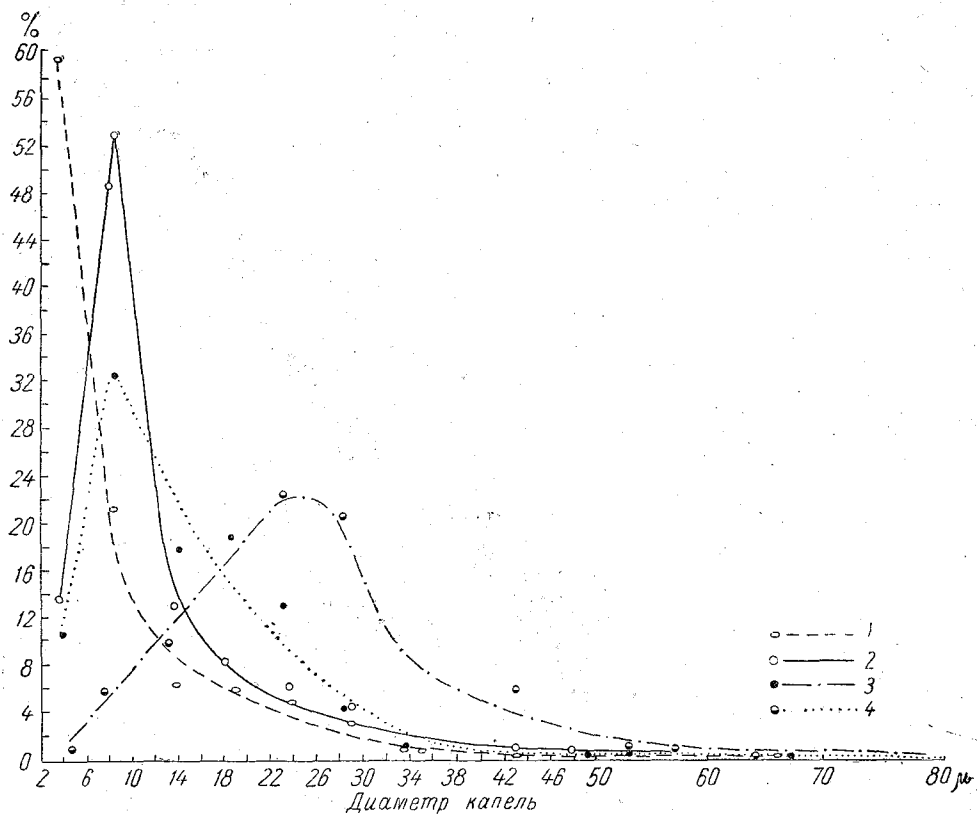


Рис. 6. Распределение капель по размерам в смешанных туманах испарения различной интенсивности при температурах воздуха от -11 до -18° .

1 — $\int \int \int_2^0$ при температуре -11° , 2 — $\int \int \int_3^0$ при температуре -12° , 3 — $\int \int \int_3^0$ при температуре -12° , 4 — $\int \int \int_3^2$ при температуре -18° .

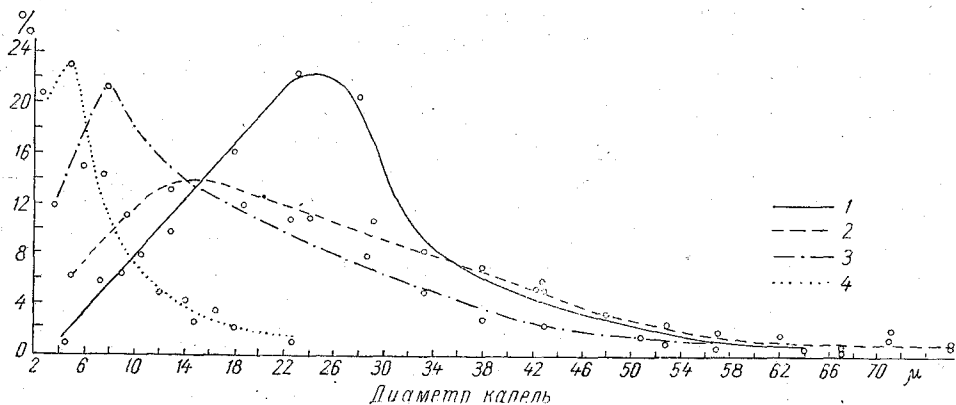


Рис. 7. Распределение капель по размерам в плотных туманах $\int \int \int_3^2$ при температурах воздуха от -12 до -37° .

1 — при средней температуре -12° , 2 — при средней температуре -30° , 3 — при средней температуре -32° , 4 — при средней температуре -37° .

Из табл. 1 и рис. 6 видно, что преобладающие диаметры капель в туманах слабых, средней плотности и сильных соответственно равны 3, 8 и 23 μ , а их крайние значения 3—66, 3—119 и 5—175 μ . Таким образом, с усилением плотности туманов испарения увеличиваются преобладающие размеры капель, расширяются их диапазоны, а предельные размеры капель возрастают.

Такое изменение кривых распределения капель по размерам в туманах является естественным, так как с увеличением их плотности происходит более интенсивный рост капель.

На рис. 7 приводятся кривые процентного распределения капель по размерам в высоких плотных туманах испарения при различных температурах натекающего на р. Ангару воздуха. Здесь кривая 1 относится к средней температуре воздуха -12° , а кривые 2, 3 и 4 соответственно к температурам -30 , -32 и -37° .

Из табл. 1 и рис. 7 видно, что для туманов одинаковой плотности преобладающие диаметры капель, а также их диапазоны и предельные значения уменьшаются с понижением температуры воздуха.

Подобное изменение спектров капель можно объяснить тем, что с понижением температуры воздуха, протекающего над водной поверхностью, разность температур вода — воздух увеличивается, вследствие этого в приводном слое воздуха возникают значительные пересыщения водяного пара, сопровождающиеся интенсивной его конденсацией на большом числе мелких ядер конденсации, которые при других условиях могут быть неактивны. Кроме того, при снижении температуры значительно возрастает число эффективных ядер кристаллизации, находящихся в воздухе в виде твердых частиц, способствующих сублимации водяного пара и замерзанию капель воды. Последнее подтверждено в ряде работ, в частности в [15].

Следует также заметить, что здесь рассматривалось распределение капель по размерам в смешанных туманах, где мелкие капли после замерзания могут продолжать расти сублимационным путем и превращаться в ледяные кристаллы, которые не учитывались при подсчете капель.

Из приведенных материалов по размерам капель следует, что в смешанных зимних ангарских туманах диаметры капель лежали в интервале 3—175 μ . Крайние значения диаметров капель для зимних кольских туманов были равны 1 и 100 μ . Таким образом, ангарские туманы испарения являлись более крупнокапельными, чем туманы Кольского залива. Изменение размеров капель с изменением плотности туманов и температуры воздуха в обоих случаях имеет одинаковый характер.

Размеры ледяных кристаллов в туманах испарения. В табл. 2 и на рис. 8 и 9 приводятся данные о распределении ледяных кристаллов по размерам в туманах испарения разных интенсивностей при различных температурах натекающего на р. Ангару воздуха.

Таблица 2

Интенсивность туманов испарения

Температура воздуха на высоте 2 м	Размеры диаметров капель (в μ) при туманах					
	слабых		средних		сильных	
	диапазон	преобладающие	диапазон	преобладающие	диапазон	преобладающие
-12°	10—125	55	15—275	75	35—475	190
-18			10—355	55		
-21					15—452	135
-22					9—448	65
-29			9—275	35		
-30	3—65	25			9—155	45
-32					9—55	25
-35						
-37						

Из этих материалов видно, что при одинаковых или близких между собой температурах воздуха с увеличением плотности туманов преобладающие и крайние значения размеров кристаллов, как правило, увеличиваются. Так, например, при -18° для туманов средней плотности и сильных туманов преобладающие размеры

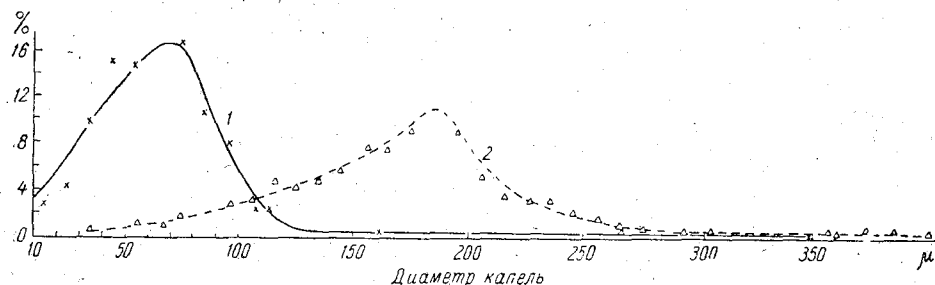


Рис. 8. Распределение кристаллов по размерам в туманах испарения различной интенсивности при температуре воздуха -18° .

$$1 - \int_0^a \int_0^a \int_0^a, 2 - \int_0^a \int_0^a \int_0^a.$$

соответственно равны 75 и 190 μ , а их крайние значения 15—275 μ и 35—475 μ , а при температуре воздуха $-21, -22^\circ$ такие значения составляют 55 и 135 μ , 10—355 μ и 15—452 μ . При температурах ниже -30° подобные изменения в спектре капель не всегда имели место.

По табл. 2 и рис. 9 можно также видеть, что при одинаковых плотностях туманов, с понижением температуры преобладающие размеры кристаллов и их

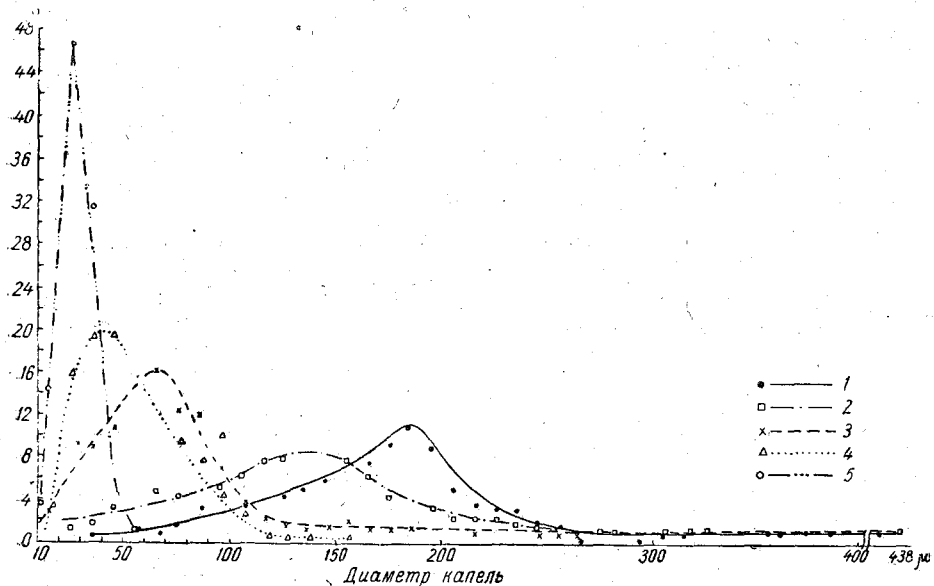


Рис. 9. Кривые распределения кристаллов по размерам в плотных туманах $\int_0^a \int_0^a \int_0^a$ при различных температурах воздуха.

1 — при температуре -18° , 2 — при температуре -22° , 3 — при температуре -29° , 4 — при температуре -32° , 5 — при температуре -35° .

крайние величины уменьшаются. Такое изменение в спектрах распределения для ледяных кристаллов можно объяснить, так же как и для капель, возрастанием числа эффективных ядер кристаллизации при понижении температуры.

Заключение

Приведенные результаты исследования микроструктуры зимних ангарских туманов испарения, образующихся в районе г. Иркутска, несколько пополняют сведения о туманах такого типа. Однако полученные данные, относящиеся к кратковременным и ограниченным наблюдениям над микроструктурой туманов, недостаточны для подробного количественного анализа и обобщений.

В качестве выводов можно привести следующие:

1. Измеренные водности туманов испарения имели значения от 0,03 до 0,37 г/м³. С понижением температуры воздуха, протекающего над водной поверхностью, водность туманов увеличивалась. Это согласуется с данными по кольским туманам испарения и теоретическими расчетами [12], [13].

2. Качественные наблюдения над фазовым состоянием туманов показали, что при температуре воздуха —10° туманы содержали только жидкие капли, —11° — смесь жидких капель и ледяных частиц, а при дальнейшем снижении температуры в смешанных туманах ледяная фаза увеличивалась и нередко отмечались чисто ледяные туманы, содержащие кристаллы и замерзшие капли. В отличие от ангарских, в кольских туманах испарения до —17, —18° наблюдались исключительно жидкие капли, а при более низких температурах — смесь жидких капель и ледяных кристаллов. Такое различие объясняется большим количеством активных естественных ядер кристаллизации в приземном слое воздуха в районе г. Иркутска по сравнению с районом Кольского залива.

3. Характер изменения спектра размеров дисперсной фазы туманов с изменением температуры воздуха и плотности ангарских и кольских туманов испарения примерно одинаков:

а) при близких между собой температурах воздуха преобладающие размеры частиц и их диапазоны возрастают с усилением плотности туманов;

б) с понижением температуры воздуха для туманов одинаковой плотности, как правило, спектр размеров частиц сужался и смещался в сторону их меньших значений.

4. Относительно форм ледяных кристаллов туманов обнаружено, что до —20° преобладают пластинчатые, а ниже —20° — столбчатые формы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гертнер Г. Прозрачность замутненной атмосферы для инфракрасных волн. Гос. Энерг. изд. М.—Л. 1949.
2. Красиков П. Н., Чикирова Г. А. Микрофизические характеристики местных туманов. Тр. ГГО, вып. 57 (119). 1956.
3. Смирнов И. П. К исследованию структуры естественных туманов. Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 12 (139). 1950.
4. Кучеров Н. В. Метод определения числа капель естественных туманов. Тр. ГГО, вып. 6 (68). 1947.
5. Pettersen S. The modern investigation of Fog. Journ. of the Aeronautic sciences, vol. 8, N 3. 1941.
6. Okita T. a Himura K. Ice Crystal Growth in the Atmosphere. Report of Rain-making in Japan, vol. 1. 1954.
7. Кирюхин Б. В. Об интенсивности и продолжительности радиационных туманов. Тр. НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 28. 1946.
8. Oliver V. J., a. Oliver M. B. Ice Fogs in the Interior of Alaska. Bull. of the Amer. vol. 30. № 1. 1949.
9. Appelmann H. The Cause and Forecasting of Ice Fog. Bull. of the Amer. Met. Soc., vol. 34, N 9. 1953.
10. Красиков П. Н., Башкирова Г. М. Метеорологические условия при зимних ангарских туманах в районе г. Иркутска (см. настоящий сборник).
11. Зайцев В. А. Новый метод определения водности туманов и облаков. Тр. ГГО, вып. 13 (75). 1948.
12. Амелин А. Г. Теоретические основы образования тумана в химических производствах. Гос. изд-во хим. лит. М.—Л. 1951.
13. Тимофеев М. П. К теории адвективных туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6. 1955.
14. Кирюхин Б. В., Певзнер С. И. Температура замерзания взвешенных в масле капель воды и растворов ее солей. Труды ГГО, вып. 57 (119). 1956.
15. Шефер В. Образование ледяных кристаллов в лаборатории и в атмосфере. Физика образования осадков. Сб. ст. под ред. Б. В. Дерягина и А. Х. Хргиана. Изд. ин. лит. М. 1951.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ НА СЛЫШИМОСТЬ ЗВУКОВ В АТМОСФЕРЕ

Хорошую слышимость звуков в атмосфере обеспечивает ее спокойное состояние при штилевой и пасмурной погоде. Со слышимостью звуков связаны различные народные приметы.

Ночью, а также в тумане и при морозящем дожде звуки слышны лучше, чем днем. На эти явления обратил свое внимание еще Гумбольдт, давший правильное им объяснение.

Гумбольдт высказал предположение, что днем, особенно при ясной солнечной погоде, нагретый у земли воздух, поднимаясь вверх, образует в атмосфере беспорядочно распределенные и постоянно меняющиеся нагретые воздушные слои.

Это обстоятельство вызывает преломление, а также рассеивание звуковых волн на поверхностях разделов воздушных слоев и ухудшает слышимость звуков.

Недавно Эртелем [1] было дано этому явлению теоретическое освещение. Им было рассмотрено влияние термической атмосферной турбулентности на относительное ослабление интенсивности звука в атмосфере днем по сравнению с ночным временем. Эртель пришел к выводу, что в этом случае коэффициент ослабления интенсивности звука с расстоянием в выражении (для плоской звуковой волны)

$$I = I_0 e^{-\alpha_m x}$$

может быть представлен как

$$\alpha_m = \frac{4\pi}{\lambda_0} \eta \frac{\sigma(T)}{T_{\text{ср}}}, \quad (1)$$

где $\sigma(T)$ — среднее квадратическое значение колебания температуры воздуха за некоторый промежуток времени, $T_{\text{ср}}$ — среднее значение температуры воздуха за то же время, η — некоторая положительная величина и λ_0 — длина звуковой волны при $T_{\text{ср}}$.

Как показывает Эртель, имеющийся, хотя и небольшой, экспериментальный материал согласуется с полученным выводом.

В связи с этим представляет значительный интерес оценить влияние и динамической атмосферной турбулентности на слышимость звуков в атмосфере. Во всем дальнейшем будем предполагать существование изотропной и однородной атмосферной турбулентности. Исходным является рассмотрение волнового уравнения для звукового поля, которое для изотропной среды имеет вид [2]

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{n^2}{c_0^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) \psi = 0, \quad (2)$$

где ψ — состояние точки среды с координатами x, y, z (здесь под этим будем понимать смещение точки относительно равновесного состояния), n — показатель преломления и c_0 — скорость распространения звука для выбранного начального условия.

В случае плоских волн это уравнение описывает распространяющийся в среде колебательный процесс вида

$$\psi = A(x, y, z) e^{i\omega \left(t - \frac{E}{c_0}\right)}, \quad (3)$$

в котором

$$E = n(\alpha x + \beta y + \gamma z)$$

так называемый эйконал представляет собой умноженное на n расстояние от начала координат до рассматриваемой точки. По определению эйконала, при постоянном n

$$\text{grad } E = \frac{\partial E}{\partial s} = \sqrt{\left(\frac{\partial E}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial z}\right)^2}$$

и так как для плоских волн

$$\frac{\partial E}{\partial x} = n\alpha, \quad \frac{\partial E}{\partial y} = n\beta, \quad \frac{\partial E}{\partial z} = n\gamma,$$

то, следовательно,

$$\left(\frac{\partial E}{\partial s}\right)^2 = \left(\frac{\partial E}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial z}\right)^2 = n^2. \quad (4)$$

Это так называемое уравнение эйконала позволяет перейти от волнового к лучевому рассмотрению вопроса. Необходимо только иметь в виду, что подобный переход возможен в том случае, если значение величины A сравнительно медленно и мало меняется в пространстве. Для случая распространения звука в атмосфере, при котором изменения в среде происходят медленно по сравнению с периодом звуковых колебаний, а также малы по сравнению с длиной звуковой волны, это условие удовлетворяется. Поэтому можно считать, что и для рассматриваемого явления уравнение эйконала сохраняет свой вид, но только теперь E будет представлять собой деформированное поле эйконала, а n — меняющийся коэффициент преломления.

Чтобы отразить в уравнении эйконала турбулентное состояние атмосферы необходимо установить связь с характером атмосферных процессов. Такая связь может быть найдена, если обратить внимание на то, что процесс распространения звука в атмосфере вследствие потерь имеет необратимый характер. Поэтому под величиной n следует теперь понимать комплексный коэффициент преломления, используя прием, который применяется в оптике. Рассматривая в дальнейшем для упрощения распространение плоской звуковой волны вдоль оси x -в, необходимо таким образом полагать

$$n = \frac{\partial E}{\partial x} - i\mu, \quad (5)$$

где E представляет действительное значение эйконала, а μ — некоторая действительная искомая функция, значение которой должно быть найдено из рассмотрения условий распространения звуковой волны в турбулентной атмосфере. На основании (5) вместо (3) будем иметь

$$\psi = A e^{-\frac{\mu \omega x}{c_0}} e^{i\omega \left(t - \frac{E}{c_0}\right)}, \quad (6)$$

в котором величина $\frac{\mu \omega}{c_0}$, очевидно, представляет собой коэффициент ослабления амплитуды звука в атмосфере с расстоянием, в данном случае вызванным динамической атмосферной турбулентностью.

Вводя для n сопряженное с ним значение

$$n^* = \frac{\partial E}{\partial x} + i\mu,$$

найдем, что абсолютное значение n равно

$$|n|^2 = \left(\frac{\partial E}{\partial x}\right)^2 + \mu^2$$

и, таким образом,

$$\mu = \sqrt{|n|^2 - \left(\frac{\partial E}{\partial x}\right)^2}. \quad (7)$$

Уравнение (7) можно рассматривать, как

$$\mu = \sqrt{(n^2)_{\text{cp}} - (n_{\text{cp}})^2}, \quad (8)$$

где $n = \frac{c_0}{c}$ и $n_{\text{cp}} = \frac{c_0}{c_{\text{cp}}}$, причем c — мгновенное значение скорости распространения звука, а c_{cp} — среднее ее значение за некоторый промежуток времени в рассматриваемом месте.

Напомним, что здесь рассматривается изотропная и однородная атмосферная турбулентность, для характеристики которой достаточно иметь сведения в каком-либо одном месте. Преобразуется уравнение (7) следующим образом:

$$\sqrt{(n^2)_{\text{cp}} - (n_{\text{cp}})^2} = \sqrt{\left(\frac{c_0}{c}\right)_{\text{cp}}^2 - \left(\frac{c_0}{c_{\text{cp}}}\right)^2} = c_0 \sqrt{\left(\frac{1}{c^2}\right)_{\text{cp}} - \frac{1}{c_{\text{cp}}^2}}.$$

Далее, так как

$$\begin{aligned} \left(\frac{1}{c^2}\right)_{\text{cp}} &= \frac{1}{c_{\text{cp}}^2} \left[\left(1 + \frac{c - c_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}}\right)^{-2} \right]_{\text{cp}} = \frac{1}{c_{\text{cp}}^2} \left\{ 1 - 2 \left(\frac{c - c_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}}\right) + 3 \left(\frac{c - c_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}}\right)^2 \right\}_{\text{cp}} = \\ &= \frac{1}{c_{\text{cp}}^2} \left\{ \left(\frac{-2c}{c_{\text{cp}}} + 3\right)_{\text{cp}} + 3 \left(\frac{c - c_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}}\right)^2 \right\}_{\text{cp}} = \frac{1}{c_{\text{cp}}^2} + \frac{1}{c_{\text{cp}}^2} \left[\frac{3(c - c_{\text{cp}})^2}{c_{\text{cp}}^2} \right]_{\text{cp}}, \end{aligned}$$

то следовательно,

$$\mu = \sqrt{(n^2)_{\text{cp}} - (n_{\text{cp}})^2} = \frac{c_0}{c_{\text{cp}}} \sqrt{\frac{3[(c - c_{\text{cp}})^2]_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}^2}} = n_{\text{cp}} \sqrt{\frac{3[(c - c_{\text{cp}})^2]_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}^2}}. \quad (9)$$

Рассматривая распространение звука в атмосфере при наличии динамической атмосферной турбулентности, следует положить

$$c = c_{\text{т}} + u,$$

$$c_{\text{cp}} = c_{\text{т}} + u_{\text{cp}},$$

где u — мгновенная составляющая вектора скорости ветра в рассматриваемом направлении в данный момент времени, u_{cp} — среднее ее значение и c_{cp} — скорость распространения звука при температуре T_{cp} .

В таком случае

$$\mu = n_{\text{cp}} \sqrt{\frac{3[(u - u_{\text{cp}})^2]_{\text{cp}}}{c_{\text{cp}}^2}} = n_{\text{cp}} \sqrt{3 \frac{\sigma^2(u)}{c_{\text{cp}}^2}} = n_{\text{cp}} \sqrt{3} \frac{\sigma(u)}{c_{\text{cp}}}, \quad (10)$$

где $\sigma(u)$ — среднее квадратичное значение флуктуации скорости ветра и $c_{\text{cp}} = \sqrt{kRT}$ (пренебрегая u_{cp} перед $c_{\text{т}}$).

Так как интенсивность звука пропорциональна квадрату амплитуды колебаний, то, следовательно, на основании (6)

$$I = I_0 e^{-\frac{2\mu\omega}{c_0} x} = I_0 e^{-\alpha_d x}, \quad (11)$$

где α_d — коэффициент ослабления интенсивности звука в атмосфере с расстоянием при наличии динамической атмосферной турбулентности.

Используя (10), окончательно получим

$$\alpha_d = \frac{2\omega}{c_0} n_{cp} \sqrt{3} \frac{\sigma(u)}{c_{cp}} = \frac{4\pi}{\lambda_0} \theta \frac{\sigma(u)}{c_{cp}}, \quad (12)$$

в котором $\theta = \sqrt{3} n_{cp}$ — некоторая положительная величина. Полученное здесь выражение для коэффициента α_d аналогично выражению, найденному Блохинцевым [3], согласно которому коэффициент α_d пропорционален квадрату числа Маха для скорости турбулентных пульсаций, масштаба меньших длины волны звука, и обратно пропорционален длине волны звука. В найденном для коэффициента α_d выражении (12) также следует считать, что величина $\sigma(u)$ — среднее квадратичное значение флуктуации скорости ветра — относится к флуктуациям, масштаб которых меньше длины волны звука, так как флуктуации значительно больше длины волны звука не вызывают рассеивание звука, а следовательно, и ослабление его.

Однако практически удобнее это обстоятельство отнести к функции θ и считать ее зависящей от характера атмосферной турбулентности. Ее значение может быть заранее вычислено по специально поставленным для этой цели опытам.

Как показывают измерения, величина $\sigma(u)$, определенная на высоте 3 м над землей на равной местности при скорости ветра от 1,4 до 7 м/сек., менялась в пределах от 0,5 до 1,1 м/сек.

По этим данным порядок величины коэффициента α_d получается равным

$$\alpha_d \approx 10^{-5} - 10^{-4} \text{ сек.}^{-1},$$

что соответствует численному значению этого коэффициента, непосредственно определенного на местности. При одновременном влиянии на распространение звука в атмосфере термической и динамической турбулентности атмосферы общий коэффициент ослабления звука может быть определен из выражения

$$\alpha = \alpha_m + \alpha_d = \frac{4\pi}{\lambda_0} \left(\eta \frac{\sigma(T)}{T_{cp}} + \theta \frac{\sigma(u)}{c_{cp}} \right).$$

Здесь не принималось во внимание классическое поглощение звуковой энергии, обусловленное вязкостью и теплопроводностью воздуха, что имеет значение для частот, больших 10 000 гц.

Не учитывается и молекулярное поглощение (влияние влажности воздуха), которое также значительно меньше рассмотренного здесь эффекта.

Если функции η и θ будут определены заранее и для них составлены таблицы, то представится возможность по измеряемым значениям $\sigma(T)$ и $\sigma(u)$ оценивать и слышимость звуков для данного метеорологического состояния атмосферы, что имеет практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ertel Hans. Ein problem der meteorologischen akustik. Berlin. 1955.
2. Слюсарев Г. Г. Геометрическая оптика. Изд-во АН СССР. 1946.
3. Блохинцев Д. М. Акустика неоднородной движущейся среды. ОГИЗ. 1946.

АКУСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРБУЛЕНТНОГО СОСТОЯНИЯ АТМОСФЕРЫ

Одним из методов изучения турбулентного состояния атмосферы могут явиться наблюдения над распространением в ней звукового луча. С известным приближением атмосферу можно рассматривать как среду, наполненную вихревыми образованиями различных размеров и имеющих различную плотность. Звуковая волна, проходя через эти неоднородности, испытывает на них многократные отражения, преломления и рассеивания. В результате к месту приема приходит искаженная волна, заключающая в себе результирующее действие на нее всех неоднородностей, встретившихся на ее пути. Теоретическое рассмотрение этого явления (при некоторых допущениях) дает возможность связать колебания фазы звуковой волны в месте приема с рядом параметров и в результате получить величину, характеризующую турбулентное состояние среды.

Так, исходя из волновых представлений [1], для среднего квадратичного значения разности фаз $\sqrt{\Delta\varphi^2}$, которое имеет место между источником звука и проходящей через среду звуковой волной в месте приема, имеется зависимость

$$\sqrt{\Delta\varphi^2} = A \bar{u}_n \frac{\omega}{c^2} L^{1/2} \bar{l}_k^{1/2}, \quad (1)$$

где $\bar{u}_n$ — среднее значение пульсационной скорости потока, $\bar{l}_k$ — среднее характеристическое расстояние (масштаб корреляции), A — безразмерная величина, структурная и статистическая характеристика распределения $\bar{l}_k$ в пространстве, L — расстояние, проходимое звуковой волной в исследуемой области, ω , c — соответственно частота и средняя скорость звука.

Данная формула справедлива при

$$\lambda = \frac{2\pi c}{\omega} \ll \bar{l}_k \quad \text{и} \quad L \gg \bar{l}_k,$$

где λ — длина звуковой волны.

При наблюдениях за приходом звуковой волны к двум приемникам, находящимся на расстоянии $\bar{l}$ один от другого, приведенное выражение также сохраняет свой вид.

Для характеристики турбулентного состояния атмосферы в метеорологии обычно применяется так называемый коэффициент перемешивания K_m . Согласно выводам, основанным на теории пограничного слоя и полуэмпирической теории Прандтля,

касательное напряжение τ_0 в турбулентном пограничном слое определяется выражениями

$$\tau_0 = -\rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{и} \quad \tau_0 = -\rho l_0^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2, \quad l_0 = \chi z,$$

откуда

$$K_m = l_0^2 \frac{\partial u}{\partial z} = l_0 V_*, \quad (2)$$

причем величина $V_* = \sqrt{\frac{|\tau_0|}{\rho}}$ носит название динамической скорости, а l_0 — путь смешения — некоторая, характерная для турбулентного перемешивания на данном уровне z длина, χ — постоянная Кармана [2].

Известно, с какими трудностями приходится встречаться на практике при оценке таким косвенным способом турбулентного состояния атмосферы при различных стратификациях последней. Представляет поэтому значительный интерес найти непосредственный способ оценки турбулентного состояния атмосферы. Для этой цели можно воспользоваться указанным явлением колебания разности фаз звуковой волны, проходящей через слой атмосферы. Действительно, беря в формуле (1) отношение среднего квадратичного значения разности фаз к среднему характерному размеру $\bar{l}_k$ на длине L , получаем выражение

$$K_A = \frac{V_{\Delta\phi^2}}{A \frac{\omega}{c^2} \left(\frac{L}{\bar{l}_k} \right)^{1/2}} = \bar{u}_n \bar{l}_k, \quad (3)$$

которое по своей структуре аналогично (2).

Экспериментальная проверка этих зависимостей представляет большой интерес, так как она дает возможность непосредственно оценить турбулентное состояние атмосферы. Для этой цели была сконструирована установка, состоящая из штанги, вдоль которой могли свободно перемещаться два звукоприемника, и двух выдвижных мачт, к вершинам которых прикреплялись штанга и источник звука. В основу опытов были положены следующие соображения. Звуковая волна, распространяясь в среде от источника звука к двум приемникам, находящимся в одной точке, очевидно, будет приходить к ним с одинаковой фазой. При раздвижении приемников в направлении, перпендикулярном к звуковой волне, фаза будет изменяться благодаря различному пути, проходимому звуковыми лучами к двум микрофонам. Вследствие меняющегося состояния атмосферы принимаемая разность фаз будет испытывать колебания во времени относительно своего среднего значения. Можно, однако, полагать, что, начиная с некоторого расстояния, дальнейшее раздвижение звукоприемников не приведет к возрастанию колебания разности фазы. Объяснение этому можно найти в том, что на определенном расстоянии теряется акустическая взаимосвязь между двумя точками, в которых находятся звукоприемники, и колебание принимаемой ими фазы происходит независимо. Таким образом, раздвигая звукоприемники относительно друг друга и наблюдая за колебаниями разности фаз, можно определить расстояние, на котором теряется корреляция между точками. Можно предположить, что это обстоятельство связано с размерами тех атмосферных пульсаций, которые являются наиболее действенными в акустическом отношении и вместе с тем определяют состояние самой атмосферы.

Из формулы (3) следует, что величина K_A имеет размерность коэффициента турбулентности $L^2 T^{-1}$ и зависит только от среднего значения пульсационной скорости ветра $\bar{u}_n$ и некоторого размера $\bar{l}_k$. Она может быть экспериментально определена, если известно среднеквадратичное значение разности фаз $\sqrt{\Delta\phi^2}$ и величина $\bar{l}_k$, а также численное значение безразмерной величины A . Входящие в формулу параметры ω и L могут быть выбраны постоянными, причем увеличение

частоты звука ω влияет только на точность отсчетов. Средняя скорость звука с ввиду небольших расстояний источника звука от звукоприемников, с учетом поправки на температуру, может быть принята за постоянную величину, причем ошибка не будет превосходить второго порядка малости. Однако, следует указать, что, несмотря на одинаковую размерность формул (2) и (3), характеризующих турбулентное состояние атмосферы, физический смысл стоящих в правой части величин будет различным. Под величиной l_0 — пути смещения — различными авторами подразумеваются несколько различные характеристики, зависящие от высоты и шероховатости, которые в свою очередь связываются с условиями стратификации. Величина l_0 по существу есть некоторое среднее расстояние, на котором происходит диссипация вихрей, образовавшихся у земной поверхности благодаря неоднородности последней.

В формуле (3) под величиной $\bar{l}_k$ понимается некоторый размер, характеризующий собой турбулентные образования, имеющие место при тех или иных условиях атмосферы. При этом звуковая волна осредняет эти турбулентные образования и дает наиболее характерный размер „вихрей“. Эти размеры могут существенно отличаться по величине от пути смещения, а также иметь размеры, отличные от тех, которые получаются при наблюдениях за пульсациями скорости ветра. Объяснение этому можно видеть в том, что в этих методах принимаются различные масштабы для характеристики турбулентных образований.

Опыты ставились следующим образом. На выдвижной мачте укреплялась штанга с помещенными на ней звукоприемниками. Перпендикулярно им, на расстоянии $L = 40$ м, на другой такой же мачте укреплялся источник звука. Звукоприемники раздвигались перпендикулярно звуковой волне последовательно на расстояния $\bar{l}$, равные 30, 65, 100, 210, 300 и 400 см, причем точки эти строго фиксировались. Высота расположения излучателя и приемников от поверхности земли h составляла в зависимости от постановки опыта 3 и 10 м. Регистрация разности фаз осуществлялась с помощью специально сконструированного фазометра. Величина сигнала, изменяющаяся в пределах от 0,1 мВ до 3 в, и частота излучаемого звука f , изменяющаяся от 500 до 6000 гц, на показания прибора не сказывались. Фазометр состоял из 31 лампы и представлял из себя импульсный фазометр, в котором два входных синусоидальных напряжения преобразовывались в прямоугольные импульсы при помощи последовательно собранных усилителей и ограничителей. Прямоугольные импульсы запускали триггеры. Среднее значение анодного тока триггерных ламп было пропорционально фазовому углу между входными напряжениями. На выходе фазометра стоял миллиамперметр типа М-24, что позволяло непосредственно визуально наблюдать за колебаниями разности фаз (линейные отклонения). Отдельные клеммы одновременно давали возможность производить запись этих показаний на фото пленку осциллографа МПО-2. Скорость протяжки ленты составляла 10 мм/сек. Чувствительность фазометра могла в кратное число раз изменяться, что достигалось разбивкой всей шкалы на 180, 90 и 45°. Соответствующим образом при этом точность отсчетов фазы увеличивалась. Опыты проводились в летние месяцы под Ленинградом на совершенно ровной открытой площадке с однородной подстилающей поверхностью. Каждая серия опытов состояла из трех последовательных прохождений всех расстояний l между микрофонами. На каждом расстоянии производилась 20-секундная запись показаний разности фазы (на осциллографе МПО-2). В дальнейшем эти записи соответствующим образом обрабатывались (обработке подвергалось в среднем по 600 точек, получаемых при каждой серии наблюдений) и затем находились средние квадратичные значения изменчивости разности фаз.

В результате проведенных опытов было обнаружено, что среднее квадратичное значение изменчивости разности фаз существенно зависит от состояния атмосферы, скорости ветра, градиента ветра, температуры и др. На рис. 1 приведена типичная зависимость среднеквадратичного значения изменчивости фазы от средней скорости ветра, измеренной на высоте $h = 3$ м, при различных частотах 600, 1200, 2500 гц.

Из рисунка видно резкое увеличение колебания фазы с увеличением скорости ветра. Неоднократно проведенные наблюдения показали хорошую согласованность. Высота, на которой распространяется звуковая волна, и высота расположения звукоприемников существенно сказываются на показаниях средневладратичного значения изменчивости разности фаз. С увеличением высоты эти колебания

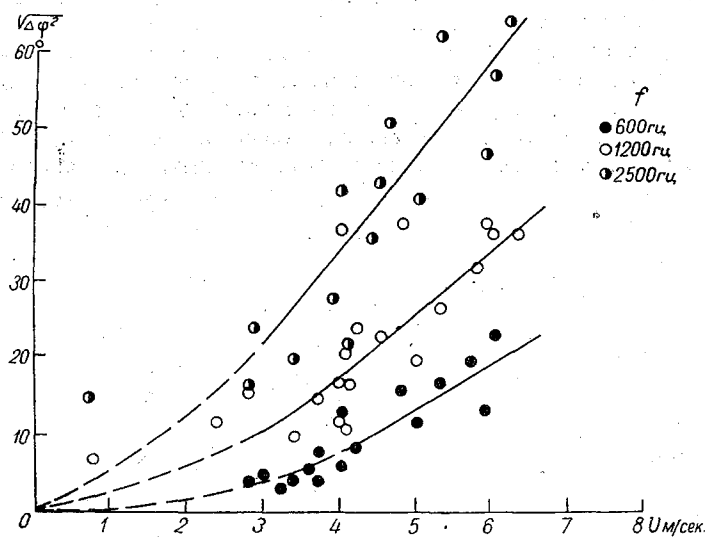


Рис. 1. Зависимость средневладратичного значения изменчивости фазы от средней скорости ветра.

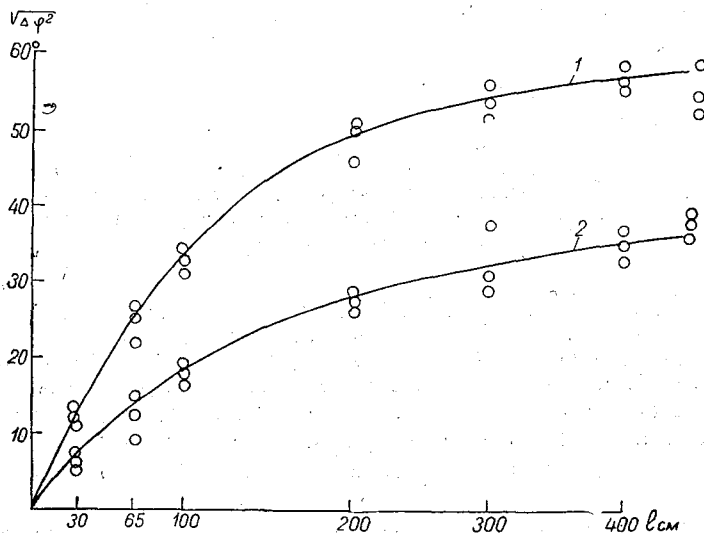


Рис. 2. Зависимость средневладратичного значения изменчивости разности фаз от расстояния.

$f = 2500$ гц. 1 — $v = 6,2$ м/сек., $r = 4$ м; 2 — $v = 3,8$ м/сек., $r = 6$ м.

уменьшаются. Объяснение этому можно видеть в том, что с удалением от земли влияние подстилающей поверхности уменьшается, воздушный поток делается более ламинарным и турбулентные образования становятся более однородными.

Одновременно с наблюдениями за колебаниями разности фаз при постоянных значениях ω , c , L и $\bar{l}_k$ производились записи пульсаций скорости ветра. Для этой

цели использовались электрические термоанемометры, помещаемые на тех же высотах, что и приемники звука. Используя эти записи, можно было определить среднее значение пульсационной скорости потока u'_n и затем вычислить по формуле (1) безразмерную величину A . Из наблюдений численное значение величины A оказалось равным порядка 5—6, причем зависящим от двух параметров: высоты и шероховатости подстилающей поверхности, что, однако, требует дальнейшего уточнения при последующих исследованиях.

Особый интерес представило определение наиболее характеристических размеров турбулентных образований, имеющих место при различных состояниях атмосферы. Раздвижение звукоприемников одного по отношению к другому, расположенных перпендикулярно звуковой волне, позволило определить эти размеры. На рис. 2 представлена зависимость колебания среднеквадратичного значения изменчивости разности фаз от расстояния $\bar{l}_k$ между звукоприемниками, расположен-

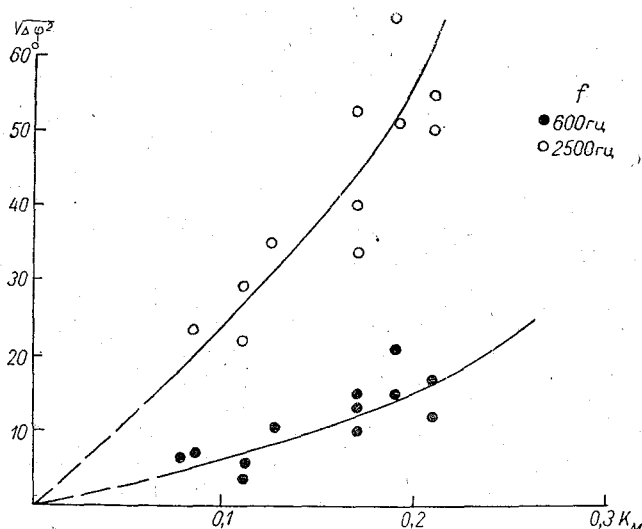


Рис. 3. Зависимость среднеквадратичного значения изменчивости разности фаз от коэффициента турбулентности (метеорологического).

ными на высоте $h = 3$ м. На опыте подтвердилось предположение о том, что при раздвижении звукоприемников величина $\sqrt{\Delta \Phi^2}$ растет с расстоянием $\bar{l}$, а затем остается постоянной, что характеризует собой отсутствие корреляции между точками, в которых находятся приемники. На рис. 2 представлены кривые, полученные при частоте звука 2500 гц и скоростях ветра 6,2 и 3,8 м/сек. В конце кривых нанесены данные, полученные при раздвижении звукоприемников на расстояние $l = 20$ м. Как видно из этого рисунка, при средней скорости ветра $v = 6,2$ м/сек. преобладают наиболее характерные турбулентные образования размером порядка 3,5—4, так как в дальнейшем при раздвижении звукоприемников колебание разности фаз остается без изменения. При скоростях ветра $v = 3,8$ м/сек. преобладают размеры порядка 5—6 м. Аналогичные зависимости получаются и при другой высоте расположения звукоприемников, с той только разницей, что размеры турбулентных образований увеличиваются. Таким образом, размер $\bar{l}_k$ является достаточно определенной величиной, характеризующей собой турбулентные образования, присущие тому или иному состоянию атмосферы.

Кроме того, как указывалось выше, среднеквадратичное значение изменчивости разности фаз может характеризовать собой и общее турбулентное состояние атмосферы. Поэтому интерес представляло сравнение этой величины с коэффициентом

турбулентности K_m , полученным из метеорологических данных. Для этой цели одновременно с наблюдениями за приходом разности фаз производились наблюдения и за метеорологическим состоянием атмосферы. Затем по полуэмпирической формуле (3)

$$\frac{K_m}{u_1} = A \left(1 + 7,5 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right)$$

вычислялся коэффициент турбулентности K_m , который после учета соответствующей высоты приписывался измерением, полученным при зондаже атмосферы. Результат такого сравнения представлен на рис. 3 при высоте наблюдений $h = 3$ м. Из рисунка видна ясно выраженная зависимость одной величины от дру-

гой, показывающая, что с увеличением колебания $\sqrt{\Delta \varphi^2}$ растет и коэффициент K_m . Это указывает на то, что колебание разности фаз верно отражает турбулентное состояние атмосферы, хотя метод исследования совершенно различный. Из

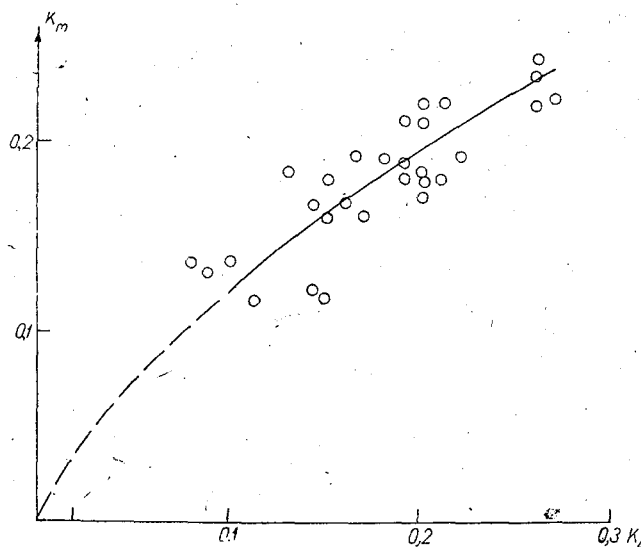


Рис. 4. Зависимость между акустическими и метеорологическими коэффициентами турбулентности.

формулы (3) следует, что вычисленные значения K_A для различных условий атмосферы (с учетом численного значения величины A) оказались того же порядка, что и значения K_m , вычисленного на основании метеорологических данных. Таким образом, между двумя методами, основанными на совершенно различных физических предположениях, имеется тесное согласование. На рис. 4 представлена зависимость между акустическими и метеорологическими коэффициентами турбулентности при частоте наблюдений $f = 2500$ гц и высоте наблюдения $h = 3$ м. Некоторое расхождение K_A по сравнению с K_m следует видеть в том, что при вычислениях коэффициента турбулентности по метеорологическим данным имеем дело с результатами, полученными в одних, строго фиксированных точках и, кроме того, за определенный, довольно большой (обычно 10 минут) интервал времени. При зондаже атмосферы звуковой волной получаем мгновенные значения, причем эти значения осредняются самой средой, в которой распространяется волна. Осреднение тем больше, чем больше расстояние от приемника до излучателя. Общая приборная ошибка в определении K_A в наших измерениях не превышает 12—14% и может быть снижена соответствующим выбором частоты и улучшением аппаратуры. Сама аппаратура может быть также значительно упрощена.

Акустический метод оценки турбулентного состояния атмосферы в отличие от метеорологических обладает рядом преимуществ. Он свободен от каких бы то ни было предположений о характере подстилающей поверхности и от состояния атмосферы, одинаково может быть применен как при больших скоростях ветра, так и при штиле, а также и в тумане.

Полученные результаты проведенных экспериментальных работ показывают, что теоретические положения, развитые на основе физических представлений о характере турбулентного состояния атмосферы в виде нарисованной выше физической картины, оправдываются на опыте. Таким образом, подтверждается высказанное ранее утверждение о том, что флуктуация фазы распространяющейся звуковой волны в атмосфере в месте ее приема достаточно верно отражает турбулентное состояние атмосферы. Наблюдения над изменчивостью фазы позволяют также найти наиболее характеристические размеры турбулентных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Татарский В. И. К теории распространения звуковых волн. Журн. Экспер. и теоретич. физики, том 25, вып. 1/71. 1953.
2. Вопросы атмосферной турбулентности. Тр. ГГО, вып. 16 (78). 1949.
3. Тимофеев М. П. О методике определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности. Тр. ГГО, вып. 27 (89). 1951.
4. Блохинцев Д. И. Акустика неоднородной движущейся среды. Гостехиздат. 1946.
5. Воронцов П. А. Некоторые результаты исследований микроструктуры ветра в нижнем слое атмосферы. Тр. ГГО, вып. 38 (100). 1953.

АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НАД МЕЛКОСОПОЧНЫМ РЕЛЬЕФОМ ЦЕЛИННЫХ ЗЕМЕЛЬ

В летний период 1955 и 1956 гг. экспедицией Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, под руководством И. А. Гольцберг, были проведены исследования метеорологических условий над пологими склонами на целинных землях. Местом работы экспедиции была выбрана деревня Цуриковка, Арык-Балыкского района, Кокчетавской области.

В числе исследований, проводимых экспедицией, было поставлено аэрологическое изучение пограничного слоя с целью выяснения: а) строения и механизма образования ночной радиационной инверсии, б) условий стока холодного воздуха в ночные часы, в) структуры воздушного потока над пологими склонами.

Для хотя бы частичного решения поставленной весьма сложной задачи были применены подъемы метеорографа на привязных шарах до высот 100—300 м, выпуски уравновешенных шаров-пилотов и базисные наблюдения за шарами; все эти наблюдения проводились в комплексе с наземными метеорологическими измерениями. За весь период работы экспедиции небольшой аэрологической группой в составе от 2 до 5 человек при участии автора было сделано 58 подъемов метеорографа, причем высота подъема определялась уровнем усиления скорости ветра до 3—4 м/сек., выше которого шары относилось по горизонтали, 118 наблюдений за уравновешенными шарами по методике, изложенной автором в работе [1], и 37 базисных наблюдений за шарами-пилотами. Вид местности в плане приведен на рис. 6 и 7, вертикальный разрез дан на рис. 8. Местность представляла пологий склон с разностью высот низина—вершина холма 110 м и расстоянием по горизонтали между ними 3,55 км, причем наклон местности у вершины холма был сравнительно крутым 15—18°, а в конце склона составлял всего 1—2°. Склон был ориентирован на юго-запад. В рассматриваемом районе не было хорошо выраженной низины, пониженные места представляли русло небольшой речки с частыми изменениями направления и слабым уклоном.

Подъемы метеорографа на привязных шарах проводились обычно с низины в точке *В* (см. рис. 3). По склону холма регулярные метеорологические наблюдения велись на трех площадках: а) на расстоянии 1,6 км от точки *В* и превышением на 15 м, в дальнейшем будем ее называть „метеоплощадка с отметкой 15 м“, б) на метеоплощадке, удаленной от низины на 2,6 км, с превышением над низиной на 50 м (на рис. 3 точка *А*) так называемый „склон“ и в) вершине холма *В*, расположенной на 3,55 км от низины и имеющей превышение 110 м.

Выпуски уравновешенных шаров-пилотов, базисные наблюдения за шарами и часть подъемов метеорографа проводились в точке *А*. Большинство аэрологических наблюдений было проведено в июне 1955 г. В этот период часть склона от точки *А* и ниже была занята под пашню, но всходы кукурузы и пшеницы были еще не очень высокими и местность можно было считать открытой с почти оголенной почвой на посевах кукурузы. Нижняя часть склона представляла луг с вы-

пасом скота, травянистый покров на нем был также невысок. Склон холма от точки *A* и до вершины *b* был покрыт травой, к вершине холма очень редкой, причем вершина представляла небольшое каменистое плато. Противоположная часть склона была покрыта лесом. Небольшие участки леса были и около вершины исследуемого склона.

Изучением термического режима над слабопересеченным рельефом и условиями стока холодного воздуха на склонах по наземным наблюдениям занимался целый ряд исследователей и, в частности, большие работы в этой области были проведены С. А. Сапожниковой [2], И. А. Гольцберг [3], [4] и рядом других, но останавливаться на их разборе здесь не будем.

Специальных аэрологических исследований над пологими склонами ранее почти не производилось и в литературе очень мало работ по данному вопросу. Например, в статьях Коханского [5] (1936 г.) приводятся результаты по термическому режиму и вертикальным потокам над пологими склонами, полученные из наблюдений за полетами планеров в Карпатах, некоторые выдержки из этой работы будут приведены ниже.

Из зарубежных работ по образованию мощных инверсий над низинами следует отметить статью Берга [12] (1951 г.), который считает, что единственной причиной образования озер холодного воздуха и глубоких температурных минимумов в пониженных участках рельефа является собственное излучение атмосферы и задержка воздуха в низинах.

В работе Плечке [13] (1953 г.) рассматриваются дополнительные факторы, способствующие появлению глубоких минимумов температуры. Воздух, стекающий со склонов, суше воздуха, находящегося в долине. В результате их перемешивания точка росы в долине понижается. Поэтому воздух в долине может охлаждаться значительно ниже, пока не образуется роса. Опускание воздуха по склону совершается и в том случае, когда этот воздух проникает в более холодный воздух долины, что связано с меньшей влажностью стекающего по склону воздуха, а следовательно, и его большей плотностью. Таким образом, склон, по мнению Плечке, не является непосредственным поставщиком холодного воздуха, а служит лишь механизмом его высушивания.

Объяснение Плечке о проникновении стекающего по склону сухого воздуха в зону холодного за счет большей плотности сухого воздуха нам кажется неправильным. Из любого примера приводимых ниже распределений температуры и влажности по склону и в низине легко подсчитать, что плотность холодного и влажного воздуха в низине будет значительно больше плотности теплого и сухого воздуха на склоне или вершине холма.

Строение ночных инверсий

В районах целинных земель Северного Казахстана поздней весной и ранней осенью часто наблюдаются резкие суточные колебания температуры воздуха, иногда с образованием у земной поверхности заморозков в ночные часы. Наиболее морозоопасными являются пониженные участки рельефа, над которыми при этом развиваются весьма глубокие инверсии температуры воздуха. До сего времени еще не выяснен полностью процесс образования таких инверсий. Инверсии в низинах формируются под действием двух факторов: радиационного излучения и стока холодного воздуха по склону, причем, какой из этих факторов является основным, какой вспомогательным — еще неясно.

Нами строение ночной инверсии исследовалось путем подъема метеорографа с низины и одновременными метеорологическими наблюдениями по склону. Несколько подъемов прибора было сделано одновременно в двух точках: на склоне *A* и в низине *B*.

Пример строения инверсий за три ночи приведен на рис. 1. Инверсии в ночь 18—19 и 19—20/VI 1955 г. относились к периоду засушливой погоды, инверсия 19—20/VI 1956 г. характеризовалась погодой с частыми дождями. В суховейные дни июня 1955 г. отмечался большой суточный ход температуры воздуха с быст-

рым понижением температуры воздуха перед заходом солнца. К моменту захода солнца величина инверсии 18/VI была $9^{\circ},8$, а 19/VI $12^{\circ},0$, охлаждение распространилось до уровня 70 м. В дальнейшем, в течение ночи рост величины инверсии протекал более замедленно и к восходу солнца достиг 19/VI $15^{\circ},7$, а 20/VI $16^{\circ},4$, мощность слоя инверсии была соответственно 200 и 170 м. Величины относительной влажности в эти два дня в дневные часы составили 20—25%, ночью на „склоне“ и на вершине холма относительная влажность была в тех же пределах.

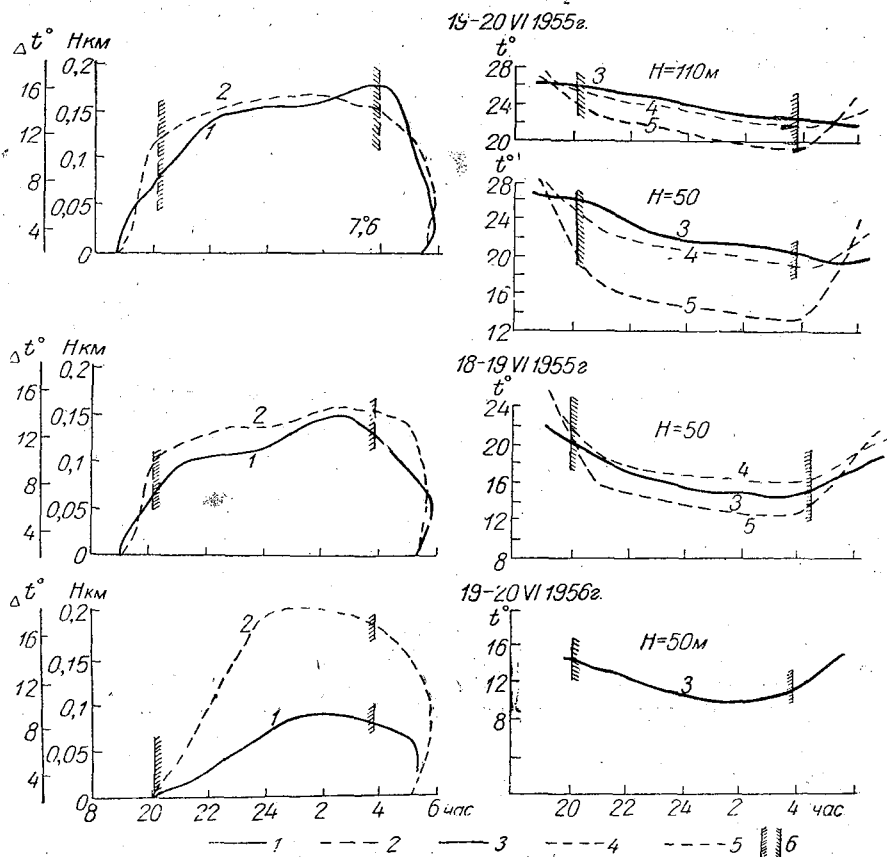


Рис. 1. Структура ночных инверсий.

1 — мощность инверсионного слоя, 2 — величина инверсии, 3 — температура в свободной атмосфере, 4 — температура на 150 см над склоном, 5 — температура на 20 см над склоном, 6 — заход и восход солнца.

Другой ход развития инверсии наблюдался ночью 19—20/VI 1956 г. Инверсия начиналась уже после захода солнца и развивалась вначале очень медленно, максимальная величина инверсии составила $8^{\circ},7$, а мощность ее около 200 м. Очевидно, наличие погоды с частыми дождями в июне 1956 г., вызвавшими большое увлажнение почвы и воздуха, препятствовало значительному понижению температуры воздуха в низине при радиационном излучении ночью, а следовательно ограничивало и величину инверсии, хотя в отдельные ночи скорости ветра уменьшались до штиля.

На рис. 1 дан также ход температуры воздуха ночью на одном уровне над низиной на высотах 50 и 110 м и на склоне и вершине холма на высотах 20 и 150 см над поверхностью почвы. Приведенные величины характеризуют горизонтальный градиент температуры над пологим склоном.

На рис. 2 дано распределение вертикального температурного градиента $\gamma^\circ/100$ м при инверсиях. Следует отметить, что применяемая нами методика и аппаратура не давали возможности более или менее надежно измерять температуру воздуха при очень малых изменениях высоты, поэтому первая площадка была только на высоте 25 м, а начальный уровень — 1,5 м.

Характерным в строении инверсий над низиной в засушливую погоду является наличие весьма больших отрицательных вертикальных градиентов температуры γ в самом нижнем слое, до 25—50 м, с резким их уменьшением в слое выше 25—50 м. Величина γ также уменьшалась при росте скорости ветра в низине.

Сразу же после захода солнца у поверхности земли в слое до 25 м наблюдалось значительное понижение температуры воздуха с большими отрицательными

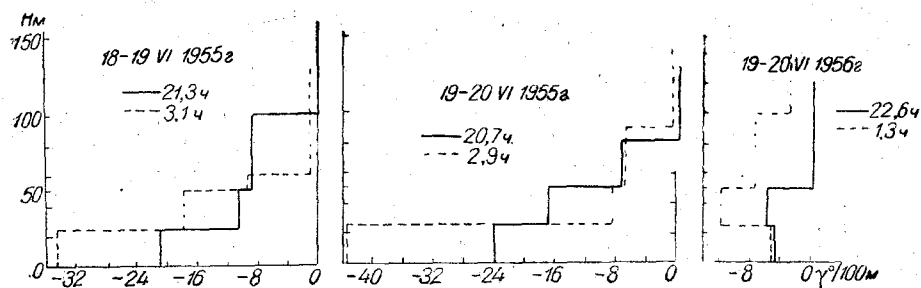


Рис. 2. Распределение вертикального температурного градиента $\gamma^\circ/100$ м при инверсиях со слабыми скоростями ветра.

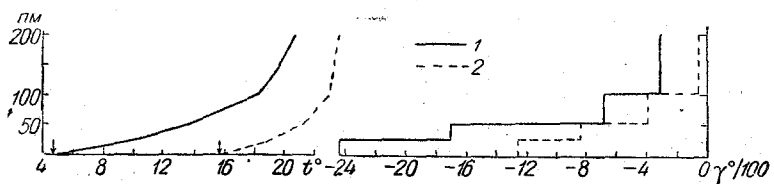


Рис. 2а. Распределение температуры t° и вертикального температурного градиента γ в июне 1955 г. при слабых и умеренных скоростях ветра в низине за 02 часа.

1 — слабые скорости ветра (0,1 м/сек.), 2 — умеренные скорости ветра (3—4 м/сек.).

значениями γ порядка 20—24°/100 м. К концу ночи величина γ доходила до —36, —44°/100 м.

В виде примера дано распределение γ ночью 19—20/VI 1956 г. при наличии значительного увлажнения почвы и воздуха. В этих условиях в слое до 25 м над почвой величины γ были всего в пределах —4°/100 м и только в слое 25—50 м во второй половине ночи наблюдались $\gamma = -12^\circ/100$ м. Усиление скорости ветра до 2—3 м/сек. в низине сразу же вызывало рост температуры воздуха и уменьшение величины γ .

На рис. 3 приведено распределение температуры t° и относительной влажности $r\%$ за четыре срока над склоном в ночь 19—20/VI 1955 г. в виде изотерм и линий одинаковой относительной влажности. За 50 минут до захода солнца инверсия температуры уже образовалась в низине и в конце склона, на верхних участках холма ее еще не было. Сразу после захода солнца наличие инверсии отмечалось уже по всему склону. К концу ночи верхняя граница инверсионного слоя была 170 м над уровнем низины и оставалась, очевидно, постоянной по всему району, независимо от высоты местности. Следовательно, над вершиной холма толщина инверсионного слоя должна быть всего около 60 м.

Поскольку изотермы с ростом высоты постепенно переходят в горизонтально расположенные линии, можно считать, что температура на верхней границе инверсионного слоя должна быть постоянной или очень маломеняющейся, в нашем случае 23°,5. Тогда величина инверсии от уровня 1,5 м и выше в низине составит

$\Delta t = 16^{\circ},4$ и $H = 170$ м, на метеоплощадке, с отметкой 15 м, — $\Delta t = 12^{\circ},6$ и $H = 155$ м, на склоне — $\Delta t = 4^{\circ},1$ и $H = 120$ м и на вершине холма $\Delta t = 1^{\circ},2$ и $H = 60$ м. Ход относительной влажности в эту ночь был близок к ходу температуры воздуха. Над самой низиной, в относительно тонком приземном слое порядка 25 м, влажность быстро уменьшалась, а выше она оставалась постоянной над всем районом, аналогично температуре воздуха.

Примерно такой же ход температуры и относительной влажности воздуха по высоте над низиной и склоном наблюдался в периоды с частыми выпадениями осадков. В дневные часы вследствие резкого усиления скорости ветра, а следова-

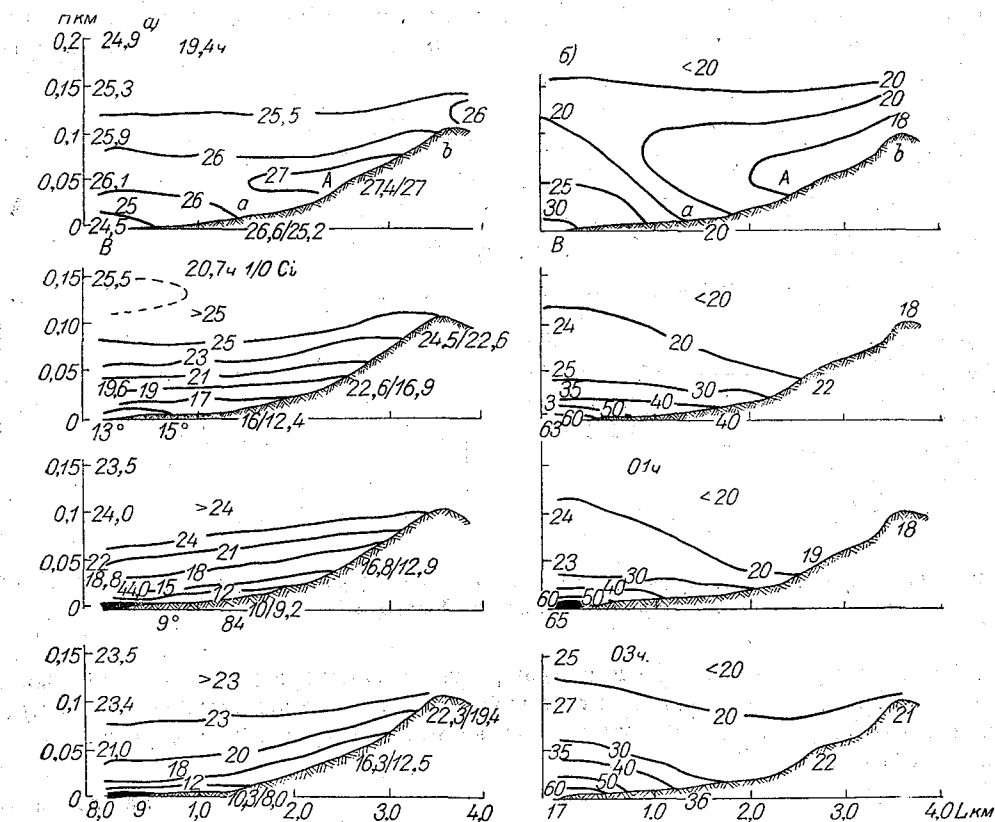


Рис. 3. Распределение температуры (а) и относительной влажности (б) над пологим склоном при засушливой погоде.

тельно, и турбулентного обмена все термические контрасты по склону как у земли так и на высотах исчезают.

Осенью 1955 г. было проведено несколько подъемов метеорографа одновременно на двух точках в низине и на склоне с отметкой 50 м. На рис. 4 дано распределение температуры t° и относительной влажности $r\%$ за два ночных срока: 22,8 часа 27/VIII и 01 час 28/VIII.

Погода была безоблачной, но, очевидно, из-за значительной влажности больших различий температуры воздуха в низине и на склоне не наблюдалось. В 22,8 часа температура воздуха на 1,5 м в низине была $9^{\circ},2$, на склоне $11^{\circ},4$, в 1 час ночи в низине $8^{\circ},2$, на склоне $11^{\circ},2$. Хотя метеорограф немного и не достиг верхней границы инверсионного слоя, но ориентировочно ее в 1 час ночи можно считать около 150 м над низиной или 100 м над склоном. Температура воздуха на верхней границе инверсии над обоими пунктами была примерно одинаковой $16^{\circ},1$, а величина инверсий над низиной $\Delta t = 7^{\circ},9$, над склоном $\Delta t = 5^{\circ},9$.

Различий в распределении вертикального градиента температуры γ над низиной и склоном также почти не обнаружено. Величины γ в слое 50 м над низиной были -9 , $-8^\circ/100$ м, над склоном от -14 до $-2^\circ/100$ м. Если в ясные ночи засушливой погоды в низинах образуется отчетливо выраженная пленка холодного воздуха с γ от -30 до $45^\circ/100$ м, в слое примерно 25 м, то при частом выпадении дождей такого слоя не образуется.

Для характеристики абсолютных значений удельной q и относительной r влажности в слоях инверсии при засушливой погоде приведем табл. 1. Все величины таблицы получены как средние из трех серий ночных подъемов метеорографа в июне 1955 г.

Распределение относительной влажности типично для ночных радиационных инверсий с максимумом в самом нижнем слое и быстрым ее уменьшением по вы-

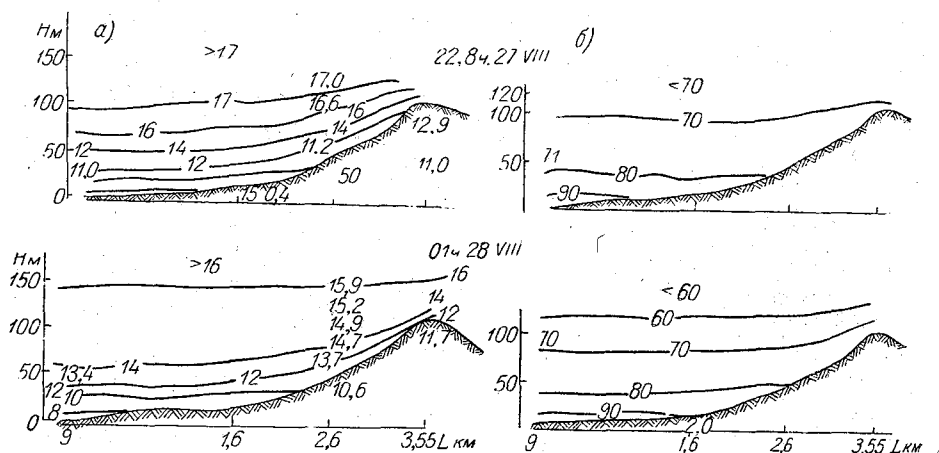


Рис. 4. Распределение температуры (а) и относительной влажности (б) над пологим склоном при влажной погоде.

соте. Начиная с уровня 25—50 м и выше, относительная влажность очень мало меняется как в течение ночи, так и по высоте. Величины относительной влажности, равные 20—25%, на высотах указывают на типично суховейное строение воздушного потока.

Таблица 1

Распределение удельной и относительной влажности при ночных инверсиях

Часы H_m	Удельная влажность q г/кг							Относительная влажность r %						
	0	25	50	100	150	200	300	0	25	50	100	150	200	300
20—22	5,90	4,85	4,70	4,65	4,45	4,30	4,30	62	38	30	24	23	22	22
22—24	4,83	4,70	4,53	4,47	4,30	4,20	4,25	66	42	32	24	23	22	23
0—2	4,67	4,50	4,37	4,37	4,23	4,15	4,30	71	46	34	27	25	24	22
2—4	6,00	5,88	5,00	4,70	4,30	4,15	4,20	74	57	34	28	24	24	24
4—6	4,47	4,40	4,10	4,00	3,80	3,55	3,35	67	38	29	24	22	21	24
Средн.	5,23	4,98	4,55	4,47	4,27	4,25	4,30	67	44	32	25	24	23	23

Удельная влажность q из-за небольшого числа случаев наблюдений и разного их количества по отдельным срокам получилась несколько разбросанной. Но все же можно выделить два максимума в ходе q : один около 20 часов и второй около восхода солнца. Удельная влажность быстро уменьшалась только в нижнем слое

25—50 м, а с высоты 150 м в пределах точности измерений величина q в течение всей ночи оставалась постоянной.

Таким образом, распределение относительной и удельной влажности в инверсионном слое пересеченного рельефа также показывает, что на верхней границе инверсии они мало меняются над разными участками склона.

Не рассматривая распределение удельной влажности, отметим только, что на вершине и склонах удельная влажность в ночное время меньше (от 0,2 до 1,5 г/кг), чем в свободной атмосфере на тех же уровнях, причем от вершины холма и до отметки 15 м величины q меняются очень мало, что указывает на наличие хорошо выраженного стока воздуха по склону. При движении воздуха вниз по склону в ночные часы, очевидно, часто наблюдается его высушивание.

Автором в работе [6] было проверено высказанное Е. С. Селезневой [7] положение о том, что величина инверсии Δt должна составлять половину суточной амплитуды температуры воздуха A . Оказывается, что если процесс образования ночной радиационной инверсии над равниной в летнее время при антициклональной погоде протекает при отсутствии адвекции воздуха со стороны, то это положение очень часто оправдывается. Как только процесс развития инверсии нарушается какими-либо другими факторами, кроме радиационного излучения, так величина Δt уже не будет равняться $\frac{A}{2}$.

Приведем для сравнения величины Δt и A над различными участками склона (табл. 2).

Величины Δt и A над склоном

Таблица 2

Дата	Низина $H=0$		Склон холма				Вершина $H=110$ м		На верхней границе инверсия		Облач- ность	Относи- тельная влажность ночью $\frac{\text{вершина}}{\text{низина}}$
			$H=15$ м		$H=50$ м							
	A°	Δt	A°	Δt	A°	Δt	A°	Δt	высо- та, м	темпе- ратура, град.		
1955 г. 18-19/VI	21,8	15,7	18,3	12,2	9,6	3,4	6,0	1,6	150	19,8	ясно .	21/77
19-20/VI	19,0	16,4	18,7	12,6	9,9	4,1	6,0	1,5	170	23,5		18/74
27- 28/VIII	11,6	8,3	9,4	6,3	6,3	3,8	6,1	2,8	150	13,0	.	65/100
1956 г. 19-20/VI	13,1	8,9	10,9	6,4	7,8	4,1	6,7	3,6	200	17,3	10/0Ci 2/0Ac	50/98
10-11/VII	16,0	10,9	15,2	10,1	12,1	6,8	10,0	3,9	180	18,0		65/95

Как видно из таблицы, только ночью 18—19 и 19—20/VI наблюдался большой контраст величин инверсий Δt вдоль по склону. В эти ночи величина Δt в низине и на склоне с отметкой 15 м значительно больше $\frac{A}{2}$, что указывает на наличие здесь, кроме процессов радиационного излучения, еще интенсивного стока в низину. На склоне с отметкой 50 м величина Δt уже близка к $\frac{A}{2}$, но здесь сток холодного воздуха по склону уже несколько уменьшает величину инверсии. На участке склона с отметками около 35—40 м величина $\Delta t = \frac{A}{2}$. Здесь сток по склону вниз должен уравниваться притоком воздуха с верхней части склона. На вершине холма величина Δt составляла всего 0,25 A , следовательно отток холодного воздуха вниз будет почти наполовину уменьшать величину инверсии Δt , образующейся под действием процессов радиационного излучения.

Для ориентировочного подсчета интегральных значений A и Δt по склону используем величины A и Δt в трех пунктах — низине, середине склона и вершине, приведенных в табл. 2 за 5 дней. Тогда отношение $\frac{\Delta t}{A}$ будет соответствен-

но 0,55, 0,62, 0,63, 0,60 и 0,57, т. е., как видно для склона в целом, весьма близко выполняется соотношение

$$\Delta t^{\circ} = 0,5A$$

Это обстоятельство подтверждает положение, что основным фактором в формировании ночной инверсии по всему склону будет процесс радиационного излучения, характерный для ровной местности, т. е. определяемый своего рода макромасштабами. Над склоном, следовательно, происходит только перераспределение величин Δt за счет стока воздуха.

Если при двух подъемах в июне 1955 г., приведенных в табл. 2, относительная влажность в конце ночи на вершине холма была 18—20% и в низине 70—75%, то в трех последующих ночных подъемах она была на вершине от 50 и до 65%, а в низине около 100%. При последних трех подъемах различия температур воздуха вершина холма, склоны и низина были значительно меньше, уменьшались и различия в величинах инверсии на рассматриваемых уровнях.

Весьма интересной характеристикой строения ночной инверсии в мелкосопочном рельефе является также величина горизонтального градиента температуры $\frac{dt}{dx}$, отнесенная к расстоянию в 1 км — $\frac{dt}{dx}$ °/км. Величины $\frac{dt}{dx}$ подсчитаны по результатам подъема метеорографа с низины и наблюдений на метеоплощадках, расположенных по склону холма.

Для примера приведем эти величины за две ночи июня 1955 г. (табл. 3).

Величина $\frac{dt}{dx}$ °/км над склоном холма

Таблица 3

Часы	Высота над низиной (м) и над поверхностью почвы (см)					
	15 м		50 м		110 м	
	20 см	150 см	20 см	150 см	20 см	150 см
18—19/VI 1955 г.						
21,3	0,25	—0,75	0,60	—0,62	0,65	0,33
01,0	1,06	—1,87	0,85	—0,65	0,72	0,30
03,1	1,12	0,0	1,57	—0,69	0,84	0,28
19—20/VI 1955 г.						
19,4	0,07	—0,82	—0,58	—0,50	—0,18	—0,18
20,7	3,00	0,75	2,56	0,46	0,90	0,08
01,1	4,06	2,51	3,12	0,73	1,06	0,20
02,9	5,96	4,82	2,82	0,81	1,12	0,25

Величина $\frac{dt}{dx}$ считалась отрицательной, если температура воздуха на склонах холма была выше, чем в атмосфере, и, наоборот, если воздух на склонах был холоднее, то величина $\frac{dt}{dx}$ была положительной. Величины $\frac{dt}{dx}$ подсчитаны для значений температур воздуха на 20 и 150 см над почвой по склону холма. В то время как температура воздуха над низиной в атмосфере на высотах 50, 110 м и даже 15 м мало менялась, над поверхностью почвы при переходе уровня с 20 на 150 см из-за наличия в этом слое инверсии изменения температуры воздуха были весьма большими.

Сразу же после захода солнца на всех высотах в эту ночь воздух на склоне стал холоднее, а величины $\frac{dt}{dx}$ — положительными. Максимальные значения горизонтального градиента температуры наблюдались перед восходом солнца. Можно счи-

тять, что охлаждение воздуха на склоне холма всюду протекало более интенсивно, чем в атмосфере на тех же уровнях. С приближением к вершине холма величины $\frac{dt}{dx}$ довольно быстро уменьшались и, очевидно, на верхней границе инверсии, высота которой в эту ночь была 170 м, влияние орографии прекращалось.

Следует также отметить, что величина $\frac{dt}{dx}$ резко менялась по высоте над склоном, достигая максимума, и весьма значительного, вблизи земной поверхности и быстро уменьшаясь с высотой, причем в нижних зонах склона это убывание шло медленнее, на верхних — быстрее. Такое распределение горизонтального градиента температуры показывает возможность образования ночью местных ветров с притоком воздуха из атмосферы к склону холма по схеме горно-долинного ветра и созданием устойчивого стока воздуха вниз по склону. Такой сток холодного воздуха, который в первую очередь начнется со сравнительно невысоких уровней, будет способствовать формированию ночной инверсии.

Несколько иное распределение горизонтального градиента температуры по склону было ночью 18—19/VI 1955 г. Здесь интересно отметить положительные значения $\frac{dt}{dx}$ от уровня почвы и до высоты примерно 1 м. В слое же от 1 м и,

очевидно, до 2—3 м воздух на склоне будет ночью теплее, чем в атмосфере. Такое распределение будет только в нижней половине склона, в слое примерно до 60—70 м. Вызвано это, вероятно, наличием глубоких инверсий температуры в нижней зоне склона, когда в небольшом слое над склоном могут быть более высокие температуры воздуха, чем в атмосфере.

На основании приведенных данных можно сделать ряд пока ориентировочных выводов по термическому режиму в ночное время над мелкоопочным рельефом с разностью отметок местности до 100—150 м, т. е. лежащих ниже средней высоты слоя инверсии.

1. Высота верхней границы инверсионного слоя и температура воздуха на ней должны быть примерно одинаковы над всем районом.

Это положение хорошо подтверждается при полетах на самолете или при наблюдениях с гор, когда над слегка пересеченной местностью или небольшими горами верхняя граница тумана или низкой облачности представляет почти ровную поверхность. Верхняя же граница тумана и низкой облачности, как известно, обычно совпадает с концом инверсионного слоя. Следовательно, инверсионный слой в таких районах не следует за мелкими изменениями рельефа, а его высота и температура на верхней границе инверсии, очевидно, определяются общими для района условиями радиационного излучения и турбулентного обмена, т. е. для рассматриваемого района своего рода процессами макромасштаба.

2. Величина инверсии Δt определяется мелкими особенностями рельефа. В низинах температура воздуха ночью ниже и величина инверсии над ней будет больше, над вершиной холмов температура выше и инверсия меньше. Высота инверсии будет больше над низиной и меньше над вершиной. Схема строения ночной инверсии перед восходом солнца приведена на рис. 5.

В дни с малой относительной влажностью ночью и с хорошо развитым суточным ходом температуры воздуха:

1) на вершине холма, высотой H_x , $\Delta t = \frac{A}{4}$, где A — суточная амплитуда температуры воздуха в градусах на 1,5—2 м;

2) в низине величина $\Delta t > \frac{A}{2}$ примерно равна $\Delta t = (0,7 - 0,8) A$;

3) на высоте $(0,35 - 0,40) H_x$ величина $\Delta t \approx \frac{A}{2}$.

При влажностях воздуха в ночные часы на вершине холма свыше 50—60% и более и при слабовыраженном суточном ходе температуры воздуха абсолютные величины инверсии Δt над низиной уменьшаются почти в два раза, а над вершиной холма возрастают примерно в два раза; соотношение же между Δt и A будет

меняться в меньших пределах от (0,7—0,8) A над низиной, (0,5—0,55) A для склона с отметкой 50 м и до (0,4—0,5) A для вершины холма.

Ориентировочно можно считать, что при суховейных условиях:

- 1) от низины и до 0,25 H_x величина Δt уменьшается примерно вдвое (H_x — высота холма);
- 2) от 0,25 H_x и до 0,50 H_x величина Δt уменьшается на 0,25 Δt ;
- 3) на вершине склона величина Δt составляет только 0,25 от значений Δt над низиной.

Слой воздуха, располагающийся над низинами, при наличии глубоких инверсий будем называть пленкой холодного воздуха. В литературе, к сожалению, нет определения свойств и характеристик этого слоя применительно к нашим условиям. Например, С. П. Хромов и Л. И. Мамонтова [11] (1955 г) пленкой холодного воздуха называют сравнительно тонкий, в десятки и сотни метров, слой холодного воздуха над земной поверхностью с инверсионным или изотермическим

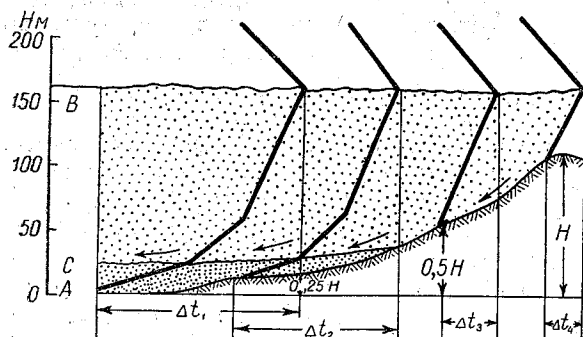


Рис. 5. Схема строения ночной инверсии перед восходом солнца над пологими склонами.

AB — слой инверсии, AC — пленка холодного воздуха; стрелки показывают сток воздуха по склону, кривые — температуру.

распределением температуры, над которым располагается более теплый воздух. Эта пленка иногда растягивается за теплым фронтом вследствие уменьшения скорости ветра в нижнем слое трения. Ее сохранению могут благоприятствовать орографические условия.

Пленкой холодного воздуха также иногда называют слой выхоложенного над арктическими льдами воздуха, образующийся вследствие динамического трения и характеризующийся часто положительными значениями вертикального температурного градиента. Толщина этого слоя до-

ходит до нескольких сот метров, сверху располагается слой с инверсией температуры.

Как видно, эти два определения пленки холодного воздуха касаются макропроцессов и в некоторой части противоречат друг другу и не подходят к рассматриваемому случаю.

На основании приведенных данных в дальнейшем под пленкой холодного воздуха будем понимать слой воздуха, располагающийся над пониженными участками рельефа и характеризующийся относительно низкими для ночного времени данного сезона температурами воздуха у земной поверхности и быстрым повышением ее по высоте с величинами γ , равными $-30, -45^\circ/100$ м. Уровень перехода к резко уменьшенным по абсолютным значениям γ , равным $-3, -8^\circ/100$ м, будет соответствовать окончанию этого слоя. Относительная влажность, достигающая обычно больших значений у земной поверхности в низине, быстро уменьшается с высотой и на верхней границе пленки холодного воздуха достигает 20—35%.

Пленка холодного воздуха, следовательно, отличается очень большой термической устойчивостью, препятствующей развитию в ней вертикальных движений, что имеет большое значение для стока холодного воздуха по склону. Низкие температуры воздуха в холодной пленке располагаются в очень тонком слое порядка до 1,5 м над почвой, а выше сразу же начинается быстрое ее повышение.

Толщина пленки холодного воздуха h будет ориентировочно определяться $h \approx (0,2-0,25) H_x$, если $H_x < 150$ м.

Судя по исследованиям И. А. Гольцберг, в пленке холодного воздуха слой от почвы и до высоты 1,5—2 м характеризуется, как правило, постоянной темпера-

турой воздуха или иногда даже небольшим понижением температуры. Этот факт можно объяснить только тем, что у самой поверхности почвы существует сток холодного воздуха, который сопровождается его слабым турбулентным перемешиванием, распространяющимся на слои 1—1,5 м; при этом в слое перемешивания происходит ослабление, а часто и уничтожение инверсии. Тогда пленка холодного воздуха будет уже состоять из двух слоев: нижнего — от почвы и до 1,5—2 м с изотермическим слоем и верхнего — от 2 и до 20—25 м со свойствами, описанными выше.

К заходу солнца в низинах, как было указано, величина инверсии Δt_1 уже составляла 0,5—0,6 от полной величины Δt , а сток в это время был еще слабо развит. Очевидно, что при сухом воздухе и наличии слабых скоростей ветра с задержкой воздуха в низинах перед заходом и сразу же после захода солнца основное влияние на формирование ночной инверсии будет иметь радиационное излучение.

Часть приведенных выводов может быть отнесена только к пологому склону с разностью отметок точек не более 100—150 м. Если местность имеет отдельные холмы с высотами более 150—200 м от уровня низины, то в этом случае максимальные высоты инверсионного слоя могут быть ниже уровня вершины холмов. Верхняя граница инверсии может располагаться не горизонтально по всему району, а несколько приподнимаясь над возвышенными участками.

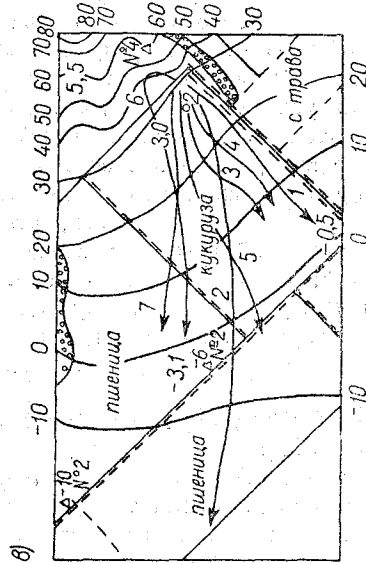
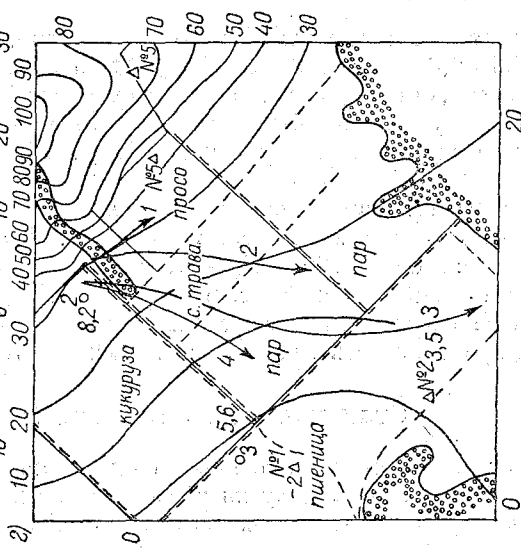
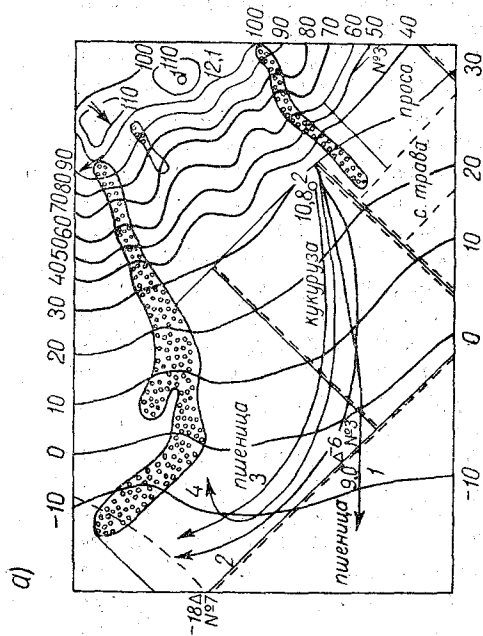
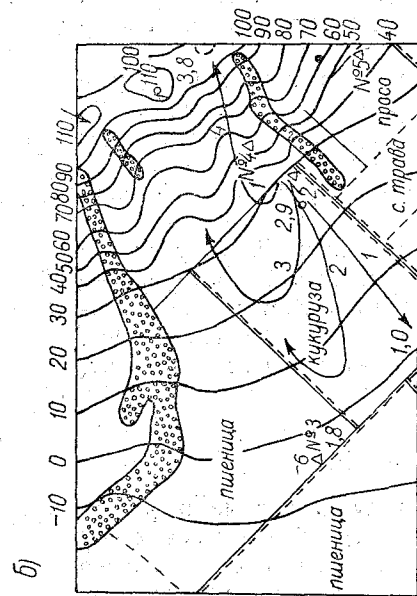
Сток холодного воздуха по склону

Для исследования стока холодного воздуха по склону в ночные и ранние утренние часы применялись выпуски уравновешенных шаров. Наблюдения за серийными выпусками уравновешенных шаров обычно производились одновременно с микрометеорологическими съемками местности, что позволяло, в частности, характеризовать термический режим различных участков исследуемого района и связать его с направлением и скоростью движения потоков воздуха.

Как показали исследования, ночью значительных вертикальных смещений шара над районом обычно не наблюдалось и он, как правило, перемещался у самой земной поверхности. Можно считать, что движение уравновешенных шаров в ночное время характеризовало условия перемещения воздуха на уровне 0,5—1,0 м от поверхности почвы и только в средней части склона. На участке склона от точки А и вниз от нее на 1,0—1,8 км, на верхней части склона и низине наблюдения за шарами не проводились. При барическом поле с малыми горизонтальными градиентами давления у земной поверхности, что обычно наблюдается в антициклональных условиях, скорости ветра в низинах меньше, чем на склонах или на вершине возвышенности, особенно в вечерние и ночные часы. Вследствие этого в низинах уменьшается вертикальный турбулентный обмен, и под действием процессов радиационного излучения вечером и в начале ночи сразу же создаются по сравнению со склоном более низкие температуры воздуха у поверхности почвы.

Сток же холодного воздуха обуславливается более интенсивным радиационным охлаждением над склонами, а следовательно, и более низкими температурами воздуха по сравнению с температурами на том же уровне в атмосфере. Такое распределение горизонтального градиента температуры вызовет отток воздуха из атмосферы к склону и опускание холодного воздуха вдоль склона. При стоке холодного воздуха в низины при одновременном интенсивном радиационном излучении здесь образуются так называемые „озера холода“ или „пленка холодного воздуха“. По данным ряда авторов, толщина слоя холодного воздуха в низинах составляет около 20 м с колебаниями от 10 до 35 м.

Перейдем к рассмотрению полученных результатов. На рис. 6 и 7 приведены проекции на горизонтальную плоскость траекторий стекающего по склону на высоте 0,5—1,0 м от поверхности почвы холодного воздуха. В течение всего рассматриваемого периода наблюдалась антициклонального типа погода. Как видно из рисунков, сток воздуха ночью всегда был направлен или перпендикулярно



Время (час., мин.) для кривых

Рисунок	Дата	Время (час., мин.) для кривых						
		1	2	3	4	5	6	7
а	4/VI	4 00	4 32	4 55	5 30	—	—	—
б	5/VI	3 37	4 10	4 52	5 30	—	—	—

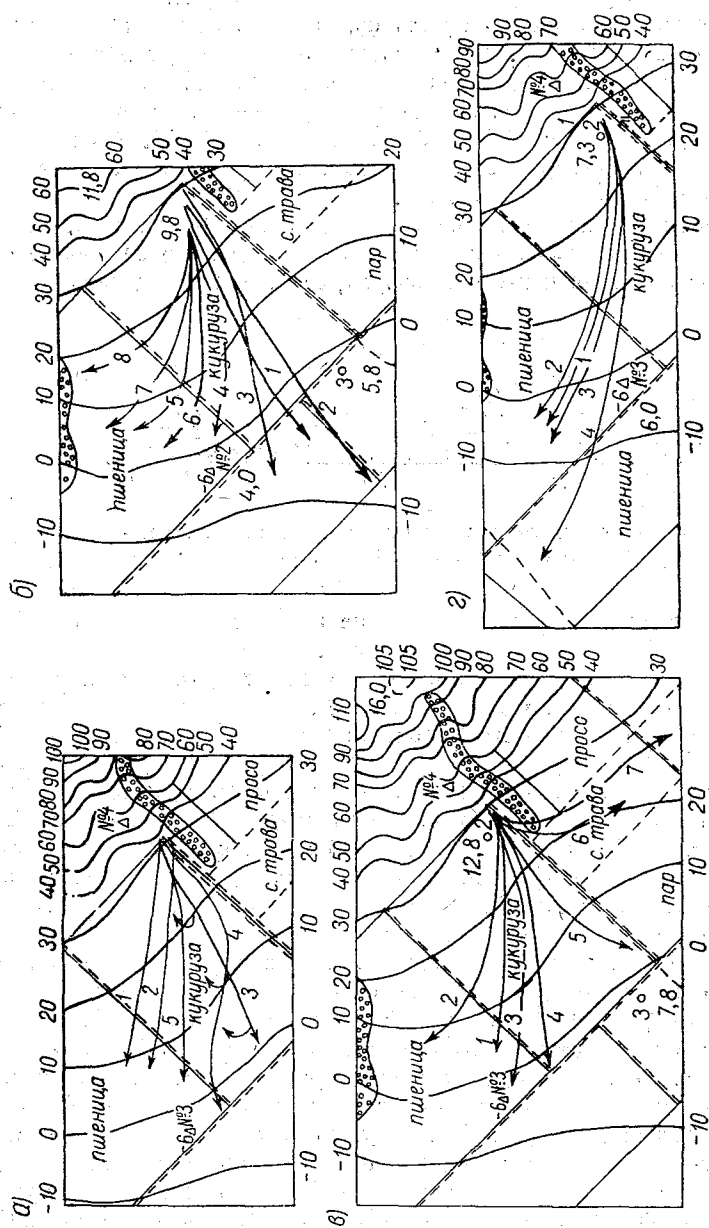


Рисунок	Дата	Время (час., мин.) для кривых							
		1	2	3	4	5	6	7	8
а	10-11/VI	23 50	1 20	3 20	4 00	4 40	—	—	—
б	12-13/VI	19 20	21 15	23 15	1 20	3 20	4 00	4 40	5 10
в	14-15/VI	19 20	1 20	3 20	4 00	4 25	5 00	5 25	—
г	17/VI	3 30	4 00	4 30	5 00	—	—	—	—

Рис. 7. Направление стока воздуха в ночные часы по склону.

к горизонтам или под некоторым углом к ним. Следует отметить, что в исследуемый период почти не было случаев, когда в ночные или ранние утренние часы наблюдался бы длительное время полный штиль. Как правило, всегда отмечалось движение воздуха вниз по склону со скоростями от 0,5 до 3 м/сек. Наличие скоростей ветра свыше 3—4 м/сек. указывало на развитие общециркуляционных процессов, при которых обычно уже не наблюдалось стока воздуха.

В большинстве случаев в течение всей ночи сохранялось примерно одинаковое направление стока воздуха по склону. Только спустя 30—40 минут после восхода солнца, т. е. с 4 ч. 10 м.—4 ч. 20 м. на склоне, ориентированном на юго-запад, начиналось резкое изменение направления движения воздуха с прекращением стока, это хорошо заметно на рис. 6 и 7 в дни 5, 8, 13 и 15/VI. Очевидно, на склонах, ориентированных на север и северо-восток, прекращение стока должно начаться почти сразу же после восхода солнца.

Судя по наблюдениям 12 и 14/VI, примерно за 30—50 минут до захода солнца уже появлялся сток воздуха по склону. Наблюдения в более ранние часы дают резко отличное направление движения воздуха, связанное с общециркуляцион-

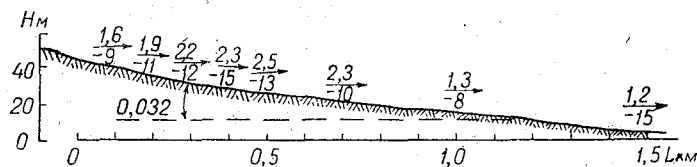


Рис. 8. Средние значения скорости стока воздуха ночью по пологому склону в июне 1955 г.

ными процессами. Днем в июне 1955 г. направление ветра, как правило, было восточной четверти горизонта со скоростями 5—8 м/сек.

Таким образом, очевидно, можно принять, что на склонах, обращенных на юг и юго-запад, сток холодного воздуха при благоприятных условиях начинался за 30—40 минут до захода солнца и кончался спустя 20—30 минут после восхода солнца.

На рис. 8 приведены средние значения горизонтальной (в числителе в м/сек.) и вертикальной (в знаменателе в см/сек.) скорости стока холодного воздуха по склону. Средние скорости стока составляют 1,2—2,5 м/сек. с колебаниями от 0,3 до 3—3,5 м/сек., причем в средней части исследуемого склона наблюдалось небольшое усиление скорости ветра, связанное, возможно, с небольшим увеличением крутизны склона, а к концу склона — уменьшение скорости стока. Поскольку низина, куда было направлено движение воздуха, не являлась замкнутой, а имела выход по руслу речки, то и скорости стока в низине не были равны нулю. Вертикальные скорости стока составили 9—15 см/сек. с небольшими колебаниями в обе стороны, вызванными шероховатостью местности. Следует отметить весьма близкое совпадение в средних значениях наклона опускающегося вниз потока воздуха 0,04 и наклона местности — 0,32. В средней части исследуемого склона наклон местности был несколько больше, и здесь наблюдалось некоторое усиление стока с ростом нисходящих скоростей. Возможно, что над пологими склонами скорость стока воздуха определяется наклоном местности, увеличиваясь над более крутыми и уменьшаясь над пологими склонами. Но следует заметить, что это положение для очень крутых склонов в горных районах не оправдывается, см., например, работу автора и М. С. Шелковникова [8].

В большинстве случаев опускание холодного воздуха по склону происходит в виде непрерывного стока иногда с быстро меняющимися скоростями.

Но в некоторых случаях опускание холодного воздуха может происходить в виде эпизодических обрушиваний вниз по склону порций холодного воздуха типа холодного фронта в миниатюре. При этом вытесняемый теплый воздух поднимается вверх по склону, создавая обратный по направлению поток воздуха.

На рис. 9 и приведен пример такого движения воздуха по склону. Здесь значения скорости ветра (v м/сек.) даны в числителе, а вертикальной скорости (w см/сек.) — в знаменателе. Как видно из рис. 9, сток холодного воздуха вызвал восходящие движения вытесненного воздуха в противоположном направлении и создал, хотя слабовыраженную и непродолжительную, но местную циркуляцию.

Скорости стока холодного воздуха были в пределах 0,8—1,7 м/сек., а вертикальная скорость опускания по склону 7—23 см/сек., подъем вытесненного воздуха проходил при вертикальных скоростях, достигающих иногда до 0,5—0,6 м/сек. при средних величинах, равных 20—30 см/сек.

Высота обратного потока ночью достигла 30—40 м над точкой выпуска А, или 80—90 м над низиной. Вид в плане направления движения воздуха за тот же срок, 11/VI, приведен на рис. 7. Обратный поток и сток холодного воздуха вниз по склону имели не непрерывный характер, а опускались в виде отдельных волн или волн ограниченных объемов, сверху которых сразу же возникало движение воздуха, направленное в обратную сторону. Через некоторое время снова начина-

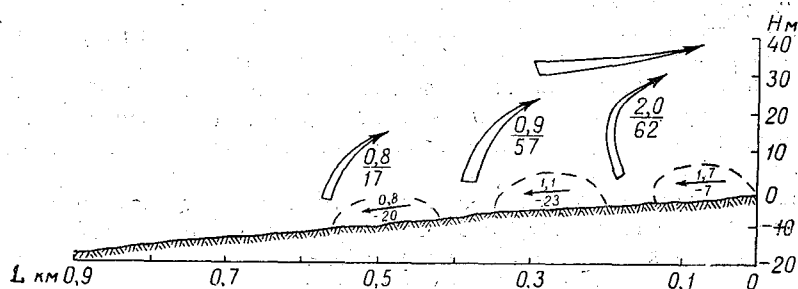


Рис. 9. Ночной ветер пологих склонов дер. Цуриковка 11/VI 1955 г.
3 ч. 10 м.

Черные стрелки — ветер со склона, белые стрелки — ветер на склоне.

лось опускание холодного воздуха вниз по склону и создавалось обратное движение вытесненного воздуха поверху. Такое явление повторялось несколько раз.

В работе Айхеле [14] (1953 г.) приведен аналогичный пример с пульсациями холодного воздуха по склону. Для изучения движений холодного воздуха по склону, по сообщению Айхеле, был проведен опыт с искусственным дымом в ночь на 10/X 1952 г. в долине, имеющей небольшой уклон в 0,13‰, ограниченный с боков холмами. Дым, заполнив в 3 часа ночи долину слоем 10 м, поплыл вниз по долине со скоростью 1 м/сек. В 3 ч. 12 м. он изменил направление, начав распространяться вверх по долине со скоростью 1 м/сек. В 3 ч. 27 м. движение дыма изменилось на обратное, а в 3 ч. 47 м. дым снова направился вверх по долине.

Айхеле объясняет колебание дыма в долине пульсациями холодного воздуха, на поверхности которого наблюдалось распространение дыма. Когда капля холодного воздуха вследствие уклона долины потекла вниз, она увлекла за собой и дым. Образовавшееся затем понижение давления в верхней части долины вызвало передвижение дыма в обратном направлении.

При перемещении следующей капли холодного воздуха явление повторилось. Замедление колебаний автор объясняет тем, что в течение второй половины ночи приток холодного воздуха становится менее интенсивным.

Иногда об условиях движения воздуха можно судить по распространению поземных туманов. Например, 8/VI 1955 г. в дер. Цуриковка во второй половине ночи над низиной образовался туман, лежавший ровной пеленой в слое 10—15 м. Сразу же после восхода солнца туман стал приподниматься и одновременно начал перемещаться вверх по склону со скоростью 0,8—1 м/сек. Поднявшись несколько выше половины склона, через 15—20 минут после восхода солнца туман рас-

сеялся. В это утро смещение воздуха вверх по склону началось сразу же после восхода солнца и поток воздуха увлек за собой туман.

Как уже указывалось, серии выпусков уравновешенных шаров-пилотов проводились одновременно с микрометеорологической съемкой местности, при которых через каждые 15 минут отсчитывались значения температуры и влажности воздуха на высотах 150, 20 и 2 см.

Ряд пунктов микросъемки располагался ниже точки выпуска уравновешенных шаров, и шары часто смещались в направлении одного из пунктов или проходили вблизи пункта микросъемки.

Для характеристики условий стока воздуха по склону за 4 часа утра приводим табл. 4.

В таблице приняты следующие условные обозначения:

t_n и t_k — температуры воздуха (в градусах) начальной и конечной точек движения шара на данном уровне; Δt_1 — разность температур, равная $\Delta t_1 = t_n - t_k$; γ_1 и γ_2 — вертикальный температурный градиент (в °/м) в слое между 20 и 150 см и 2 и 20 см; знак „+“ указывает на инверсию; $\bar{v}$ — средняя по всему пути скорость стока для высоты 0,5—1,0 м; L — расстояние между начальным и конечным пунктами; ΔH — разность отметок начального и конечного пунктов; τ — среднее время движения шара между начальным и конечным пунктами.

Начальная точка движения шара всегда была одна и та же (так называемый „склон“), конечная же точка менялась в зависимости от направления ветра, причем за конечную точку принималась одна из стоянок микросъемки, в направлении которой проходило движение шара.

Если шар немного не доходил до конечного пункта, то его путь экстраполировался. Все данные взяты только за 4 часа утра, когда обычно наблюдался минимум температуры воздуха на всех трех уровнях.

Считая, что движение уравновешенного шара следует за направлением стока воздуха по склону на высоте 0,5—1 м, можно проследить и изменение термического режима в массе воздуха при его движении от начальной до конечной точек.

Во все дни на одном и том же уровне от почвы в конечной точке, лежащей на ΔH м ниже начальной, температуры воздуха были холоднее на величину Δt_1 . Абсолютные значения понижения температуры Δt_1 в дни измерений меняются в относительно широких пределах: на уровне 150 см от 0,4 до 6°,6 и на 2 см от 1,3 до 6°,5.

Нормальным нужно считать такое распределение Δt_1 по высоте, при котором максимум различий между температурами воздуха в начальной и конечной точках Δt_1 приходится на 2 см и минимум Δt_1 на 150 см. Этот тип отнесен нами к группе I. Такой ход разности температур наблюдался в четырех случаях. Случаи при обратном распределении Δt_1 — с максимумом на высоте 150 см и минимумом на 2 см — отнесены к группе II с аномальным распределением Δt_1 , а к промежуточной группе III — распределение Δt_1 с максимумом на 20 см. Почти во всех случаях с малыми скоростями ветра наблюдалось возрастание Δt_1 к поверхности почвы, т. е. нормальный ход величины Δt_1 .

Рассмотрим далее некоторые особенности термической трансформации воздуха при стоке холодного воздуха по склону для каждого типа.

Если принять величину охлаждения воздуха при его движении по склону на высоте 1,5 м за 1, то соответственно можно подсчитать величины относительного охлаждения на уровнях 2 и 20 см от почвы.

Интенсивность охлаждения воздуха на уровне 1,5 м можно подсчитать делением полной величины охлаждения между начальной и конечной точками на время прохождения воздуха (в минутах) между этими двумя пунктами (табл. 5).

Охлаждение воздуха, стекающего по склону, на высоте 1,5 м для типа I составляет в среднем около 0,1°/мин. для диапазона скоростей ветра 0,7—3,5 м/сек., достигая максимума при $v = 1,5$ м/сек. и несколько уменьшаясь при увеличении и ослаблении скорости стока от величины $v = 1,5$ м/сек.

Термические условия в направлении стока холодного воздуха
за 4 часа в июне 1955 г.

Дата	Высота, см										Группа	Высота слоя, см				v м/сек	L км	ΔH м	τ мин.
	150			20			2												
	t _н	t _к	Δt_1	t _н	t _к	Δt_1	t _н	t _к	Δt_1										
4	14,4	12,4	2,0	13,8	10,6	3,2	10,8	9,0	1,8	III	+0,46	16,6	1,22	8,6	4,0	1,4	35	6	
5 ¹	9,0	2,4	6,6	4,6	1,8	2,8	2,9	1,0	1,9	II	3,36	9,4	0,46	4,45	1,2	1,1	30	15	
8	11,7	8,2	3,5	11,4	7,9	3,5	8,2	3,5	4,7	I	0,23	17,8	0,23	2,45	0,8	1,8	40	37	
9	8,0	4,1	3,9	7,6	2,7	4,9	3,4	-3,1	6,5	I	0,31	23,2	1,03	32,2	0,7	1,4	35	32	
13	13,5	10,7	2,8	13,7	9,4	4,3	9,8	4,0	5,8	I	-0,15	21,5	1,0	30,0	1,5	1,4	35	15	
15	17,6	11,0	6,6	14,6	9,4	5,2	12,8	7,8	5,0	II	2,30	10,0	1,22	8,9	1,0	1,1	30	18	
17	9,6	9,2	0,4	9,4	8,6	0,8	7,3	6,0	1,3	I	0,15	11,6	0,46	14,4	3,5	1,4	35	7	

1 Местная циркуляция.

Таблица 5

Характеристика условий охлаждения воздуха (в относительных величинах)
при стоке по склону для разных групп в отдельные даты июня 1955 г.

Высота, см	Группа I				Группа II			Группа III
	8		9	13	5		15	
	17							4
150	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
20	1,0	1,25	1,53	2,00	0,42	0,78	1,60	
2	1,34	1,66	2,06	3,25	0,29	0,75	0,91	
Интенсивность охлаждения на 1,5 м Δt°/мин.	0,19	0,11	0,19	0,06	0,44	0,36	0,32	

Очевидно, наиболее интенсивно процесс охлаждения воздуха идет при скорости стока около 1,5 м/сек., уменьшаясь как с ослаблением, так и с возрастанием скорости стока от указанного диапазона. Ввиду того, что скорости потока на уровнях 20 и 2 см не определены, подсчитать интенсивность охлаждения на этих высотах не удалось, но примерно можно считать ее несколько большей, чем на высоте 1,5 м, и на 20 см равной около $0,15-0,2^\circ/\text{мин.}$

Интенсивность охлаждения при типах II и III будет максимальной не у поверхности почвы, а на высотах 0,2 или 1,5 м и составит величину около $0,35^\circ/\text{мин.}$, т. е. почти в 4 раза большую, чем при типе I.

Если нормально процесс охлаждения воздуха идет снизу вверх, то при типах II и III он направлен сверху вниз. Объяснить происхождение типов II и III можно, очевидно, или наличием адвекции холодного воздуха со стороны или тем, что сток холодного воздуха идет в некоторых случаях не параллельно поверхности почвы, а постепенно удаляясь от нее. Стекающий воздух, являясь более теплым, как бы скользит над более холодным воздухом, лежащим у самой поверхности почвы.

Как видно, наибольшие контрасты температур склон—низина, т. е. в начальной и конечной точках, на всех трех уровнях в периоды со скоростями ветра от 0,7 и до 1,5 м/сек., при росте скорости ветра до 3,5—4 м/сек., величины Δt_1 резко уменьшались. С ростом скорости ветра, как известно, возрастает и интенсивность вертикального турбулентного обмена, что ведет к уменьшению термических контрастов по горизонтали.

Время стока воздуха на уровне около 1 м в зависимости от скорости ветра менялось от 6 и до 37 минут, причем при $\tau = 15$ минутам $5/\text{VI}$ на высоте 2 см $\Delta t_1 = 1^\circ,9$, а $13/\text{VI}$ $\Delta t_1 = 5^\circ,8$.

Разности высот точек невелики, поэтому они не могут непосредственно заметным образом сказаться на термическом режиме. Максимально возможное нагревание при адиабатическом опускании составило бы величину $0,3-0^\circ,4$, что, конечно, почти на порядок меньше наблюдаемых понижений температуры при стоке. Величины вертикальных температурных градиентов γ_1 в слое 20—150 см как в начальной, так и в конечной точках значительно меньше γ_2 в слое 2—20 см, причем при типе I величины γ в низине на всех уровнях до 1,5 м значительно больше, чем на склоне, при типах II и III γ_2 в низине меньше, на склоне больше.

Очевидно, при типе I пленка холодного воздуха располагается на склоне в очень тонком слое порядка 1,5 м. При типах II и III эта пленка более растянута на высоте, что можно объяснить только процессами адвекции относительно холодного воздуха по высоте.

Приведем краткие ориентировочные выводы по исследованию условий стока холодного воздуха по склону в низины в ночные часы:

1. В летний период благоприятные условия для хорошо развитого стока холодного воздуха вниз по склону будут при антициклональной погоде с малыми горизонтальными градиентами давления, а следовательно, при слабых скоростях ветра общей циркуляции.

2. В районах, подобных исследуемому, на склонах, ориентированных на юго-запад и юг, устойчивый сток холодного воздуха начинается внизу склона за 40—50 минут до захода солнца и постепенно распространяется вверх по склону, охватывая весь склон к заходу солнца. Заканчивается устойчивый сток спустя 20—30 минут после восхода солнца, начиная с низины, и постепенно прекращается на верхних участках склона.

3. Сток воздуха ночью обычно направлен или перпендикулярно горизонталям или под некоторым углом к ним и очень часто в районы с минимальными температурами воздуха.

4. На уровне 0,5—1,0 м от поверхности почвы средняя скорость стока составляет около 1,5—1,8 м/сек., с колебаниями от 0,3 и до 3,5 м/сек. На склонах в ночные часы длительный штиль наблюдается редко. В замкнутой низине скорость стока должна уменьшаться до 0 м/сек. Вертикальная скорость стока составляет 8—15 см/сек., с колебаниями от 0 и до —30, —35 см/сек.

5. Интенсивность охлаждения воздуха при стоке на высоте 1—1,5 м от почвы составляет в среднем около $0,1^{\circ}$ /мин. пути. Максимальная интенсивность будет при скорости стока 1,5 м/сек., с ростом и ослаблением скорости ветра от 1,5 м/сек. интенсивность охлаждения уменьшается. Очевидно, наиболее благоприятные условия для слабого турбулентного перемешивания воздуха в слое, прилегающем к поверхности почвы, ночью будут при скоростях ветра около 1,5 м/сек. При скоростях ветра 3,5—4 м/сек. и больше турбулентное перемешивание становится настолько значительным, что термические контрасты склон—низина почти полностью исчезают.

6. Можно выделить три группы случаев с распределением понижений температуры воздуха при стоке в низины в слое 2—150 см.

а) Случаи, относящиеся к нормальному процессу, с максимальным понижением температуры воздуха при стоке по склону у земной поверхности и постепенным уменьшением с высотой. Здесь охлаждение передается от почвы вверх за счет турбулентного теплообмена.

б) Случаи с аномальным процессом, когда максимальное понижение температуры воздуха при опускании по склону будет на высоте 1,5 м, а не у земной поверхности.

в) Как частный случай аномального процесса, когда максимальное понижение температуры воздуха будет на высоте 20 см, а не у поверхности почвы или не на высоте 1,5 м.

Случаи с аномальным процессом охлаждения при стоке по склону можно объяснить или адвекцией холодного воздуха со стороны, в частности из атмосферы к склону, или тем, что опускающийся воздух по склону, как более теплый, частично перемещается не параллельно земной поверхности, а над более холодным. Скорость стока воздуха у самой почвы благодаря трению сильно уменьшается, и воздух, опускающийся вниз, может смещаться по верху холодного.

На основании приведенных фактических данных по строению ночной инверсии и стоку холодного воздуха по склону можно предполагать, что основным процессом в формировании мощных ночных инверсий над пониженными частями рельефа является все же радиационное излучение, а сток холодного воздуха будет вторичным фактором.

Уже к моменту захода солнца, когда сток еще развит слабо, над низинами образуются инверсии с величиной Δt , равной $10—12^{\circ}$, и мощностью 50—70 м. Очевидно, благодаря слабым скоростям ветра и малой влажности над низиной под действием в первую очередь процессов радиационного излучения создаются большие понижения температуры воздуха, которые несколько усиливаются стоком. Сток холодного воздуха наиболее интенсивно развит в течение ночи, причем опускающийся по склону воздух будет все же более теплым, чем воздух у поверхности почвы в низине, и он должен располагаться сверху холодного, это вызовет только рост величины и мощности инверсии над низиной, но не понижение температуры воздуха у почвы в низине.

Восходящие потоки над пологими склонами

Для общей характеристики ветрового режима в июне 1955 г. приведем рис. 10 с профилем скорости ветра в дневные и ночные часы для нескольких характерных по типу погоды дней. Профиль скорости ветра в дневные часы указывает на наличие весьма значительной термической неустойчивости с интенсивным турбулентным обменом, выравнивающим скорости ветра почти до 0,5 км. Ночью в слое инверсии наблюдается быстрый рост скорости ветра с максимумом скорости, очевидно, на верхней границе инверсии, выше инверсионного слоя всегда отмечалось резкое уменьшение скорости ветра, что имеет место и над пологим склоном. Направление ветра днем имело правый поворот, ночью или мало менялось или имело слабый левый поворот. В общем, никаких особенностей в суточном ходе скорости и направления ветра в рассматриваемом районе не имелось.

Исследование вертикальных потоков над пологими склонами проводилось Коханским [5]. По данным Коханского, зона значительных восходящих потоков простиралась выше гребня холма и была наклонена в соответствии со склоном. Величины восходящих потоков росли с высотой, достигая максимума в 1,5—2 м/сек. в полуденные часы на уровнях 400—500 м над склоном. Позади склона

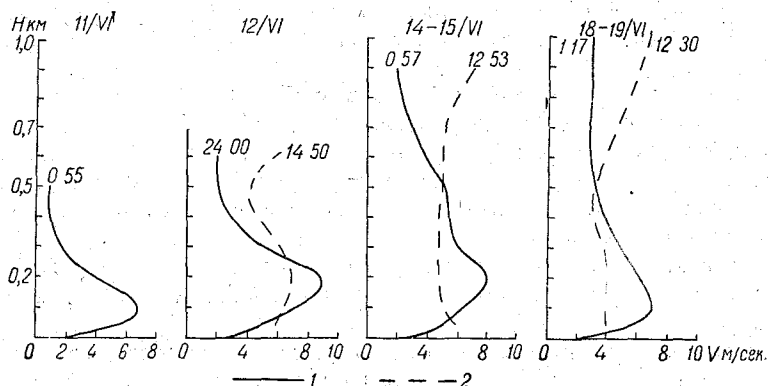


Рис. 10. Профиль скорости ветра над склоном.

— ночь, --- день.

наблюдалось нисходящее движение воздуха, но в очень ограниченной зоне, с величинами $w = -0,5$ м/сек.

По наблюдениям за уравновешенными шарами получены некоторые характеристики вертикальных движений воздуха над пологими склонами в слое до 200—300 м.

На рис. 11 дана схема распределения вертикальных скоростей w над склоном при ветрах 2—4 м/сек., направленных вверх по склону. В утренние часы ясного

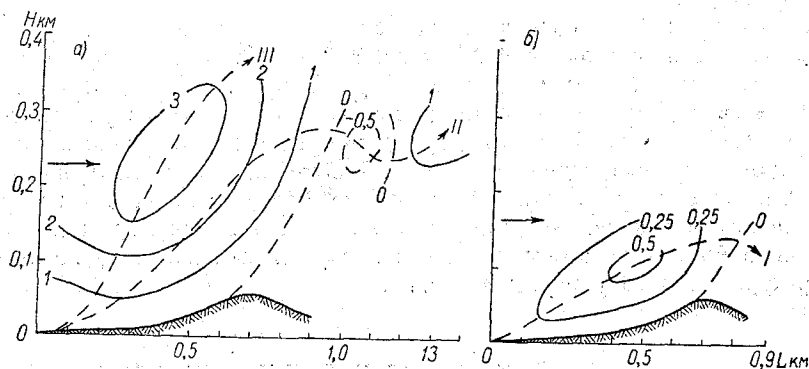


Рис. 11. Вертикальные скорости воздуха (в м/сек.) над пологим склоном.

а — день 6/VI, $v = 3 \div 4$ м/сек.; б — утро 5/VI, $v = 2 \div 4$ м/сек. Траектории шара: I — 5 ч. 25 м., II — 9 ч. 50 м., III — 13 ч. 25 м.; стрелки показывают направление ветра.

дня через 1,5 часа после восхода солнца максимальные величины w могут достигать до 0,5 м/сек. на высоте 100 м, ближе к поверхности почвы отмечалось уменьшение w до 0,25 м/сек., на обратной стороне склона наблюдались нисходящие потоки.

В дневные часы при отсутствии облаков и наличии значительной термической неустойчивости величины восходящих потоков на наветренной стороне склона (6/VI) в зоне 0,2—0,3 км доходили до 3 м/сек., а с высоты 60—70 м от поверхности склона величины $w = 1$ м/сек.

На наветренной стороне склона наблюдались небольшие нисходящие движения воздуха с $w \approx 0,5$ м/сек. типа воздушной волны с высотой 15 м и длиной 50 м.

На рис. 12 показан пример развития вертикальных движений при стоке воздуха по склону ночью и через 1 и 5 часов после восхода солнца при том же направлении потока. Как видно, перед восходом солнца на всем пути преобладают слабые нисходящие потоки, вызванные стоком холодного воздуха по склону, с величинами w от 0 до 30 см/сек. и отдельными колебаниями от 5 и до -40 см/сек. Через час после восхода солнца наряду с нисходящими потоками в атмосфере начинали развиваться и восходящие потоки с величинами w от -50 до 40 см/сек. три средних значения $w = \pm 25 \div 30$ см/сек. К 9 часам утра над склоном уже преобладали восходящие потоки с w , доходившими до 1,5 м/сек., и нисходящие потоки с w — до $-0,8$ м/сек. Таким образом, если ночью в антициклональных

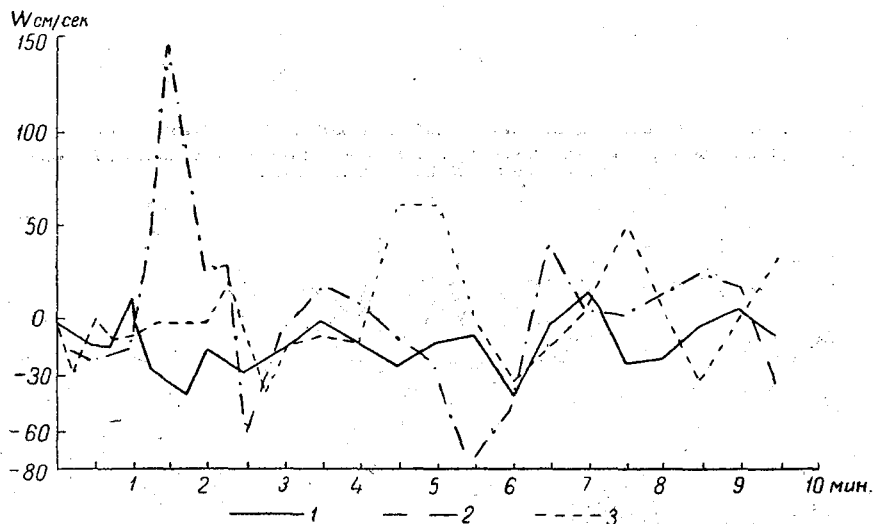


Рис. 12. Пример распределения вертикальных скоростей w в утренние часы 11/VI 1955 г.

$v = 2 \div 3$ м/сек., 1 — 3 ч. 50 м., 2 — 4 ч. 45 м., 3 — 9 ч. 05 м.

условиях над пологим склоном в основном наблюдались нисходящие потоки воздуха, то почти сразу после восхода солнца начинают развиваться восходящие конвективные потоки, нарушающие сток.

На рис. 13 приведены средние значения скорости вертикальных потоков w см/сек. для нисходящих и восходящих движений, а также вертикальная составляющая пути подъема и опускания потоков L м. Для восходящих потоков величина L будет характеризовать высоты подъема конвективных струй над пологим склоном. Ход величины w и L в дневные часы в общем близок к суточному ходу этих величин над другими подстилающими поверхностями в летний период, приведенными в работе автора [10]. Над пологими склонами в среднем максимальные значения $w = 0,9$ м/сек. и $L = 125$ м отмечены в полуденные часы. При нисходящих потоках эти величины имеют тот же ход, но абсолютные их значения меньше. Таким образом, днем при развитой конвекции в атмосфере восходящие потоки являются более мощными, т. е. с большими значениями w и L по сравнению с нисходящими потоками. Если принять величину L на рис. 13 как среднюю границу, до которой распространяется на первом ярусе перенос тепловой энергии от подстилающей поверхности конвективными потоками, то для пологих склонов он в общем невелик и составляет в полуденные часы в среднем около 125 м.

Характерной особенностью вертикальных движений в ночные часы над пологими склонами является преобладание нисходящих потоков над восходящими при относительно небольших их значениях.

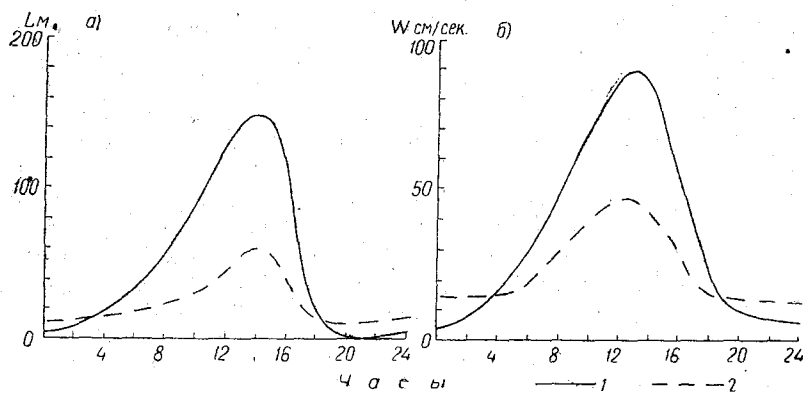


Рис. 13. Суточный ход вертикальных потоков над пологим склоном. а — вертикальная составляющая пути потока воздуха (вихря); б — скорость потока, 1 — восходящие потоки, 2 — нисходящие потоки.

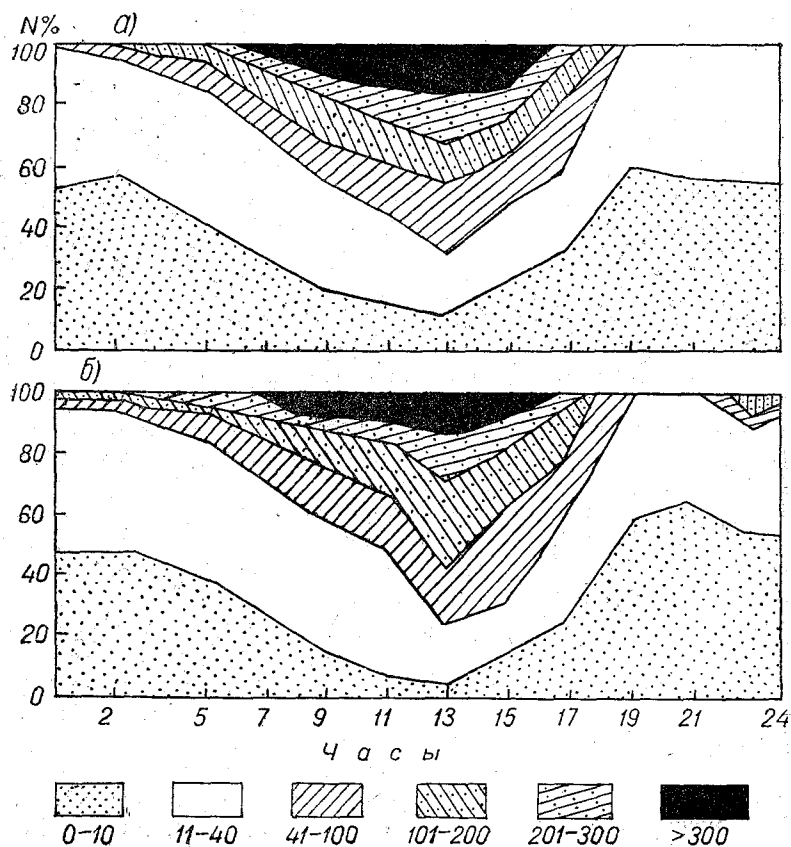


Рис. 14. Повторяемость величин: а) w см/сек. и б) L^* м над пологим склоном.

На рис. 14 приведена суточная повторяемость средних величин w и L в слое от 0 до 100 м ночью и от 0 до 300 м днем. Небольшие величины w от 0 и до 40 см/сек. и L от 0 и до 40 м являлись преобладающими ночью с повторяемостью их от 95 и до 100% и уменьшались в полуденные часы, хотя и в этот период суток их повторяемость составляла 35—40%. Таким образом, даже в полуденные часы в атмосфере над пологими склонами почти третья часть всех конвективных потоков имеет сравнительно небольшие вертикальные скорости и распространяется на небольшую высоту. Повторяемость значительных величин $w > 2$ м/сек. и $L > 200$ м составляла в полуденные часы до 20—25%, что указывало на значительную термическую неустойчивость атмосферы в рассматриваемый период над пологими склонами.

Приведенные сведения не являются исчерпывающими для детальной характеристики вертикальных движений в ночные и дневные часы над пологими склонами, но общую картину их распределения в летний период при антициклональных условиях они все же дают, а это и было задачей экспедиционных исследований.

Местные ветры пологих склонов

Над пересеченной местностью типа пологих склонов с разностью высот точек не более 200—300 м при благоприятных условиях могут наблюдаться местные ветры. Такими благоприятными условиями для развития местных ветров в летнее время является наличие антициклонального типа погоды со слабыми градиентными ветрами, при которой в ночное время создаются значительные термические контрасты по склону. В дневные же часы под влиянием турбулентного теплообмена термические различия в мелкосопочном рельефе почти полностью исчезают. Местные ночные ветры, как указывает С. А. Сапожникова [10], наблюдаются над склонами возвышенностей с уклонами более 3°, причем ночной ветер начинается не с верхней части склона, а на некотором расстоянии от него. Высота местного ветра является пока еще неизвестной функцией разности высот местности и может, очевидно, колебаться в значительных пределах. Верхняя часть этой циркуляции носит восходящий характер и следует только по той части склона, которая возвышается над холодными массами, вертикальная составляющая верхнего потока в общем незначительна, и восходящие потоки в ночные часы происходят главным образом от напора холодных воздушных масс.

По Коханскому [5], высота местной циркуляции склон—низина иногда может доходить до 400 м; по его же данным, вертикальные скорости вытесненного воздуха достигали 0,6—0,7 м/сек.

Для иллюстрации термического режима по склону холма в рассматриваемом районе дадим в виде примера распределение температуры и относительной влажности воздуха за один день (табл. 6).

Таблица 6

Распределение метеорологических элементов по склону холма за 18—19/VI 1955 г.

Высота (в м) над низиной	Рельеф	15 часов				3 часа			
		t°	r°/о	ветер		t°	r°/о	ветер	
				d	v м/сек.			d	v м/сек.
2	низина	26,2	15	ЮЗ	1,5	4,1	77	ЮЗ	0,5
15	склон	25,9	12	ЗЮЗ	2,6	7,6	46	СЗ	0,9
50	"	26,0	12	штиль		16,4	30	штиль	
110	вершина	24,2	19	В	1,5	18,2	21	СЗ	1,5
Облачность		0/0				2/0 С1			

Таким образом, только в ночное время и рано утром создаются значительные температурные контрасты по склону холма. Такое распределение температур по склону создает, как видно из табл. 3 данной статьи, и большие горизонтальные

градиенты температуры в атмосфере и на склонах. Благодаря этим условиям здесь могут развиваться местные циркуляции типа горного ветра. Поскольку к верхнему уровню холма величина $\frac{dt}{dx}$ быстро уменьшается, данная циркуляция может начинаться несколько ниже вершины холма.

Кроме того, над самой низиной образуется слой холодного воздуха, в котором вертикальные движения ослаблены. Поэтому схема ночной циркуляции по склону будет иметь вид рис. 15.

Циркуляция должна развиваться по склону в пределах примерно несколько ниже вершины холма с высотой H_x и до уровня $0,2-0,25 H_x$. В слое от низины и до $0,20-0,25 H_x$ ночью в исследуемом районе наблюдалась пленка холодного воздуха с повышенной термической устойчивостью, и в этом слое вряд ли могли иметь место вертикальные смещения. Опускающийся воздух по склону должен располагаться сверху слоя холодного воздуха. На высоте холма изотермы атмосфера—склон располагаются, согласно рис. 3 и 4, почти горизонтально, величины $\frac{dt}{dx}$ были близкими к нулю и здесь должна заканчиваться склоновая циркуляция,

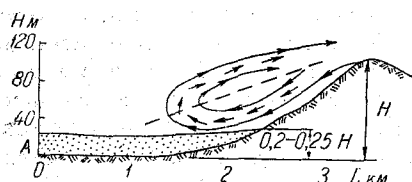


Рис. 15. Схема ночной циркуляции над пологим склоном.

А — пленка холодного воздуха, стрелками показана траектория уравновешенного шара в 22 ч. 30 м. 10/VII 1956 г.

причем, возможно, замкнутой циркуляции и не будет наблюдаться.

Примененный метод уравновешенных шаров-пилотов не позволил выявить строение указанной на схеме рис. 15 местной склоновой циркуляции, так как шары обычно не попадали в верхнюю ветвь этой циркуляции.

Был отмечен только один случай попадания шара в слой склоновой циркуляции. Шар был выпущен И. А. Гольцберг в 22,5 часа 10/VII 1956 г. на склоне холма. К сожалению, за шаром не велось наблюдений в теодолит, и поэтому численных характеристик высоты, скорости и направления ветра не было получено. Сразу после выпуска уравновешенный шар пошел вниз по склону, опустившись примерно до $\frac{1}{3}$ высоты холма; далее шар поднялся на 30—40 м и прошел в обратном направлении на этой высоте почти над точкой выпуска. Схема движения этого шара приведена на рис. 15 в виде пунктирной линии со стрелками.

В ночное время, хотя и непродолжительная, местная циркуляция может также создаваться при опускании холодного воздуха в виде пульсаций (см. рис. 9).

Другой вид местной циркуляции над пологим склоном отмечен в утренние часы. В это время, при наличии еще значительных температурных контрастов по склону и стока холодного воздуха, на освещенных восходящим солнцем участках почвы начинался ее прогрев и подъем нагретого от почвы воздуха с перемещением его сверху холодного.

На рис. 6 за 5/VI приведены проекции на горизонтальную плоскость траекторий движения шара за четыре срока. Перед восходом солнца в 3 ч. 37 м. никаких местных циркуляций не наблюдалось и шар смещался по склону вместе с потоком воздуха. Через 15 минут после восхода солнца на обращенном на юго-запад склоне начался прогрев дальних участков склона, освещенных в это время уже лучами восходящего солнца. Шар, спустившись вниз по склону, в теневой его части, по достижении освещенного лучами солнца участка через некоторое время начинал подъем и движение в противоположном стоку холодного воздуха направлении, т. е. на склон. По мере поднятия солнца над горизонтом освещалась все большая часть склона и конец стока воздуха по склону постепенно смещался к вершине холма.

Через 1 час после восхода солнца сток воздуха по склону доходил только до середины склона и дальше начиналось движение воздуха на высоте в обратную

сторону, т. е. на склон. В 5 ч. 30 м. сток воздуха по склону был уже отмечен на небольшом участке склона с обратным потоком воздуха поверху.

На рис. 16 приведено вертикальное строение местной циркуляции по пологому склону за те же сроки 5/VI. Ночью перед восходом солнца наблюдался сток холодного воздуха по всему склону при скоростях ветра 0,7—1,7 м/сек. и со скоростями опускания 7—17 см/сек. Через 15 минут после восхода солнца заре-

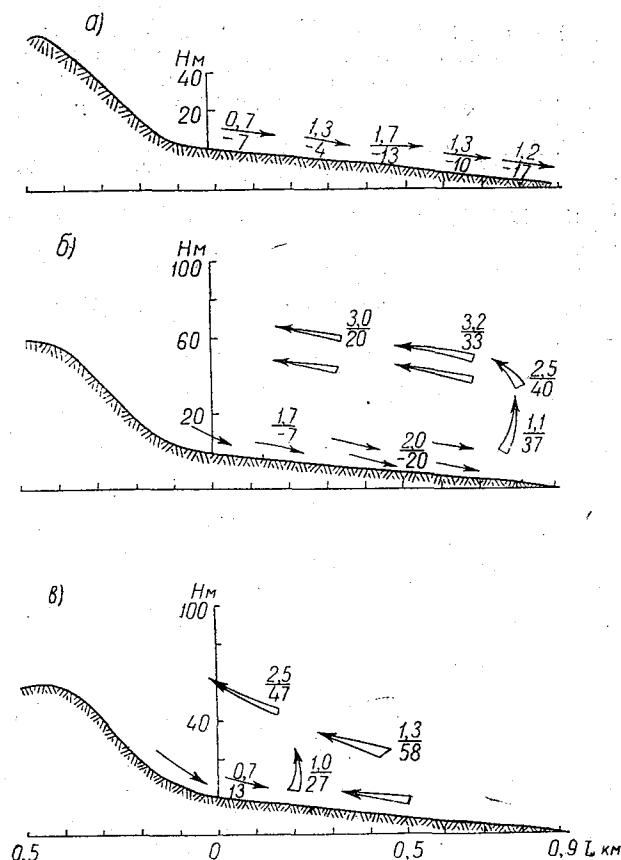


Рис. 16. Местная циркуляция по склону утром 5/VI 1955 г. дер. Цуриковка.

Пункт наблюдений „склон“, а — 3 ч. 40 м., б — 4 ч. 10 м., г — 4 ч. 30 м.

гистрировано образование местной циркуляции в слое 60—80 м с величинами скорости ветра 3—3,2 м/сек. и восходящими потоками 20—33 см/сек., в верхней части потока направленными на склон.

Восходящее движение с переходом от нижнего потока к верхнему началось на освещенной лучами солнца пашне при $v = 1,1—1,5$ м/сек. и $w = 37—40$ см/сек. Эта циркуляция существовала свыше 0,5 часа и закончилась после 4 ч. 30 м., когда прекратился сток воздуха с вершины холма. В этот срок величины восходящих потоков на склоне достигали $w \approx 60$ см/сек. Замкнутой циркуляции проследить не удалось.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Метод уравновешенных шаров-пилотов и шаров с замедленной скоростью подъема. Тр. ГГО, вып. 51 (113). 1955.
2. Сапожникова С. А. Изменение скорости ветра с высотой в нижнем слое воздуха. Тр. НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 33. 1946.

3. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними. Тр. ГГО, вып. 17 (79). 1949.
 4. Гольцберг И. А. О влажности воздуха и испарении среды ползающих насекомых. Тр. ГГО, вып. 29 (91). 1952.
 5. Kochanski A. Influence du relief sur les conditions du Vol a voile a Bezmehowa. Institut de Geophysique et de Meteorologie de L'universite de Lwow. V. 8, № 93—109. Lwow. 1936.
 6. Воронцов П. А. Аэрологические исследования приземных инверсий. Тр. ГГО, вып. 63 (125). 1956.
 7. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеиздат 1951, стр. 381.
 8. Воронцов П. А., Шелковников М. С. Опыт аэрологического исследования нижнего слоя атмосферы в долине Азау. Тр. ГГО, вып. 63 (125). 1956.
 9. Воронцов П. А. О конвективных движениях в приземном слое атмосферы. Тр. ГГО, вып. 54 (116). 1955.
 10. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат. 1951.
 11. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Гидрометеиздат. 1955.
 12. Berg H. Kleinmeteorologische Messungen im Hohen Venn. Zeitsehr. f. Meteorologie, H. 7—8. 1951.
 13. Plaetschke J. Zur Bildung der Kälteseen in Tälern und Mulden. Z. f. Meteorol., № 11. 1953.
 14. Aichele H. Kaltluftpulsationen. Meteorol. Rundschau, № 3/4. 1953.
-

О БРИЗАХ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Ладожское озеро самое большое в Европе. Берега его южной части — низменные, заболоченные, местами песчаные; северные берега — крутые, скалистые и изрезанные, покрытые лесами. В северной половине озера наблюдаются весьма значительные, до 260 м глубины, с низкими температурами воды, даже в летнее время обычно не поднимающимися выше 10° ; южная часть озера более мелководная, вода здесь летом прогревается до $22-25^{\circ}$. Такие особенности озера создают большие горизонтальные градиенты температур воды северной и южной частей озера. Эти контрасты в температурах воды вызывают и соответствующие термические и другие изменения в массах воздуха при их движении над водной поверхностью. В частности, при благоприятных синоптических условиях над озером должна наблюдаться бризовая циркуляция, вызванная значительными различиями термических состояний водной поверхности и поверхности суши.

О наличии на Ладожском озере интенсивных бризов было высказано предположение еще А. И. Воейковым [1] в 1914 г. Первые кратковременные аэрологические исследования ладожских бризов были проведены А. Х. Хргианом [2]. По А. Х. Хргиану, начало озерного бриза приходилось примерно на 7 часов утра, вторжения бриза с озера сопровождались резкими понижениями температуры воздуха. Вертикальная мощность бриза достигала 0,4—0,8 км. Скорость ветра при бризах имела наибольшие величины на высотах 150—200 м и далее постепенно убывала. Над холодным Ладожским озером днем могла образоваться инверсия с характерной подынверсионной дымкой, в то время как над берегом наблюдались мощные кучевые облака.

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова совместно с Северо-западным управлением гидрометеорологической службы провели летом 1955 г. кратковременные шаропилотные наблюдения в Новой Ладоге, Петрокрепости и Приозерске, расположенных на берегу озера, а также на маяке Сухо, лежащем в южной части озера на расстоянии около 38 км от Новой Ладоги и в 21 км от берега, на юго-запад от маяка. Кроме того, было сделано несколько самолетных зондирований по горизонтали и вертикали над южным участком озера в районе Волхов—Новая Ладога—маяк Сухо, протяженностью около 60 км.

Шаропилотные наблюдения проводились в светлое время суток, сериями, продолжительностью по пяти дней каждая. Всего было проведено четыре серии, но только при двух из них наблюдались благоприятные условия для развития озерных бризов: первая с 28/VII по 1/VIII и вторая с 16 по 20/VIII 1955 г.

Распределение скорости и направления ветра в слое до 2 км за период развития бризов приведено на рис. 1 для Новой Ладоги, рис. 2 — для Приозерска, рис. 3 — для Петрокрепости и рис. 4 — для маяка Сухо.

На рис. 1—4 стрелки указывают направление ветра, причем при северном ветре стрелка направлена вниз и далее изменяется по часовой стрелке. Оперение у основания стрелки дает скорость ветра, большая черта 2 м/сек. и малая 1 м/сек.

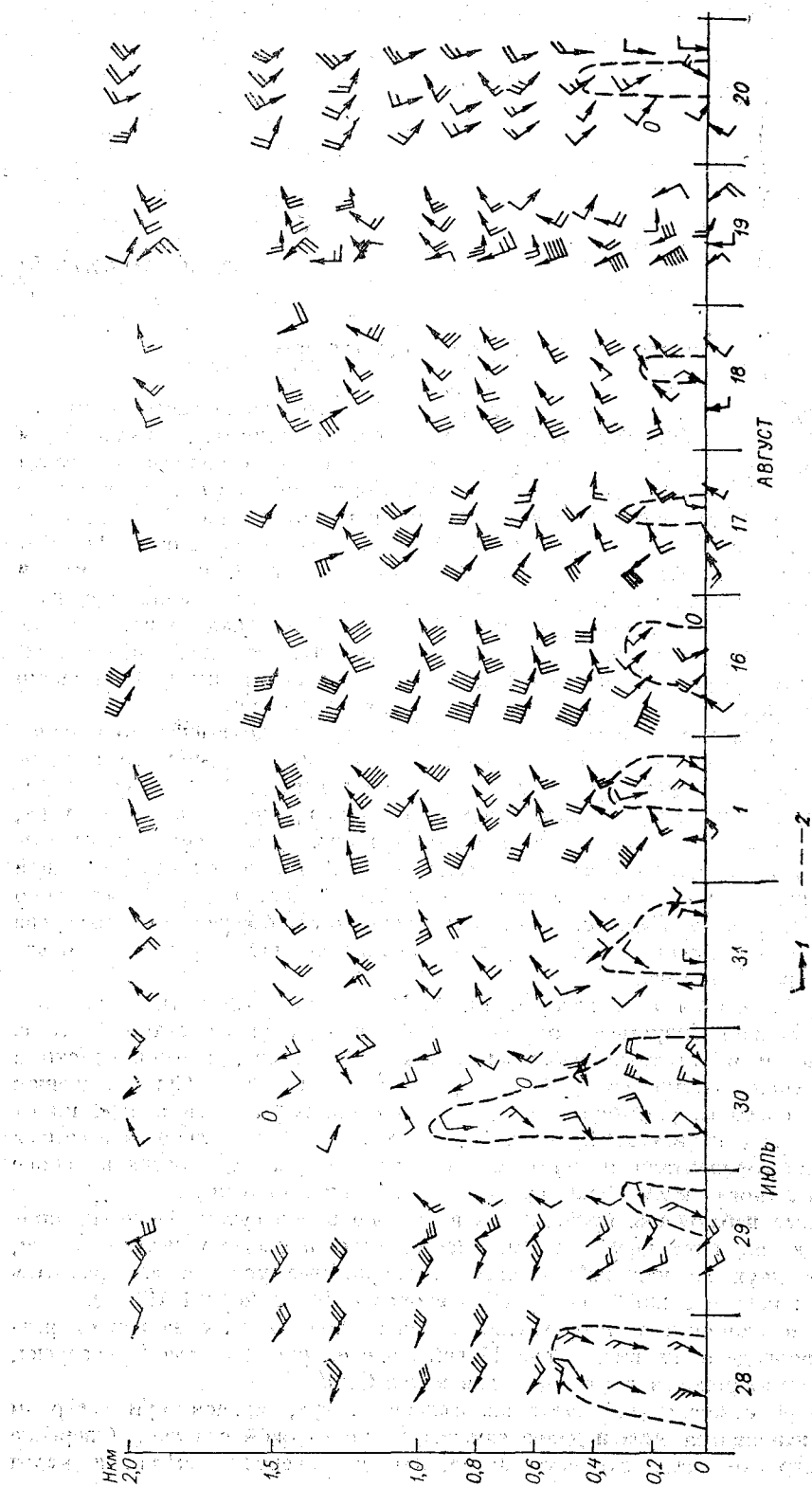


Рис. 1. Ветровой режим над Новой Ладогой.
1 — направление и скорость ветра, 2 — граница озерного бриза.

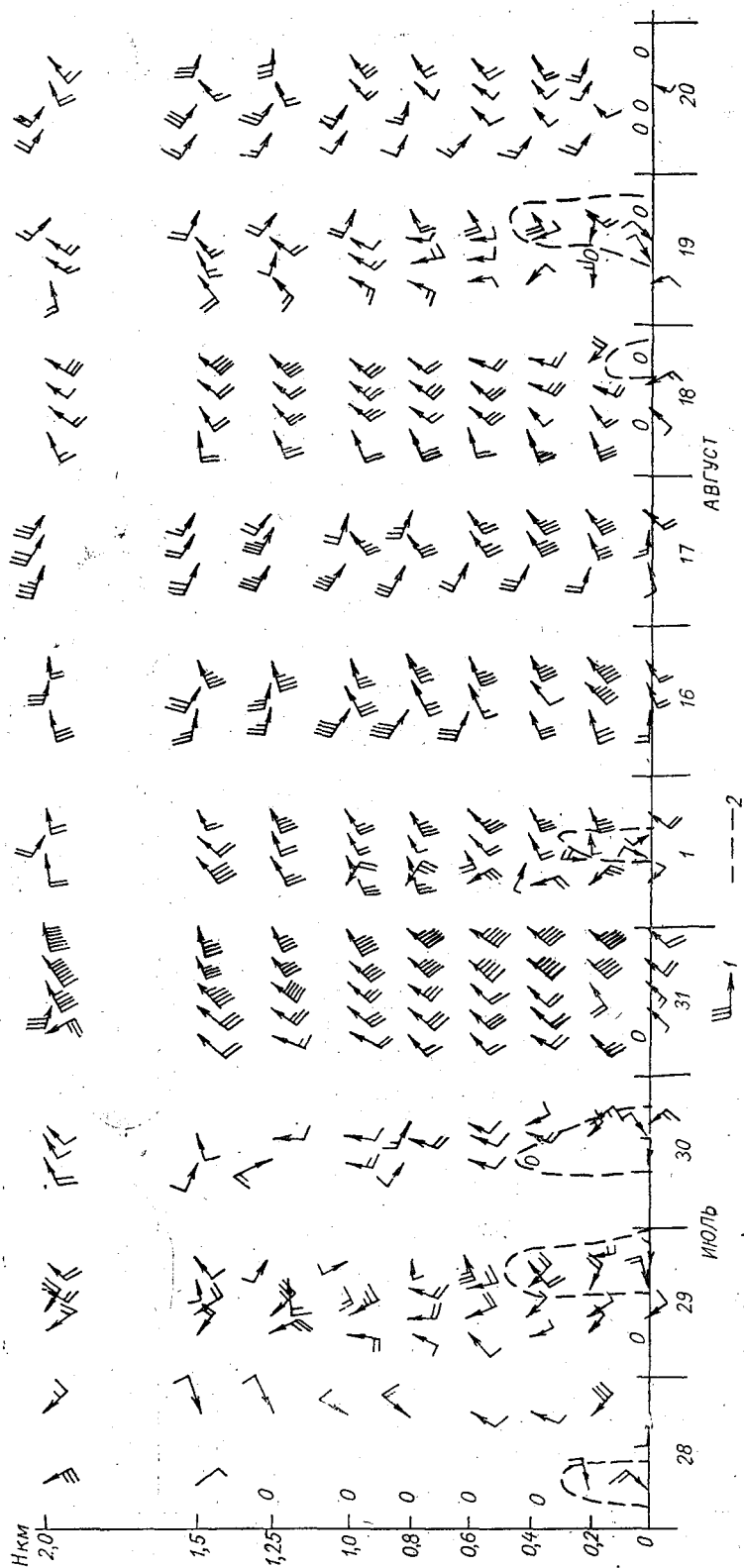


Рис. 2. Ветровой режим над Приозерском.
Усд обозначения см. рис. 1.

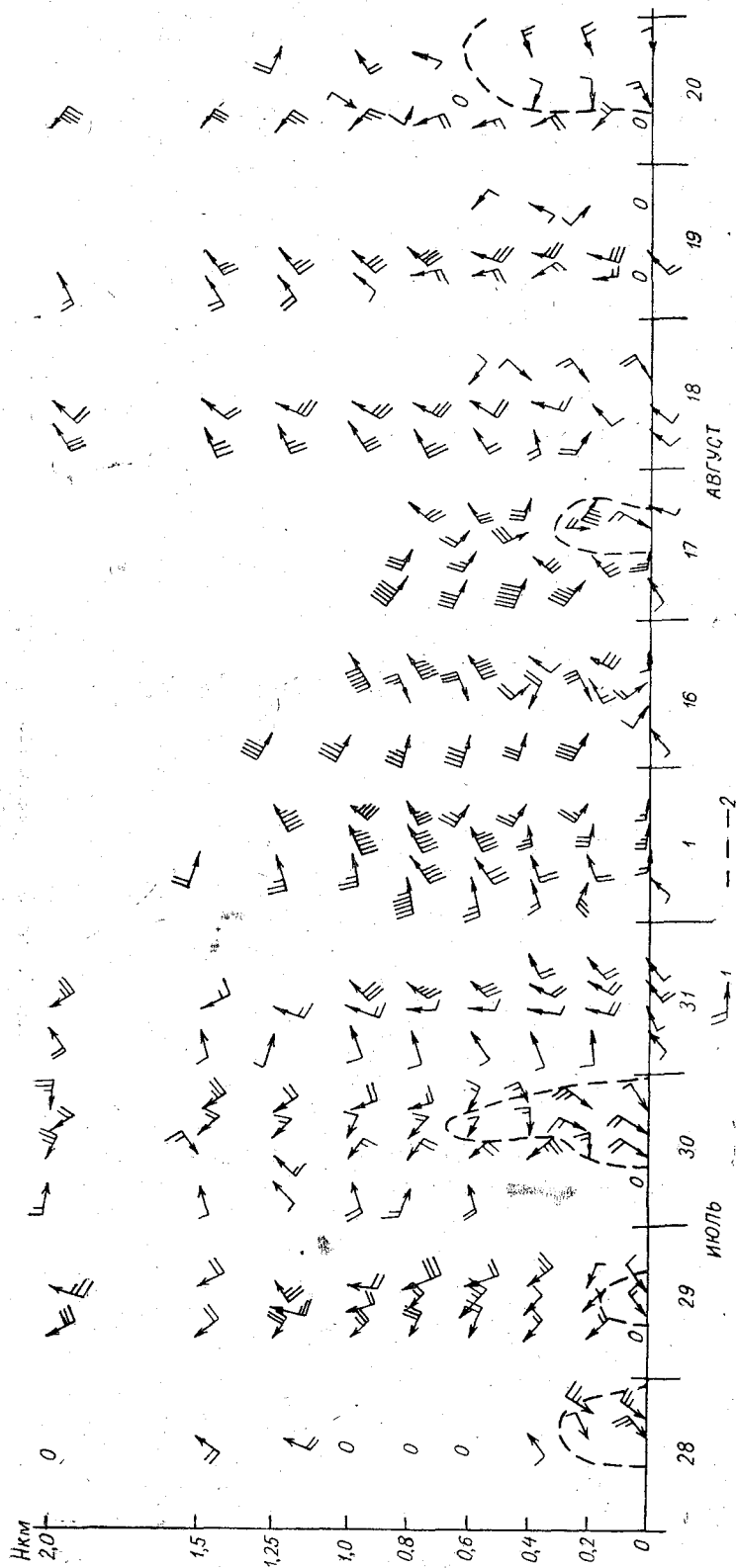


Рис. 3. Ветровой режим над Петрокрепостью.
Усл. обозначения см. рис. 1.

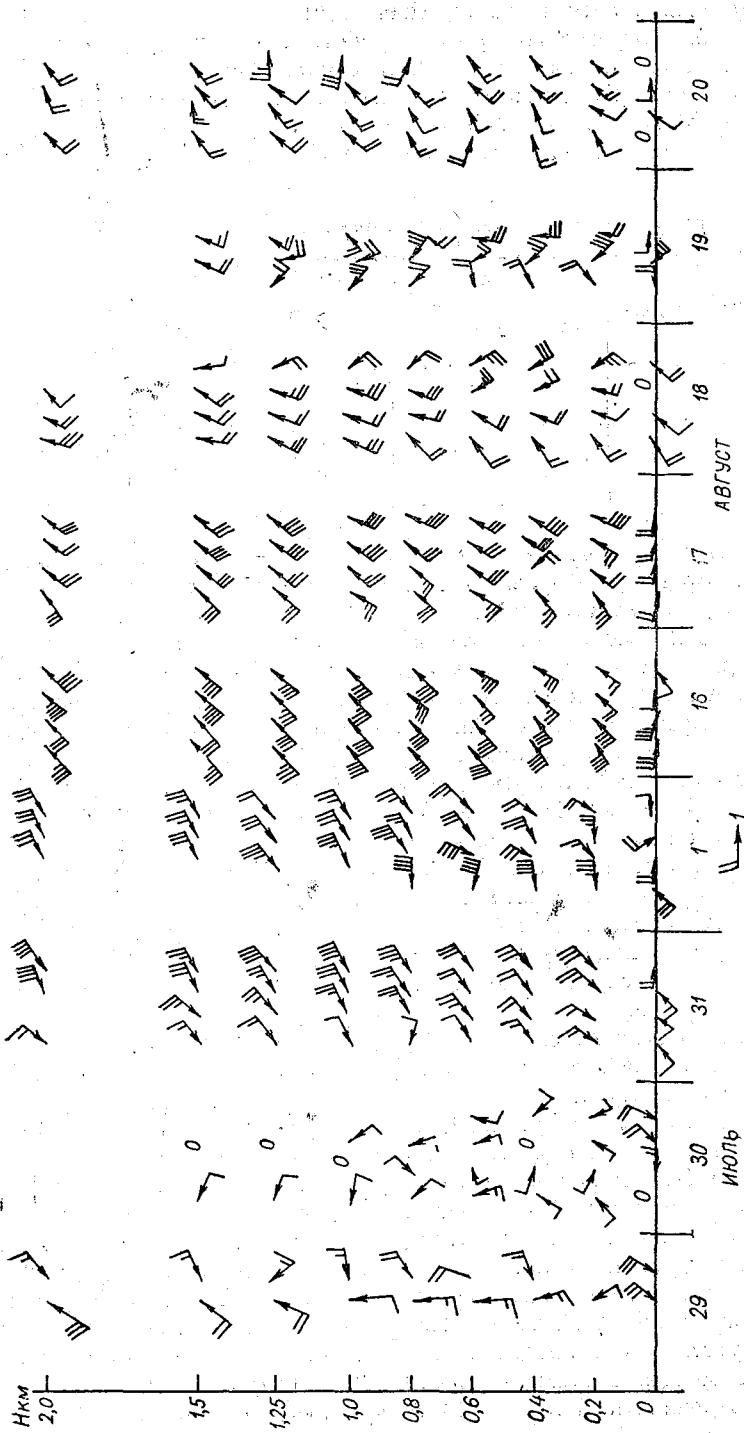


Рис. 4. Ветровой режим над маяком Сухо.
Усл. обозначения см. рис. 1.

Примерное направление озерных бризов для Новой Ладogi и маяка Сухо будет соответствовать северной половине горизонта, для Приозерска — восточной и Петрокрепости — северо-восточной.

Поскольку шаропилотные наблюдения проводились только в светлое время суток, то строение берегового бриза в работе почти не затрагивается. Обычно береговой бриз проявляется в некотором отклонении градиентного ветра в сторону озера и обнаруживается в сравнительно небольшом слое порядка 100—200 м. Только 20/VII в Новой Ладогe береговой бриз можно было выделить как вполне самостоятельное воздушное течение (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика берегового бриза в Новой Ладогe. 20/VII

Высота, м	Ветер		Высота, м	Ветер	
	α°	v м/сек.		α°	v м/сек.
2	191	2	200	Штиль	
50	228	3	300	337	2
100	232	1	400	328	2

Высота берегового бриза была в этот день примерно 200 м, выше начинался поток воздуха обратного направления. Максимум скорости берегового бриза был на уровне 50 м, или на 0,25 *H*_{бр}.

Далее в табл. 2 рассмотрим более подробно строение озерного бриза.

Наличие бризовой циркуляции в отдельные дни определялось по шаропилотным наблюдениям. К бризам относились случаи со сменой направления ветра в нижних слоях атмосферы утром с суши на озеро и днем с озера на сушу. Конец нижней ветви бризовой циркуляции определялся по высоте начала резкого вращения ветра с одновременным уменьшением скорости ветра. Обратный бризовый поток, как видно из рис. 1—3, часто сливался со слоем общей циркуляции и выделить его, как правило, не удавалось.

Поскольку самописцев ветра на станциях не было, то время начала и конца бризового потока с озера достаточно точно можно было установить по записям термографа и гигрографа. Начало озерного бриза обычно совпадало по времени с моментом резкого понижения температуры и роста относительной влажности воздуха, в некоторых случаях наблюдался в это время хорошо заметный перелом в ходе этих элементов.

Конец бриза по записям самописцев был выражен менее четко, но иногда определить его было также возможно по переломам в ходе температуры и относительной влажности воздуха.

Исходя из перечисленных условий, в дополнение к рис. 1—3 установлены даты и время появления озерного бриза и определены некоторые его характеристики.

В табл. 2 приведены сроки начала озерного бриза по наличию хорошо заметных переломов в записях самописцев температуры и относительной влажности, конец бриза был определен ориентировочно, так как часто перелома в ходе записей этих приборов не было. Далее даны величины температуры t° и относительной влажности r перед началом озерного бриза и понижением температуры Δt° и рост относительной влажности $\Delta r\%$ в момент начала озерного бриза.

Ввиду отсутствия самописцев в Петрокрепости определить сроки начала и конца озерных бризов, а также величины Δt° и $\Delta r\%$ не удалось.

Далее по шаропилотным наблюдениям в таблице приведена наибольшая высота озерного бриза $H_{\text{макс}}$ м, величина максимальной скорости озерного бриза $v_{\text{макс}}$ м/сек. и уровень H , на котором она наблюдалась. Кроме того, даны вектор $\frac{dp}{dx}$ горизонтального градиента давления (направление в румбах и его величина в мб/111 км

за 9 и 15 часов) и скорость и направление ветра у земли за 7 и 13 часов. Вектор горизонтального градиента давления вычислен ориентировочно ввиду весьма сложной конфигурации в этот период изобарических поверхностей.

Таблица 2

Некоторые характеристики озерного бриза

Дата	Время, час.		t°	Δt°	$r\%$	$\Delta r\%$	$H_{\text{макс}}$ м	H м	v м/сек.	dp/dx мб/111 км		Направление и скорость ветра у земли, м/сек.	
	начало	конец								9	15	7	13
Новая Ладога													
28/VII	8,7	19,5	18,5	0,0	75	0	500	100	4	С 0,1	С 0,2	0	ССВ 5
29/VII	12,5	18,0	24,5	1,3	45	10	300	50	3	В 0,5	В 0,7	ЮЮВ 3	СВ 1
30/VII	7,0	19,5	20,7	0,0	64	7	900	200	6	0,0	СВ 0,2	ССВ 1	ССВ 4
31/VII	9,3	19,0	24,6	0,8	55	9	330	50	2	ЮЗ 0,4	ЮЗ 0,3	Ю 1	ССВ 2
	12,0		27,7	2,7	44	17							
1/VIII	11,0	19,0	26,7	3,8	57	15	320	100	4	Ю 1,0	Ю 0,5	Ю 1	С 1
16/VIII	13,5	19,0	—	—	—	—	250	50	6	ЮЗ 1,0	ЮЗ 0,8	ЗЮЗ 4	З 4
17/VIII	10,5	17,0	24,7	1,2	60	10	200	100	4	Ю 1,0	Ю 0,5	ЮЗ 3	С 1
18/VIII	13,5	18,0	27,0	1,1	42	18	300	50	2	0,0	ЮВ 1,2	Ю 2	ЗЮЗ 2
19/VIII	—	—	—	—	—	грозы	—	—	—	ЮВ 0,5	ЮВ 2,5	ЮЮВ 2	З 5
20/VIII	10,0	19,0	23,3	0,0	70	2	400	50	3	ЮЗ 0,3	ЮЗ 0,2	Ю 1	С 1
Приозерск													
28/VII	10,0	19,0	19,0	0,0	62	6	300	50	3	ЮВ 0,1	ЮВ 0,1	ЮЮВ 1	В 2
29/VII	10,4	19,0	23,5	0,0	52	1	500	100	4	ЮВ 0,6	ЮВ 0,5	0	ВСВ 3
30/VII	10,0	16,0	24,3	1,0	61	4	400	50	3	ЮВ 0,1	ЮВ 0,2	ВСВ 1	ВСВ 1
31/VII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ЮЗ 0,5	ЮЗ 0,5	ЮЮВ 1	ЮЗ 3
1/VIII	10,0	17,0	24,4	0,9	56	0	350	100	3	ЮЗ 0,5	ЮЗ 0,4	З 1	СВ 2
16/VIII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ЮЗ 0,8	Ю 0,8	ЮЗ 1	ЮЗ 3
17/VIII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ЮЗ 0,6	ЮЗ 0,5	З 3	З 2
18/VIII	14,2	18,0	27,3	4,8	37	23	300	100	1	ЮВ 1,5	ЮВ 1,2	ЮЗ 1	ЗСЗ 2
19/VIII	9,1	18,0	23,5	0,1	61	2	500	50	2	ЮВ 0,5	ЮВ 1,5	Ю 1	СВ 2
20/VIII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ЮВ 0,2	ЮВ 0,5	0	0
Петрокрепость													
28/VII							300	50	4	—	—	С	ССВ 5
29/VII							200	50	4	—	—	Ю 3	СВ 1
30/VII							700	50	5	—	—	СВ 1	СВ 4
17/VIII							300	50	6	—	—	ЮЗ 3	С 1
18/VIII							400	50	4	—	—	Ю 2	ЗЮЗ 2
20/VIII							540	100	5	—	—	0	ССВ 4

Время появления озерного бриза могло меняться в больших пределах от 7 и до 14 часов, конец бриза ориентировочно приходился на 18—20 часов. В среднем продолжительность озерного бриза можно было принять в 10—12 часов с 8 и до 18—20 часов.

Из взятых на рассмотрение 10 дней озерный бриз одновременно на всех пунктах — Новая Ладога, Приозерск и Петрокрепость — наблюдался только 4 дня: 28, 29, 30/VII и 18/VIII. На рис. 5 дано в плане распределение скорости и направления ветра за этот период. Во все остальные дни периода озерные бризы наблюдались только в отдельных пунктах.

В Петрокрепости одновременно с Новой Ладогой озерный бриз наблюдался 6 дней, в Приозерске — 5 дней.

Синоптические условия являются одним из основных параметров, определяющих развитие бризовой циркуляции. Поскольку бризовый поток характеризуется

небольшими скоростями ветра, достаточны некоторые усиления градиентных ветров чтобы бриз прекратился. В течение рассматриваемых 10 дней развитие озерного бриза наблюдалось в условиях антициклональной погоды чаще на северной или северо-западной периферии антициклона с наличием слабой и переменной по направлению общей циркуляции в нижнем слое атмосферы.

Барическая обстановка в дни с наличием бризов по всему озеру, приведенная на рис. 5, характеризовалась или расположением центра антициклона над озером 28/VII и отчасти 29/VII или в центре гребня антициклона. В остальных шести днях когда бриз наблюдался только в отдельных пунктах Ладожского озера, над ним находилась северная периферия антициклона, или отрог высокого давления.

Приведем краткие сведения об особенностях бризовой циркуляции, установленные рядом авторов.

Существуют два типа морской бризовой циркуляции, впервые выделенные Кошмидером [3]: одна с постепенным развитием морского бризового потока в ранние утренние часы и вторая, рассматривающая бриз, как вторжение холодного воздуха, подобное холодному фронту в миниатюре. По первой схеме бриз должен

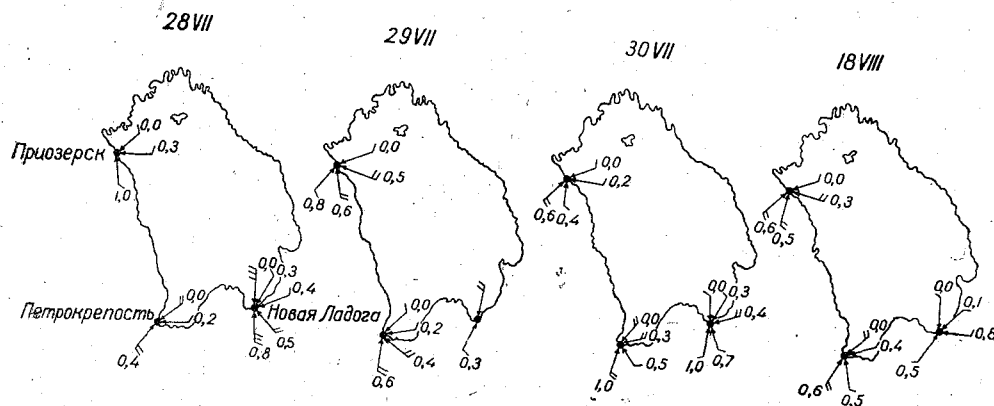


Рис. 5. Дневной бриз на Ладожском озере.

возникать рано утром, постепенно, когда контрасты температур воздуха над сушей и морем не достигли заметных величин. Этот бриз образуется обычно при наличии ядра высокого давления, высота бриза, по Кошмидеру, не более 200 м.

Бриз фронтального типа формируется над морем, перемещение его на берег происходит около полудня при достаточном прогреве воздуха над сушей и сопровождается скачком в ходе ветра, температуры и влажности воздуха и других элементов. Высота этого типа бриза составляет 500—700 м. В некоторых случаях уменьшение градиентного ветра вызовет нарушение равновесия на фронте морского бриза и он может начать смещение раньше полудня.

Судя по табл. 2, большая часть рассматриваемых озерных бризов в Новой Ладоге сопровождалась скачком в ходе температуры и влажности воздуха и только изредка отмечались бризовые потоки без заметного скачка в ходе этих элементов. В Приозерске уже примерно половина всех случаев с вторжением морского бриза не сопровождалась резкими изменениями величин температуры и влажности воздуха, но это возможно объяснить удаленностью станции от берега озера.

Для Новой Ладоги на рис. 6 приведена зависимость между максимальной высотой озерного бриза и временем его начала. Как видно, эта зависимость проявляется весьма четко: чем раньше начинается озерный бриз, тем больше его высота. Озерные бризы, начинающиеся после 12 часов, как правило, на Ладоге не отличаются большой высотой. Эти выводы противоречат положению Кошмидера, возможно, из-за малого числа случаев, рассмотренных автором.

В трех рассмотренных пунктах чаще всего озерный бриз наблюдался в Новой Ладоге — 9 дней, в Петрокрепости и Приозерске за тот же период было всего 6 дней с бризами.

В Новой Ладоге озерный бриз имел высоту в среднем 380 м с колебаниями от 200 и до 900 м, в Приозерске и Петрокрепости высота озерного бриза была в среднем за те же дни примерно 400 м с колебаниями в отдельные дни от 200 и до 700 м. Уровень максимальной скорости ветра во всех пунктах находился в слое 50—100 м, величина скорости ветра была в пределах 2—6 м/сек., в среднем высота максимальной скорости озерного бриза в Новой Ладоге составляла 90 м и скорость ветра 3,8 м/сек., в Приозерске 75 м и 2,7 м/сек. и в Петрокрепости 60 м и 4,6 м/сек. Слой с максимальной скоростью находился примерно на $\frac{1}{5} - \frac{1}{6}$ всего слоя бризового потока.

Бризы на Ладожском озере, так же как и в других районах, имели относительно слабые скорости ветра.

По исследованиям автора, высота озерного бриза от 200 и до 900 м получилась в общем близкой к данным А. Х. Хргиана — от 400 и до 800 м.

Но, по данным автора, не наблюдалось отмеченного А. Х. Хргианом постоянного резкого понижения температуры воздуха при вторжении озерного бриза. На Новой Ладоге, расположенной на расстоянии 1 км от берега озера, средняя величина понижения температуры воздуха Δt и роста относительной влажности Δr при вторжении озерного бриза составила для $\Delta t = -1^{\circ},2$ и $\Delta r = 9\%$ с колебаниями Δt от 0,0 и до $3^{\circ},8$. В Приозерске, удаленном от берега озера на 7 км, средние значения $\Delta t = 1^{\circ},2$ и $\Delta r = 6\%$ с колебаниями Δt от 0,0 и до $4^{\circ},8$.

На всех пунктах начало озерного бриза всегда вызывало резкое уменьшение суточного хода температуры и влажности с маломеняющимися значениями температуры и относительной влажности в течение всего времени существования озерного бриза.

Следует отметить, что на станции Приозерск средняя величина понижения температуры при начале озерного бриза $\Delta t = 1^{\circ},2$ и была примерно равной величине Δt в Новой Ладогке. При средней скорости бризовой волны 12—14 км/час воздух проходил над сушей расстояние в 7 км в течение 30—35 минут. За этот период происходил прогрев воздуха, величина которого, согласно наблюдениям, составляла примерно $0,5-0^{\circ},7$. Следовательно, средняя величина Δt на берегу озера в районе Приозерска должна быть около 2° .

Величины термических контрастов при вторжении озерного бриза при прочих равных условиях будут, в частности, определяться разностью температур воздуха над сушей и воды. Температура воды в районе Приозерска значительно ниже температуры воды у Новой Ладогки, поэтому термические контрасты при вторжении озерного бриза должны быть наибольшими в Приозерске, что с учетом тепловой трансформации и имеет место в действительности.

Судя по записям самописцев, на береговых станциях Ладожского озера днем при бризах наблюдаются характерные черты морского климата с малой амплитудой температуры и влажности. Ночью с прекращением озерного бриза метеорологические условия становятся характерными уже для континентального климата.

Время начала озерного бриза можно сравнить по двум пунктам Новой Ладогки и Приозерска за 5 дней, когда бриз наблюдался в обоих пунктах. Совпадение сроков начала бриза было только один раз 1/VIII, в трех случаях в Новой Ладогке, лежащей ближе к озеру, бриз начинался раньше, чем в Приозерске, и только в одном случае позже. Это обстоятельство, очевидно, связано с особенностями

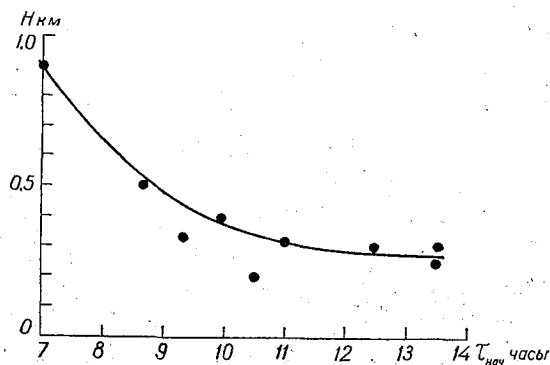


Рис. 6. Зависимость высоты бриза H от времени его начала $t_{нач}$.

распределения $\frac{dp}{dx}$ в этих районах и отчасти связано с большей удаленностью Приозерска от берега озера, а также термическими особенностями подстилающей поверхности.

В общем, в районе Новой Ладogi условия для образования и развития озерного бриза в рассматриваемом периоде были более благоприятны, чем в двух других пунктах.

В работе автора [5] выявлена зависимость времени начала морского бриза на Черном море и озерных бризов на Ладoge в зависимости от величины противодействующего развитию бриза горизонтального градиента давления $\frac{dp}{dx}$. На рис. 7 приведена зависимость $\frac{dp}{dx}$, направленных в противоположную от направления озер-

ного бриза сторону, от τ — времени в часах с момента восхода солнца. Эта зависимость может быть выражена в виде

$$\tau = 5 \frac{dp}{dx} + 4,5,$$

где $\frac{dp}{dx}$ — горизонтальный градиент давления в мб/111 км, τ — время начала бриза после восхода солнца.

Если считать, что бриз по типу холодного фронта начинается при $\frac{dp}{dx} \geq 0,4 \div 0,5$ мб/111 км, то самое раннее время его появления на Ладожском озере

будет примерно через 5—5,5 часа после восхода солнца, т. е. для конца июля около 8,5—9 часов утра. Начало бриза в более ранние сроки связано с наличием или $\frac{dp}{dx} \leq 0,4 \div 0,5$ мб/111 км, или совпадающими по направлению с бризовым потоком, как, например, 30/VII в Новой Ладoge.

Для Черного моря эта зависимость имеет вид

$$\tau = 3,5 \frac{dp}{dx} + 2,5,$$

т. е. бриз может начинаться несколько раньше, чем на Ладожском озере.

На рассматриваемых станциях величины горизонтального градиента давления $\frac{dp}{dx}$ в среднем составляли около 0,5—0,6 мб/111 км с изменениями в пределах от 0,1 до 1,2 мб и с преобладающим направлением градиента примерно 180° и колебаниями его направления от 135° и до 275° .

Как видно, направление горизонтального градиента давления было более благоприятно для развития озерного бриза в районе Приозерска, где направление градиента часто совпадало с направлением озерного бриза и менее благоприятно в районе Новой Ладogi, где градиент давления почти всегда был направлен против потоков озерного бриза. Между тем в Новой Ладoge озерный бриз значительно чаще наблюдался, чем в Приозерске. Очевидно, при благоприятной барической обстановке развитие бриза будет определяться еще и термическими условиями подстилающей поверхности, т. е. большими горизонтальными градиентами температуры воздуха. Хотя в районе Новой Ладogi много заболоченных участков, но в то же время здесь имеется большое количество пашен, а в Приозерске наряду с большим количеством мелких озер большая часть площади занята лесом. Можно считать, что условия нагревания подстилающей поверхности и воздуха в районе Новой Ладogi будут все же более благоприятны, чем в Приозерске.

Для характеристики распределения температуры и влажности при бризах были использованы наземные наблюдения метеостанций маяк Сухо, Новая Ладoga и Волхов, а также результаты нескольких самолетных зондирований в этом районе.

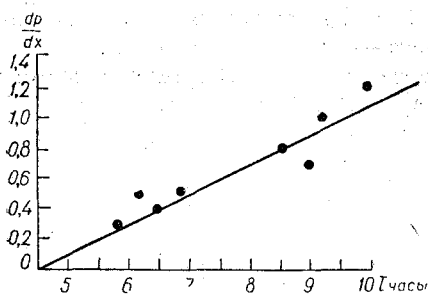


Рис. 7. Зависимость $\frac{dp}{dx}$ от τ .

Все три метеостанции расположены по трассе примерно с севера на юг с расстоянием маяк Сухо—Новая Ладога — 38 км и Новая Ладога—Волхов — 22 км. Наблюдения на маяке Сухо будут характеризовать условия южной части Ладожского озера, на Новой Ладоге — береговую линию и Волхове — условия на суше.

Приведем в табл. 3 распределение основных метеорологических элементов по всем трем станциям за 7 и 13 часов в дни с бризами на Новой Ладоге в рассматриваемый период.

Таблица 3.

Распределение основных метеорологических элементов в дни с бризами
в Новой Ладоге

Элемент	Станция	Июль								Август					
		28		29		30		31		1		17		20	
		7	13	7	13	7	13	7	13	7	13	7	13	7	13
t°	С	16,6	15,8	16,7	19,4	20,1	21,2	20,6	24,6	21,1	21,5	19,0	21,0	20,2	22,3
	Л	14,7	18,6	16,4	23,2	20,7	22,4	20,3	25,2	21,1	22,9	18,0	23,7	16,7	23,3
	В	11,0	21,7	14,6	24,4	17,4	27,4	19,2	28,8	17,6	27,8	13,4	25,3	12,5	26,1
$F\%$	С	81	84	80	75	73	62	71	63	80	75	89	86	90	77
	Л	87	75	84	55	64	66	72	61	83	75	94	69	96	73
	В	99	59	80	43	83	46	77	49	88	56	88	48	95	57
$t \text{ мб}$	С	15,2	15,1	15,1	16,9	17,1	15,6	17,3	19,5	20,1	18,1	19,6	21,5	21,2	20,4
	Л	14,5	16,1	15,0	15,7	15,6	18,0	17,8	19,5	20,4	21,4	19,4	20,2	18,2	21,0
	В	13,0	15,1	13,4	13,3	16,5	16,8	17,0	19,5	17,7	21,1	13,6	15,5	13,8	19,2
$t \text{ воды}$ маяк Сухо		15,6	18,0	16,5	21,7	21,7	23,2	20,3	24,1	21,7	23,2	19,1	21,7	19,9	21,7

Примечание. В графе 2 станции обозначены буквами: С — маяк Сухо, Л — Новая Ладога, В — Волхов.

Несмотря на относительно малые расстояния между пунктами наблюдений, метеорологические условия на них резко отличаются. Во все дни хорошо выделяются различия в термическом режиме над озером, берегом и сушей. Над озером отмечается малая суточная амплитуда температуры воздуха, над сушей — значительная. Утром над озером — более высокие температуры, днем — более низкие по сравнению с температурами над сушей. Над берегом значения температуры воздуха всегда средние между озером и сушей. Как видно из табл. 3, уже небольшие различия земной поверхности типа озеро—суша могут существенно изменить распределение метеорологических элементов в таких районах.

Характерной особенностью Ладожского озера, как уже указано было выше, являются значительные разности температур воды в южной и северной частях озера. К югу от маяка Сухо глубина резко уменьшается и составляет всего 1—2 м — эта часть озера сильно прогревается летом. Поэтому при движении воздуха с северной половины горизонта он проходит над все более теплой водной поверхностью и постепенно прогревается, а при движении воздуха с юга происходит его охлаждение.

Если принять значения температуры и влажности над береговой полосой за исходные, то в среднем в рассматриваемый период в утренние часы температура воздуха над водой всегда выше на $\Delta t = 1^{\circ},1$ с колебаниями Δt от 0,0 до $3^{\circ},2$, над сушей ниже на $3^{\circ},2$ с колебаниями Δt от 1,1 до $4^{\circ},6$; относительная влажность над водой ниже на $2,0\%$, над сушей выше на $4,5\%$; абсолютная влажность над озером выше на 0,75 мб, над сушей ниже на 2,3 мб.

Днем над озером температура воздуха ниже, чем над берегом, в среднем на $2^{\circ},0$, над сушей выше на $3^{\circ},3$, относительная влажность над водой выше на 7% , над сушей меньше на 15% , абсолютная влажность над водой меньше на $0,7$ мб, над сушей также меньше на $1,5$ мб.

Над берегом в дневные часы абсолютная влажность воздуха, приходящего с озера, выше, чем над озером и над сушей. Следовательно, озерный бриз, как и следовало ожидать, приходит на берег с более высоким содержанием водяного пара по сравнению с потоком воздуха с суши. По мере удаления от берега над сушей вследствие интенсивного турбулентного перемешивания содержание водяного пара днем у земли в озерном бризе уменьшается весьма быстро.

Далее рассмотрим величины горизонтального изменения температуры воздуха на уровне 2 м между озером и берегом и берегом и сушей в дни с бризами. Эти величины в дальнейшем будем условно называть горизонтальным градиентом температуры $\frac{dt}{dx}$, где $dx = 111$ км. Будем считать градиенты положительными, если они направлены в сторону падения температуры воздуха, т. е. днем с суши на озеро, а утром с озера на сушу. Все величины взяты из табл. 4, причем для озера измерения на маяке Сухо, для берега — данные Новой Ладogi и суши — Волхова.

Таблица 4

Величины $\frac{dt}{dx}$ $^{\circ}/111$ км между озером и сушей в дни с бризами
в июле и августе 1955 г.

Участок	7 часов							13 часов						
	28	29	30	31	1	17	20	28	29	30	31	1	17	20
Озеро	5,6	0,9	-1,8	0,9	0,0	2,9	10,2	8,2	11,2	3,5	1,7	4,1	7,9	2,9
Суша	18,7	9,1	16,7	5,6	17,7	23,4	28,4	15,7	6,2	25,3	18,2	24,9	8,3	14,2

Как видно, величины горизонтальных градиентов температуры на уровне 2 м в дни с бризами имеют четко выраженный суточный ход и направлены утром с озера на сушу, а днем с суши на озеро, т. е. поток воздуха направлен в сторону роста температуры.

Разброс величин $\frac{dt}{dx}$ в отдельные дни рассматриваемого периода весьма большой, но все же можно отметить, что над озером в утренние часы величины $\frac{dt}{dx}$ почти в пять раз меньше, чем над сушей, а в дневные часы примерно в три раза. Если считать, что при бризах наблюдается постоянный перенос воздуха с озера на сушу и обратно, то изменение его термического состояния является следствием трансформации воздуха, вызванной турбулентным тепло- и влагообменом.

Следовательно, трансформация воздуха над сушей в рассматриваемом районе при бризах будет протекать в $3-5$ раз быстрее, чем над водной поверхностью, в первую очередь за счет больших значений коэффициентов турбулентного обмена над сушей.

Величина горизонтального градиента давления на высоте, а следовательно, и направление воздушного потока определяются значениями горизонтальных градиентов давления и температуры у земли. Поскольку при бризах в первом приближении величина горизонтального градиента давления $\frac{dp}{dx}$ может быть принята равной нулю, то распределение направления ветра по высоте должно зависеть от величины $\frac{dt}{dx}$. На уровне, где наблюдается конец бризового потока, составляю-

щая $\frac{dt}{dx}$, перпендикулярная береговой линии, должна быть равна нулю. Поэтому можно предполагать, что чем больше величина $\frac{dt}{dx}$ у земли при $\frac{dp}{dx} = 0$, тем больше должна быть высота бризового потока.

На рис. 8 приведена зависимость $\frac{dt}{dx}$ у земли для района маяк Сухо—Волхов от высоты бризового потока в районе Новой Ладogi. Как видно из рисунка, несмотря на некоторый разброс точек, все же можно отметить хорошо выраженную зависимость H бриза от $\frac{dt}{dx}$. Корреляционная зависимость между ними может иметь вид

$$H_{бр} = a \left(\frac{dt}{dx} - 5 \right),$$

где $H_{бр}$ — высота бризового потока в километрах, $\frac{dt}{dx}$ — горизонтальный градиент температуры в $^{\circ}/111$ км между маяком Сухо и Волховом, a — коэффициент, равный 0,71, для района Новой Ладogi.

Очевидно, для развития бриза в рассматриваемом районе необходимо минимальное значение $\frac{dt}{dx} = 5^{\circ}/111$ км, т. е. разность температур воздуха в 13 часов на маяке Сухо и Волхове должна быть около $2^{\circ},5$.

Далее рассмотрим распределение температуры и влажности воздуха и строение бризового потока по вертикали над Ладogой. К сожалению, самолетное зондирование и шаропилотные наблюдения в дни с озерным бризом имелись только за 29/VII и 1/VIII 1955 г.

В оба дня бризовый поток начался в виде холодного вторжения 29/VII в 12,5 часа с понижением температуры воздуха в Новой Ладogе на $1^{\circ},3$ и ростом влажности на 10% , а 1/VIII начало бриза было в 11 часов и сопровождалось понижением температуры на $3^{\circ},8$ и ростом влажности на 15% . Высоты бриза в оба дня были невелики и составляли 29/VII — 300 м, а 1/VIII — 320 м. Причем, несмотря на относительно большую величину $\frac{dt}{dx} = 14,5^{\circ}$, 1/VIII скорости ветра при бризе у земли были невелики, всего 1 м/сек., это можно объяснить тем, что горизонтальный градиент давления в это время был направлен в противоположную сторону бризовому потоку с озера.

На рис. 9 приведено строение озерного бриза над районом Новой Ладogi за 13 часов 29/VII 1955 г. Горизонтальное зондирование в этот день было выполнено только на уровнях 100, 200 и 300 м от Волхова и до маяка Сухо. Шаропилотные наблюдения проведены на маяке Сухо и в Новой Ладogе.

Бризовая циркуляция в этот срок занимала примерно зону около 50—55 км, причем на уровне 100 м над сушей при прохождении границы бризовой циркуляции было отмечено скачкообразное повышение температуры воздуха по метеорографу около 2° . Над сушей бриз распространялся на расстоянии 10—12 км, в Волхове в это время ветер был направлен навстречу озерному бризу. Очевидно, у границы бризового фронта должны наблюдаться восходящие потоки. Турбулентность по визуальным отметкам бортаэролога была наибольшая, над сушей 3 балла и отсутствовала над озером.

На том же рис. 9 приведены профили температуры и влажности в слое до 300 м над озером — маяк Сухо, берегом — Новая Ладoga и сушей — Волхов по результатам горизонтального зондирования.

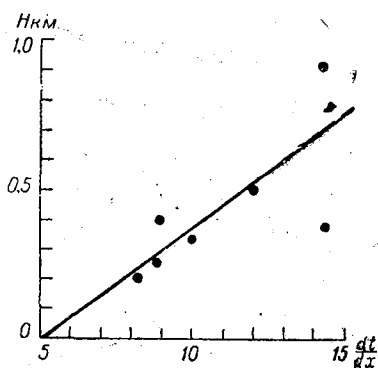


Рис. 8. Зависимость H бриза от $\frac{dt}{dx}$.

Температура воды на маяке Сухо была $21^{\circ},6$. Поскольку над северной половиной озера температура воды значительно ниже, чем в районе маяка Сухо, воздух, пришедший с севера, имел более низкую температуру, чем температура воды. Над маяком Сухо наблюдалась инверсия температуры до высоты 200 м. При движении воздуха вдоль более теплой водной поверхности на расстоянии 38 км происходил его прогрев, в результате инверсия в нижнем 100-метровом слое была уничтожена. Конец озерного бриза на высоте 300 м совпадал с концом инверсии [2]. Над сушей (кривая 3) отмечено падение температуры с высотой во всем слое. Профили удельной и относительной влажности указывают, что над

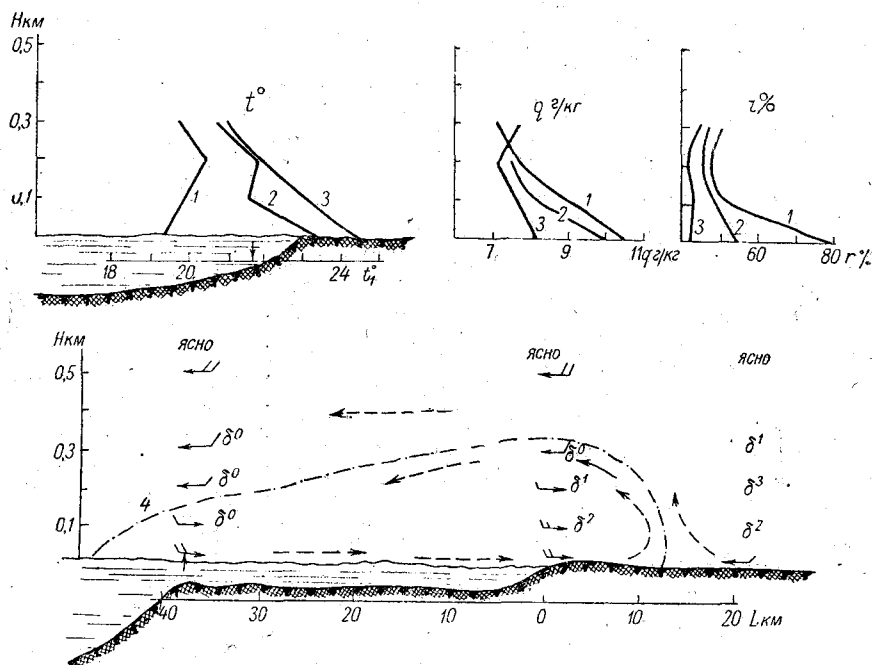


Рис. 9. Строение озерного бриза 29/VII 1955 г.

1 — над водой в 40 км от берега, 2 — над берегом, 3 — над сушей в 20 км от берега, 4 — граница бриза, t_w — температура воды в 40 км от берега.

озером в слое 300 м влажность выше, чем над сушей, очевидно, за счет переноса водяного пара над сушей в верхние слои атмосферы. Облака над сушей и озером отсутствовали.

Результаты вертикального зондирования над сушей приведены в табл. 5.

Таблица 5
Вертикальное зондирование над Волховом 29/VII 1955 г. в 13 часов

Элемент	H км												
	0	50	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
P мб	1012	1005	999	988	977	965	954	932	900	849	799	752	708
t°	25,2	24,5	23,8	22,5	21,4	20,4	19,4	17,2	14,6	14,2	11,0	7,7	4,7
$\gamma^{\circ}/100$ м	1,40	1,40	1,30	1,10	1,00	1,10	1,10	0,86	0,08	0,64	0,66	0,60	—
r %	42	44	47	49	49	50	51	52	57	47	59	69	74
q г/кг	8,1	8,4	8,9	8,7	8,1	7,9	7,6	6,9	6,7	5,6	6,0	6,0	5,5

В этот день над Волховом в слое 1,0—1,5 км наблюдалась инверсия оседания. Несмотря на благоприятные условия для интенсивного турбулентного обмена с на-

пичием $\gamma \geq 1^\circ$ в слое до 500 м, влагосодержание массы воздуха было недостаточным $r \approx 50\%$, чтобы могла образоваться конвективная облачность. Строение воздушного потока за 13 часов 1/VIII 1955 г. приведено на рис. 10. Здесь профили температуры воздуха даны над четырьмя точками: над озером в 90 и 40 км от берега, над берегом и над сушей в 22 км (Волхов). Инверсия температуры над водой в 90 км от берега была до 200 м, при движении над более теплой водой инверсия в нижнем слое уничтожалась вследствие прогрева воздуха, вначале над маяком Сухо в нижнем 50-м слое, над берегом в 100-м слое. Над сушей (кри-зая 3) наблюдалось дальнейшее прогревание воздуха со сверхadiaбатическим вертикальным температурным градиентом. Измерения относительной влажности были ненадежные.

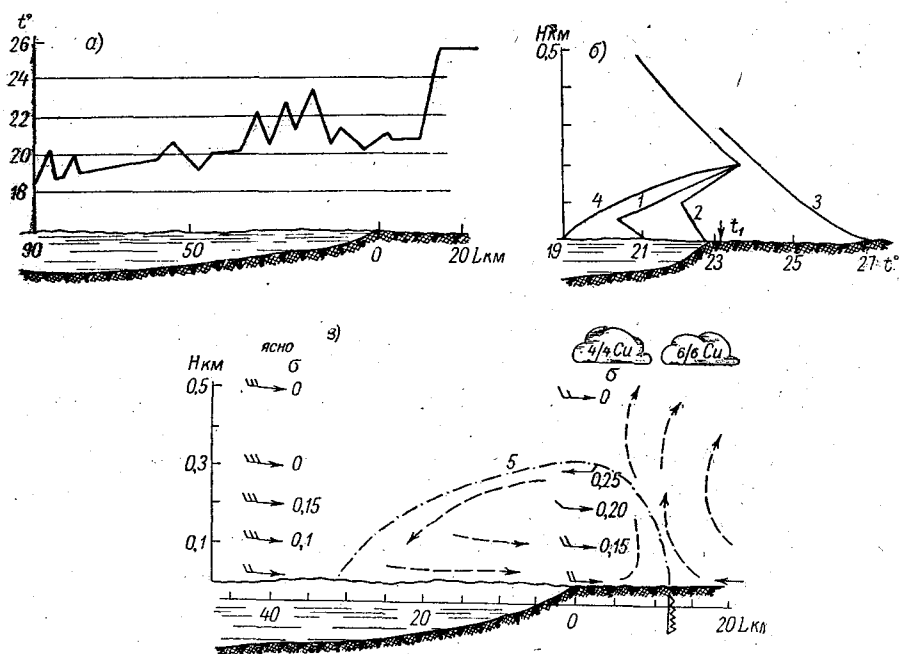


Рис. 10. Строение озерного бриза 1/VIII 1955 г.

α — изменение t на уровне 60 м, β — распределение t° по вертикали, γ — вертикальное строение бриза. 1 — над водой в 90 км от берега, 2 — над водой в 40 км от берега, 3 — над берегом, 4 — над сушей в 20 км от берега, 5 — граница бриза, t_1 — температура воды в 40 км от берега, σ — турбулентность.

Бризовый поток занимал зону в этот период около 35 км, из них 5—8 км в сторону суши, не захватывая маяка Сухо и Волхова. Числа у основания стрелок на рис. 10 показывают величины перегрузок в долях q и характеризуют турбулентное состояние воздуха. Турбулентность над берегом, особенно под инверсией $H=200$ м, была значительно выше, чем над маяком Сухо.

Над Волховом ветер в этот день был направлен навстречу озерному бризу. Над маяком Сухо не наблюдалось поворота ветра с высотой.

Интересным в этот день являлось распределение температуры воздуха по горизонтали на высоте 60 м. При пересечении линии фронта бризового циркуляции на суше наблюдалось, так же как и 29/VII, скачкообразное повышение температуры воздуха на $4^\circ,9$ с $20,8$ до $25^\circ,7$.

Над озером в бризовом потоке были значительные температурные пульсации до $\pm 1^\circ,2$. Распределение облачности в этот день было характерным для озерного бриза, а именно над озером было ясно, над берегом $\frac{4}{4}$ Си, а над сушей $\frac{6}{6}$ Си. К сожалению, в эти два дня высоты зондирования были небольшими, чтобы можно было получить достаточно наглядную схему термического строения бризового потока.

Строение атмосферы при озерном бризе дано на рис. 11 с распределением температуры воздуха над районом Волхов—Новая Ладога—маяк Сухо 26/VI 1956 г. до 13—14 часов. Вертикальное зондирование проводилось над сушей в районе Волхова и над озером маяк Сухо. Горизонтальное зондирование велось на высотах 100, 200, 300, 500 и 700 м. Как видно, до 400 м воздух над сушей теплее, чем над водой, с 400 м наблюдается обратное распределение температур воздуха. Озерный бриз должен над сушей заканчиваться на уровне 400 м. На высотах

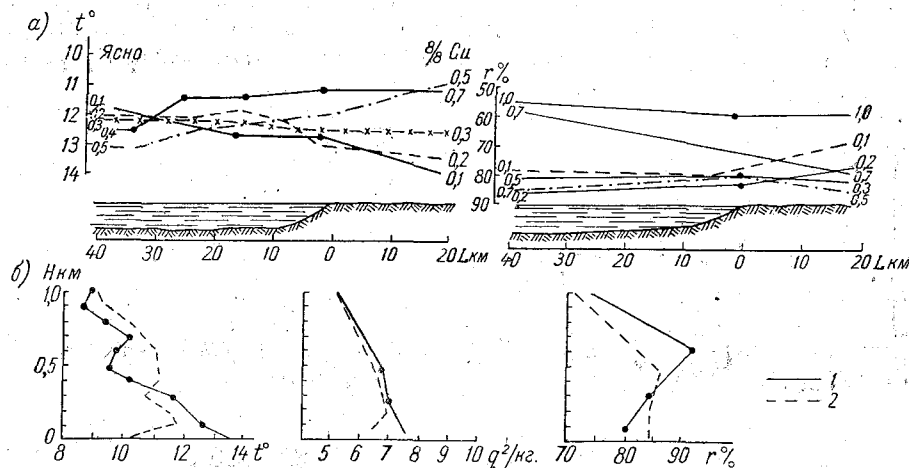


Рис. 11. Распределение t , r и q над Ладожским озером 26/VI 1956 г. 12 ч. 30 м—15 ч. 00 м.
а — горизонтальное, б — вертикальное зондирования: 1 — над сушей, 2 — над озером.

100, 200 и 300 м горизонтальный градиент направлен с суши на озеро, на 500 и 700 м направление градиента меняется на противоположное.

Величины горизонтального градиента температуры $\frac{dt}{dx}$ °/111 км приведены в табл. 6.

Таблица 6

Величины $\frac{dt}{dx}$ °/111 км за 26/VI 1956 г.
в районе Новой Ладоги

Н м	Озеро — берег	Берег — суша
0	3,0	17,0
100	1,8	15,0
200	6,1	2,2
300	2,6	0,0
500	-3,5	-7,0
700	-3,8	-2,0

Профиль ветра в дни с бризами для утренних и дневных часов в Новой Ладоге приведен на рис. 12. Ветровой режим в бризовые дни в большинстве случаев характеризуется наличием в ночные и утренние часы больших скоростей ветра в нижнем слое и резким уменьшением их в полуденные часы. Большие различия в скоростях ветра между утренними и дневными наблюдениями были 17/VII, 1 и 19/VIII, а также и в другие дни, когда направление горизонтального градиента давления $\frac{dp}{dx}$ было противоположным направлению воздушного потока бриза и го-

горизонтальному градиенту температуры $\frac{dt}{dx}$. При совпадении направлений $\frac{dp}{dx}$ и $\frac{dt}{dx}$, как это имело место 30/VII, скорости ветра в бризе днем были больше, чем утром, а минимум скорости совпадал с уровнем поворота ветра и изменением направления $\frac{dt}{dx}$ на противоположное.

Утром в сохранившемся еще слое ночной инверсии температуры наблюдался типичный для этих условий значительный рост скорости с высотой и последующим ее уменьшением. Для дневных часов профиль ветра бризового потока более сложен и определялся особенностями распределения горизонтальных градиентов давления и температуры в береговой зоне и рядом других факторов.

На рис. 13 приведены профили скорости ветра в утренние и дневные часы над водоемом, построенные по данным наблюдений на маяке Сухо.

Как видно, характерной особенностью ветрового режима над водоемами является наличие обратного по сравнению с сушей суточного хода скорости ветра.

Над водоемами в утренние часы скорости ветра у земли и в нижнем слое 200—400 м больше, чем в дневные часы, а выше скорости ветра днем больше, чем ночью. Из 13 дней наблюдений на маяке Сухо, когда были утренние и дневные наблюдения, только при четырех днях не наблюдалось описанного выше суточного хода скорости ветра, в эти четыре дня отмечались слабые ветры с отсутствием изменений его скорости в течение суток.

В работе А. И. Григорьева [4] приведены величины средних скоростей ветра в течение суток на маяке Сухо у земли. По этим данным, наибольшие скорости ветра также приходятся на утренние сроки, а наименьшие — на дневные.

Такое соотношение в суточном ходе скорости ветра вызвано наличием над водоемами в ночные и утренние часы в нижнем слое атмосферы неустойчивого состояния с величинами $\gamma \geq 1^\circ$, а в дневные часы — инверсии температуры воздуха. В тесной связи с особенностями распределения температуры и давления воздуха

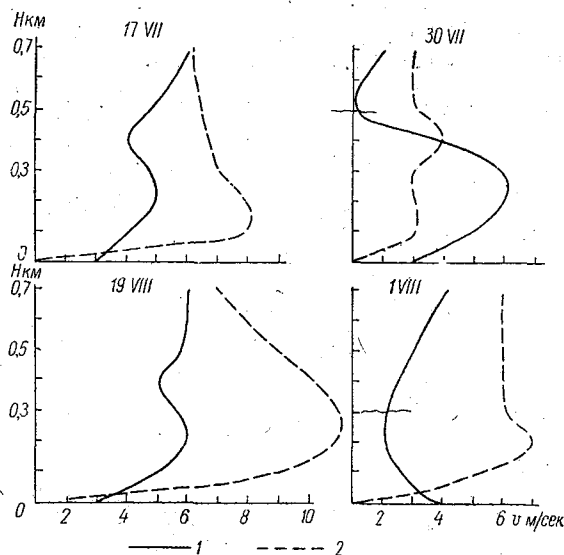


Рис. 12. Профили ветра в Новой Ладоге.
1 — утро, 2 — день.

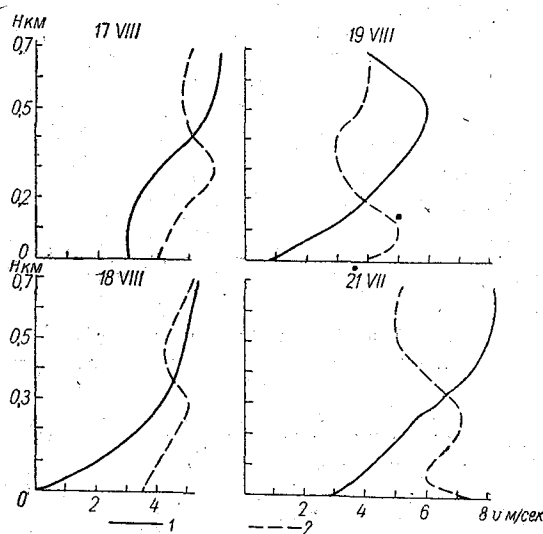


Рис. 13. Профиль ветра на маяке Сухо.
1 — утро (6 час.), 2 — день (14 час.).

над водоемами и в береговой зоне находится и распределение скорости ветра по высоте.

Скорости ветра над водоемами на расстояниях от 15—25 км и больше от берега могут весьма значительно отличаться от скоростей ветра над сушей. Ночью над сушей и берегом в нижних слоях атмосферы очень часто скорость ветра будет меньше, а днем больше скоростей над водоемом. Это обстоятельство особенно следует учитывать при прогнозе таких явлений, как режим волнений и течений на водоеме, солёности и др.

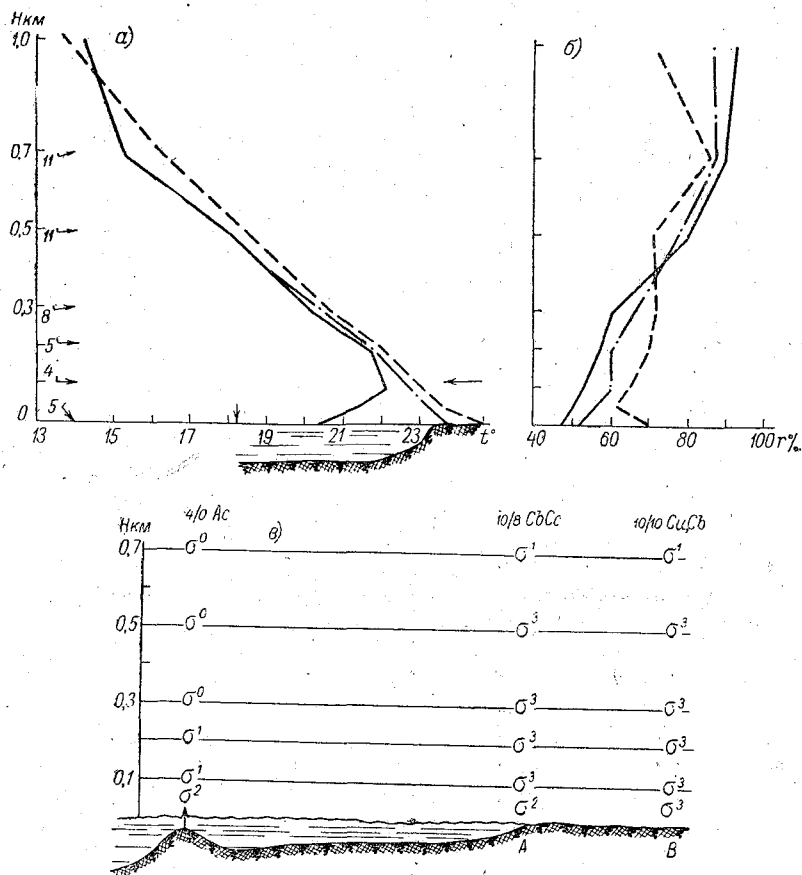


Рис. 14. Аэрологические условия 18/VII 1955 г. в 13—15 час.

α — температура и ветер, β — относительная влажность, γ — распределение „болтанки“ самолета. — маяк Сухо, --- Новая Ладога, — . — Волхов.

Для получения сведений о погоде над водоемами необходима организация доброкачественных измерений метеорологических элементов на некоторых кораблях и в первую очередь на судах гидрометслужбы.

Как видно из изложенного, для прогноза целого ряда метеорологических явлений в береговой зоне необходимы надежные данные о величинах горизонтальных градиентов давления и температуры.

В заключение приведем характеристику облачности в дни с бризами над водоемом, берегом и сушей в дневные часы (табл. 7).

Днем над водоемами в антициклональных условиях при развитии озерного бриза облака кучевых форм отсутствуют, в то же время над берегом и сушей они наблюдаются в большом количестве. Поскольку образование кучевых облаков связано с развитием конвективных токов, то, очевидно, над водоемами приземная инверсия и нисходящие движения в антибризовом потоке ликвидируют условия для образования кучевой облачности. Над берегом и особенно над сушей в зоне,

где оканчивается распространение озерного бриза, наблюдается усиленное развитие конвективных токов с образованием кучевой облачности.

Отсутствие облаков конвективных форм над водоемами отмечалось не только при наличии озерного бриза, но и в то время, когда бриз не наблюдался.

Таблица 7

Количество и форма облачности за 13 часов в дни с бризами

Пункт	Июль				Август					
	28	29	30	31	1	16	17	18	19	20
Маяк Сухо	0/0	0/0	0/0	0/0	1/0 Ci	3/0 Cc	0/0	0/0	2/0 Ci	0/0
Новая Ладога . .	2/0 Ac	0/0	2/1 C, Cu	2/1 Ci, Cu	4/4 Cu	6/3 Ci, Cu	2/2 Cu	5/5 Cu	6/1 Ac, Cu	2/2 Cu
Волхов	3/3 C	0/0	1/1 Cu	1/1 Cu	6/6 Cu	9/9 Cu	6/4 Cu, Ci	7/7 Cu	10/2 Ci, Cb	7/6 Cu, Ci

На рис. 14 приведены аэрологические условия 18/VII 1955 г. за 13—15 часов над районом Новой Ладоги. По шаропилотным наблюдениям в вечерние часы было отмечено только небольшое отклонение направления ветра в нижнем слое 50 м в сторону озера, а выше направление ветра оставалось постоянным и параллельным берегу с большими, до 11 м/сек., скоростями, что указывало на отсутствие озерного бриза в этот день. Над водоемом была облачность 4/0 Ac, над берегом — 10/8 Cb, Cu и над сушей — 10/10 Cb, Cu.

Общим в строении атмосферы с бризами в этот день было только наличие инверсии температуры в нижнем слое 100 м, исключающей образование конвективных токов от поверхности водоема.

Грозовая облачность с мощным вертикальным развитием даже при отрыве от источников его питания, т. е. суши, некоторое время могла бы просуществовать самостоятельно. Между тем имеется ряд указаний, что грозы „обходят“ Ладожское озеро и другие крупные водоемы стороной. Очевидно, над озером с его более холодной водной поверхностью сразу же начинаются нисходящие движения воздуха, независимо от наличия бриза, которые способствуют быстрому распаду облачности. Но для выяснения детальной картины физических процессов при распаде конвективной облачности над водоемами необходима постановка специальных исследований.

Краткие выводы

В рассматриваемый период бриза на Ладожском озере наблюдались в условиях антициклональной погоды, причем при расположении над озером центра антициклона или центра гребня озерный бриз мог наблюдаться по всему озеру одновременно, а при северной периферии антициклона или отрога высокого давления бриз развивался только над отдельными пунктами.

Большая часть озерных бризов в Новой Ладоге и отчасти Приозерске развивалась по типу холодных вторжений и сопровождалась скачкообразным понижением температуры в среднем $\Delta t = 1,2$ и ростом относительной влажности $\Delta r = 9\%$. В Новой Ладоге чем раньше наблюдалось начало озерного бриза, тем больше была его максимальная за день высота, время начала бриза колебалось от 7 и до 14 часов. Высота и форма холодных вторжений были весьма различны, иногда они начинались сразу высоким фронтом, а часто наблюдалось постепенное нарастание мощности бриза.

Высота озерного бриза менялась от 200 до 900 м. Бриз отличался слабыми скоростями ветра, слой с максимумом скорости находился на уровне, равном 0,15—0,20 максимальной высоты бриза. Обнаружить наличие верхнего возвратного потока озерного бриза почти не удается, так как он слаб и поглощается градиентным ветром.

На береговых станциях в период развития озерного бриза наблюдаются типичные черты морского климата с малой амплитудой температуры и влажности воз-

духа. Ночью с прекращением озерного бриза наблюдаются условия, характерные для континентального климата с хорошо выраженным суточным ходом температуры и влажности.

Для Ладожского озера время начала озерного бриза от восхода солнца в часах будет находиться в зависимости от величины противодействующего развитию бриза горизонтального градиента давления $\frac{dp}{dx}$ в виде

$$\tau = 5 \frac{dp}{dx} + 4,5.$$

Горизонтальный градиент температуры $\frac{dt}{dx}$ у земли имеет четко выраженный суточный ход и направлен утром с озера на сушу, а днем — с суши на озеро. Утром над сушей величины $\frac{dt}{dx}$ почти в 5 раз больше, чем над озером, а днем больше примерно в 3 раза. Зависимость между величиной максимальной высоты озерного бриза $H_{бр}$ и $\frac{dt}{dx}$ можно выразить в виде

$$H_{бр} = a \left(\frac{dt}{dx} - 5 \right),$$

где a — коэффициент, равный 0,71, для района Новой Ладogi.

В хорошо развитом озерном бризе вектор $\frac{dt}{dx}$ на высоте конца бриза обращается в нуль, а выше меняет знак на обратный наземному, т. е. температуры воздуха внизу над сушей выше, чем над водоемом. На границе потока с озера температуры выравниваются, а выше температура над водоемом больше, чем над сушей.

На границе озерного бриза, развивающегося по типу холодного вторжения, часто наблюдался разрыв в ходе температуры и влажности воздуха и других метеорологических элементов, например 29/VII и 1/VIII 1955 г. на высоте 50—60 м скачок температуры при начале бриза был соответственно на 2,0 и 4°,9 и оказался даже большим, чем у земной поверхности.

Береговой бриз на Ладожском озере слабо развит и, как правило, отражается даже при благоприятных синоптических условиях только некоторым поворотом ветра в сторону моря в слое до 100—200 м; как самостоятельная циркуляция береговой бриз был отмечен за исследуемый период всего один раз в Новой Ладoge.

Озерный бриз приходит на берег с более высоким содержанием водяного пара. По мере удаления от берега на сушу вследствие интенсивного турбулентного перемешивания содержание водяного пара у земли быстро уменьшается. Интенсивный тепло- и влагообмен над сушей способствует образованию здесь конвективной облачности. Над водоемами благодаря наличию внизу инверсии температуры воздуха и нисходящих движений конвективная облачность отсутствует.

При векторе $\frac{dp}{dx}$, направленном в противоположную озерному бризу сторону, скорости ветра на береговых станциях в нижнем 200—400-м слое днем меньше, чем утром. Над водоемами обычно скорости ветра в слое до 300—400 м утром больше, чем днем; вызвано это наличием над водой днем инверсии температуры, а утром — неустойчивой стратификации атмосферы с $\gamma \geq 1^\circ$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Морские и береговые бризы. Метеорологич. вестн., т. XXIV, № 6—7, VI—VII. 1914.
2. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. ГТТИ. М. 1953.
3. Koschmieder. Danziger Seewindstudien. I и II. Danz. Meteor. Forschungsarb. Leipzig. 1941.
4. Григорьев А. И. О суточном ходе скорости ветра над водоемами. Метеор. и гидрол. № 3. 1956.
5. Воронцов П. А. Некоторые метеорологические и аэрологические характеристики морских бризов Черного моря. Труды ГГО, вып. 63 (125). 1956.

П. А. ВОРОНЦОВ, В. М. МИХЕЛЬ, А. А. ЭРЛЕР

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОУПРАВЛЯЕМЫХ АВИАМОДЕЛЕЙ ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЖНИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ

В связи с успешным развитием в Советском Союзе радиотехники и авиамоделизма среди сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) возникла идея использования радиоуправляемой модели самолета, снабженной специальным метеорографом, для исследования атмосферы до небольших высот [1], [2].

В 1952 г. П. А. Воронцов и В. М. Михель в связи с успешными опытами по постройке и испытанию радиоуправляемых авиамodelей, проводимыми преподавателем Ленинградского Дворца Пионеров им. А. А. Жданова инж. А. А. Эрлером, обратились к нему с предложением о совместных работах.

Таким образом, с конца 1952 г. между ГГО и Дворцом Пионеров им. А. А. Жданова началось творческое содружество, имеющее целью разработку аппаратуры, включая постройку специальной модели самолета, а также методики использования радиоуправляемых авиамodelей для исследования нижних слоев атмосферы.

Первые 2—3 года работа продвигалась медленно из-за больших трудностей в разработке специальной авиамodelи. Более успешно эта работа начала развиваться после возвращения А. А. Эрлера со Всесоюзных авиамodelных соревнований в Москве летом 1955 г., где его модель показала вполне хорошие летные качества, заняв первое призовое место.

Во время испытаний была достигнута высота полета 600 м и продолжительность полета 19 мин. Радиоаппаратура, установленная на модели, давала возможность управлять направлением и высотой полета. Радиус управления моделью при передатчике мощностью 0,5 Вт составлял 500—800 м. Модель совершала посадку в радиусе до 50 м от командной станции.

В 1956 г. разработка всего комплекса вопросов по использованию радиоуправляемых авиамodelей была сосредоточена в отделе физики свободной атмосферы ГГО при участии П. А. Воронцова, В. М. Михеля, А. А. Эрлера, А. Ф. Кузнецова и Н. Н. Ануфриева.

На первом этапе работы были проведены испытания уже существующих авиамodelей, изготовленных ранее в Ленинградском Дворце Пионеров, способных поднять груз в 500 г.

Были взяты для испытания несколько авиамodelей, имеющих следующие характеристики: размах крыльев 2,5—3 м, длина модели 1,4—1,5 м, площадь крыльев 70—100 дм², вес модели с аппаратурой 3—4 кг, мощность мотора 0,15 л.с., скорость полета до 10 м/сек.

Авиамodelи представляли собой свободнонесущий моноплан цельнодеревянной конструкции, фюзеляж — наборный из фанерных шпангоутов и сосновых стрин-

геров. В носовой части фюзеляжа располагались батареи питания радиоприемника метеорограф, в центральной части — радиоприемник, бак для горючего и механизм управления оборотами мотора. Мотор был компрессионный К-16, мощности 0,15 л. с., при 4500 об/мин., располагался за крылом и снабжался толкающим воздушным винтом, что исключало влияние температуры мотора на показания метеорографа. В хвостовой части фюзеляжа располагались электромагниты, приводящие в движения рули поворота модели. Фюзеляж имел трехколесное шасси. Переднее колесо было установлено на бабишке фюзеляжа и имело пружинную амортизацию. Задние колеса устанавливались за центром тяжести модели. Такая конструкция шасси обеспечивала устойчивый взлет и безопасную посадку модели. Крыло состояло из двух консолей, набранных из сосновых кромок и лонжеронов и фанерных нервюр. Консоли крыла крепились на дюралевых прямоугольных штырях к фюзеляжу и могли свободно отделяться от фюзеляжа при транспортировке модели. Обтяжка крыла — из бумаги, покрытой эмалитом. Стабилизатор разъемный, закрепленный на фюзеляже с помощью дюралевой трубки и болта допускающий регулировку угла установки. Радиоприемник был собран по сверхрегенеративной схеме на трех сверхминиатюрных пентодах. Первый каскад — сверхрегенератор, второй — усилитель, третий — детектор и фильтр, работающий на поляризованное реле.

При приеме сигнала передатчика ток на выходе приемника уменьшался и заставлял срабатывать реле, которое включало электромагнит поворота руля направления.

В цепи поляризованного реле включено реле времени, которое при сигнале длительностью больше 3—4 секунд включало механизм управления оборотами мотора. Регулируя обороты мотора, можно было регулировать скорость подъема и спуска модели. Питание приемника осуществляется от батарей ГБ 45 в и НС-СА 1,5 в. Питание электромагнитов от двух батарей КБС 4,5 в. Реле времени от первой батареи КБС 4,5 в. Вес приемника с питанием и реле 900 г.

При одном из испытаний авиамодели 18 сентября 1955 г. в Ленинграде на аэродроме ДОСААФ управляемая по радио авиамодель сбрасывала один за другим бумажные парашютики, за которыми В. М. Михелем велись наблюдения в теодолит с микрометренной сеткой. Эти наблюдения показали целесообразность применения метода измерения угловых размеров таких парашютиков для определения ветра до небольших высот. Кроме того, был проведен полет модели с контрольным грузом 500 г с целью определения возможности подъема авиамоделью специального метеорографа. Опыты дали положительные результаты.

Парашютики для измерения ветра на высоте брались с длиной нити от зонта парашюта до бумажной метки с грузиком — 2 м. Для лучшей видимости на фоне неба или облачности бумажные парашютики окрашивались в разные яркие цвета.

Отделение парашютиков от дна фюзеляжа модели производилось с помощью перегорания зажженного с двух концов перед выпуском бикфордова шнура. Скорость тления такого шнура равна 1 см/мин, что дает возможность заранее задать любое время отделения парашютика от авиамодели. Под действием грузика парашютик раскрывается и медленно опускается вниз, одновременно увлекаемый ветром по горизонтали. Парашютики, отделяющиеся по времени первыми, берутся меньших размеров, а последующие — больших размеров и других более ярких цветов.

Измерение угловых размеров парашютиков можно производить с помощью упрощенной микрометренной сетки, вытравленной на стекле, вставленном в окулярную часть теодолита. Сетка имеет вид нескольких концентрических окружностей (при сетке в виде ряда прямых параллельных рисок подвесная база должна быть расположена параллельно сетке, что технически неудобно и сопряжено с появлением значительных ошибок измерений).

Наблюдатель, следя за парашютиком в теодолит, должен отметить момент, когда угловые размеры E подвесной базы парашютика станут в точности равны расстоянию углового радиуса данной окружности окулярной сетки. В этот момент

отсчитывается вертикальный угол δ и азимут α по теодолиту. Искомая высота H и горизонтальное удаление D определяются по формулам

$$D = \frac{b}{E} \cos^2 \delta,$$

$$H = \frac{b}{2E} \sin 2\delta,$$

где b — измеренная заранее длина подвесной базы, т. е. здесь расстояние от центра верхнего зонта парашютика до его нижней метки (грузика).

Весьма ценным свойством данного метода является также то, что, заставляя радиоуправляемую авиамодель летать непосредственно очень близко под нижней

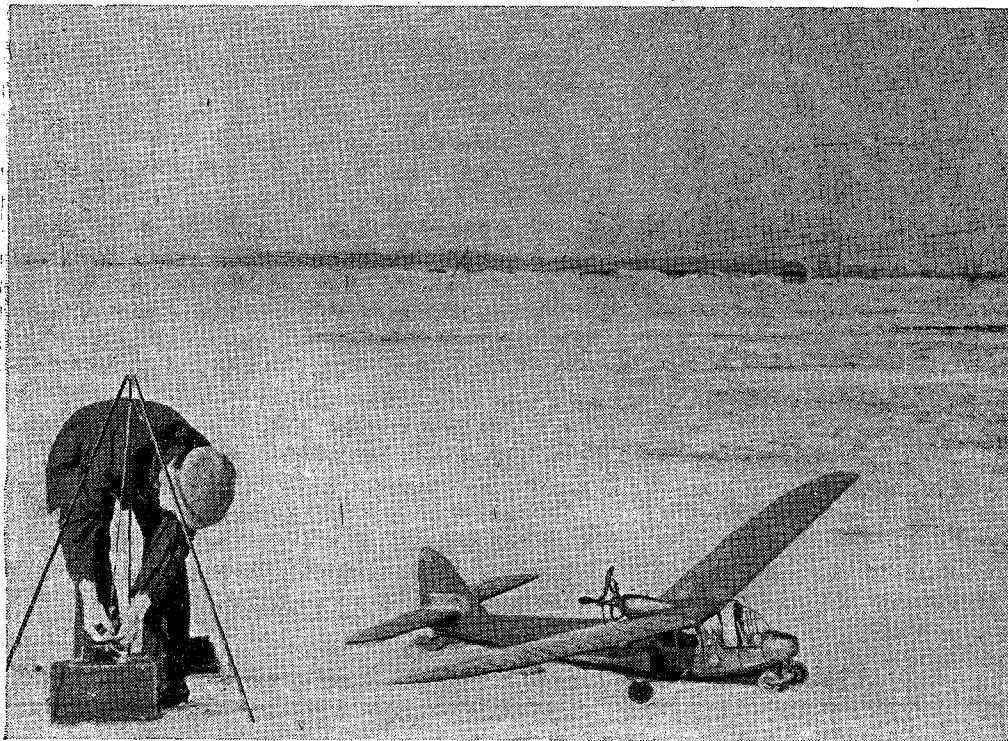


Рис. 1. Крепление метеорографа на модели.

границей низких облаков и наблюдая в теодолит за моделью, можно по отметкам времени и записи давления метеорографом определить высоту низкой облачности не в одной-двух, а в ряде точек с большой точностью. Это дает новую, весьма важную для аэрологии интегральную характеристику высоты нижней границы облаков.

Изготовленный метеорограф, как видно из рис. 1, устанавливался в передней части фюзеляжа на амортизаторах. Метеорограф имел легкий часовой механизм с оборотом барабана в 1 час. Прибор регистрировал на закопченной бумаге атмосферное давление, температуру и влажность воздуха. Шахта с приемниками располагалась вертикально и была снабжена небольшим козырьком для направления потока воздуха в шахту с целью лучшей вентиляции приемников. Мотор с толкающим винтом располагался позади метеорографа. Такое расположение мотора исключало его влияние на приемники метеорографа. Метеорограф имел следующие размеры: длина 15,0 см, высота 15,5 см, ширина 7,0 см, вес 460 г.

Чувствительности приемников в первом экземпляре были недостаточно велики, чтобы при подъемах на небольшую высоту получать легкочитаемую запись. Затем оказалось, что амортизация крепления прибора на модели была сделана неудачно и при работающем моторе от вибрации модели запись получалась несколько размазанной.

Вид одной из таких записей приведен на рис. 2. Метеорограф достиг $H=131$ м, где была измерена $t^{\circ} = -2^{\circ},1$ и $r=64\%$ при наземной температуре $t^{\circ} = -1^{\circ},5$ и $r=76\%$.

Из совершенных семи запусков модели можно было обработать только пять, а при двух полетах высота подъема модели была мала.

Результаты подъемов модели 23/III 1956 г. приведены в табл. 1.

Температура воздуха в этот день была от $-1,5$ до $0^{\circ},6$, влажность 75—80%, облачность 0/0, ветер слабый.

Как видно из таблицы, при предварительных испытаниях модель с метеорографом достигала высоты 130—150 м и держалась в воздухе по 15 минут.

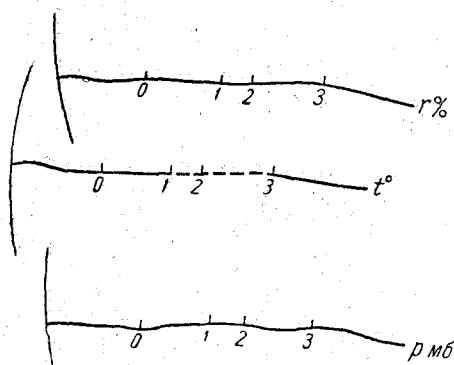


Рис. 2. Запись метеорографа. Подъем 3. Метеорограф № 51 11 ч. 40 м. — 11 ч. 55 м. 23/III 1956 г.

Взлет модели совершался забросом ее рукой, после того как мотор набирал необходимое число оборотов. Вид запуска модели приведен на рис. 3.

Модель управлялась по радио только при условии ее визуальной видимости с земли и поэтому пока не могла совершать полетов ночью, в туман и низкую облачность. Для управления полетом модели в воздухе при отсутствии ее визуальной видимости с земли в дальнейшем необходимо разработать командную станцию в виде радиолокатора.

Уже первые полеты радиоуправляемой модели с метеорографом показали полную возможность использования этого метода для исследования пограничного слоя даже в зимнее время с температу-

рами воздуха до -10 , -12° . Но одновременно выявился и ряд существенных недостатков, которые необходимо было устранить в дальнейшем.

Таблица 1

Результаты подъема модели с метеорографом 23/III 1956 г.

Время, ч. м.	№ подъема				
	3	4	5	6	7
Взлета	11 40	12 21	12 37	13 02	13 10
Посадки	11 55	12 29	12 44	13 08	13 15
Макс. высота, м	131	83	102	148	74

Мощность применяемого мотора в 0,15 л. с. оказалась недостаточной для подъема модели с метеорографом на высоты, большие 150—200 м. Метеорограф необходимо устанавливать в фюзеляж так, чтобы он не создавал дополнительного лобового сопротивления, обеспечив крепление прибора на амортизаторах, защиту приемников от прямой солнечной радиации и их достаточную вентиляцию. Чувствительность приемников необходимо было увеличить.

При испытаниях модель могла совершать маневры под действием руля поворота, т. е. менять направление полета в горизонтальной плоскости; изменение высоты полета совершалось регулировкой числа оборотов мотора; в дальнейшем

необходимо, чтобы модель имела три регулируемых режима полета с добавлением приемника электромагнитов для изменения в полете положения рулей глубины. В дальнейшем с учетом опыта уже проведенных предварительных испытаний начались работы по изготовлению специальной авиамодели для подъема метеорографа и сбрасываемых парашютиков.

К осени 1956 г. была построена новая модель самолета.

Модель представляет собой свободнонесущий моноплан цельнодеревянной конструкции с компрессионным мотором и четырехкомандным радиоприемником. Фюзеляж модели типа „летающая лодка“ собран из сосновых стрингеров и фанерных шпангоутов. Носовая часть фюзеляжа заканчивается бабишкой из липы,



Рис. 3. Запуск модели.

к которой крепятся стойки переднего колеса шасси и внутри помещаются батареи питания приемника и исполнительных механизмов. За батареями на резиновых амортизаторах подвешивается метеорограф. Установка метеорографа сделана с учетом хорошей вентиляции и отсутствия влияния тепла мотора на показания прибора (мотор расположен сзади прибора). В средней части фюзеляжа сверху размещен бак для горючего на 30 минут работы мотора. Под баком подвешен радиоприемник. Вид и размеры авиамодели приведены на рис. 4.

Мотор крепится к моторной гондоле, расположенной на верхней задней части центроплана. На левой части центроплана установлен механизм управления оборотами мотора. В хвостовой части фюзеляжа установлен механизм руля поворотов. Хвостовая часть заканчивается килем, выполненным как одно целое с фюзеляжем. На киле установлены крепления для стабилизатора и руль поворотов.

Крыло состоит из двух консолей, соединяемых с центропланом фюзеляжа с помощью плоских прямоугольных дюралевых штыриков и коробок, расположенных в консолях. Консоли, одетые на штырики центроплана, стягиваются резиновым амортизатором для надежного удержания консолей в полете и предохранения

от поломки при грубых посадках. Консоль двухлонжеронной конструкции. Лонжероны сосновые, состоят из верхней и нижней полок и диагональных раскосов. Нервюры крыла из 1-мм фанеры. Передняя часть крыла до первого лонжерона обтянута двумя слоями бумаги, а остальная поверхность — одним слоем. Обтяжка покрыта тремя слоями бесцветного лака „цапон“.

Стабилизатор состоит из двух половинок, укрепляемых на киле. Крепление стабилизатора позволяет регулировать его угол установки. Конструкция стабилизатора аналогична конструкции консолей крыла. Шасси 3-колесное. Носовое колесо имеет вилку с пружинной амортизацией. Задние колеса укреплены на стойках из проволоки ОВС диаметром 3 мм. Стойки вставляются в березовые бабишки фюзеляжа. Колеса диаметром 80 мм резиновые, надувные.

Приемник сигналов управления 3-ламповый на 27 мгц. Первый каскад — сверх-регенератор, второй и третий — усилители низкой частоты. От выходной лампы

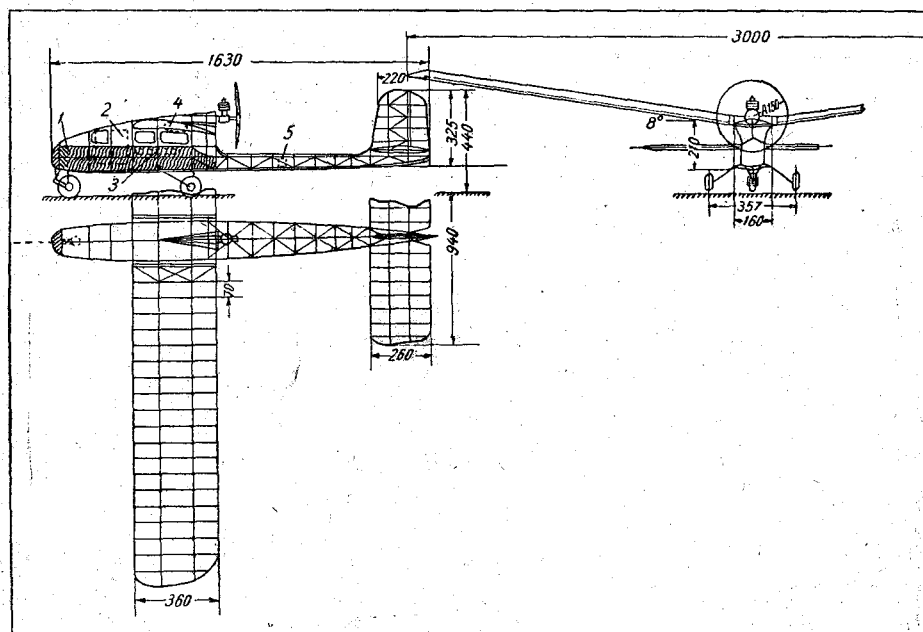


Рис. 4. Схема и размеры модели.

1 — батареи, 2 — метеорограф, 3 — приемник, 4 — бачок, 5 — электромагнит руля.

2П1П работает резонансное реле. Пластины резонансного реле настроены на частоты от 250 до 500 гц. В зависимости от того, какой низкой частотой модулируется сигнал передатчика в резонансном реле, вибрирует та или иная пластина. При вибрации пластины замыкается цепь вторичного поляризованного реле, включающего рулевой механизм. Радиосхема авиамоделей приведена на рис. 5.

Пульт управления имеет переменные сопротивления „Омега“, включаемые рукояткой управления. От величины сопротивления зависит низкая частота передатчика. Каждое сопротивление настраивается так, чтобы при его включении получалась нужная низкая частота и в приемнике срабатывала нужная команда. При отклонении рукоятки управления вправо соответственно на модели поворачивается руль поворотов вправо. При отклонении рукоятки управления влево руль поворачивается влево. Управление оборотами мотора осуществляется отклонением рукоятки управления от себя (малые обороты мотора) и на себя (полные обороты мотора). При нейтральном положении рукоятки управления руль поворотов стоит нейтрально, а обороты мотора остаются в соответствии с последней командой.

Питание передатчика осуществляется двумя батареями БАС-60, включенными последовательно. Накал передатчика 2,4 в от двух батарей 3 СЛ-30. Накал одуляторной лампы отдельно от трех батарей 3 СЛ-30. Питание приемника: анод Б 45 в и накал НС-СА 1,6 в. Питание рулевых механизмов от четырех батарей ОН, соединенных последовательно с отводом от 6 в средней точки.

Для настройки приемника необходимо включать наушники параллельно резонансному реле.

Подстройку надо производить на расстоянии не менее 10—15 м от передатчика, держа модель в руках, а не на земле. После настройки высокой частоты надо проверить работу резонансного реле, подавая поочередно команды с пульта управления и проверяя их исполнения на модели. В случае нечеткого выполнения

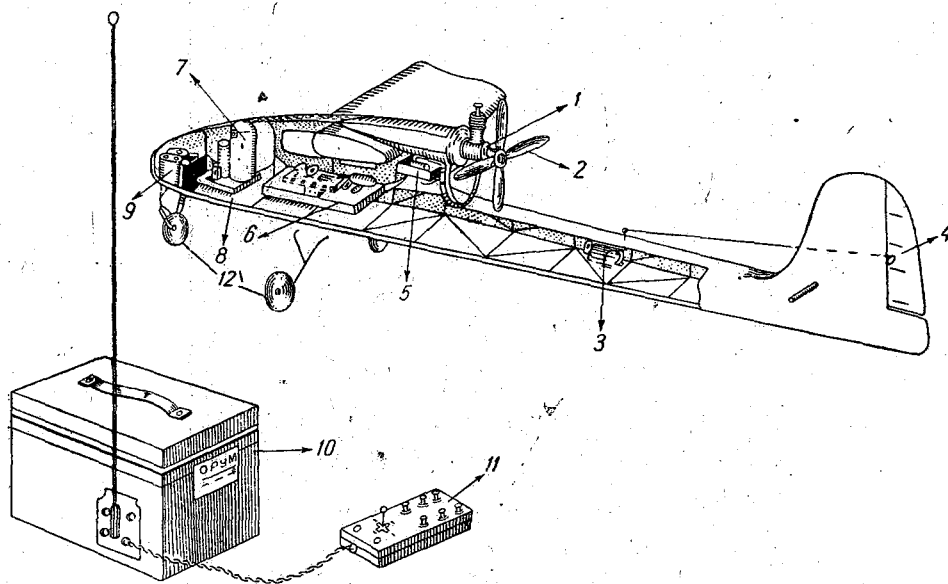


Рис. 5. Эскиз размещения радиоаппаратуры на радиоуправляемой модели.

1 — компрессионный мотор, 2 — воздушный винт, 3 — электромагнит руля поворотов, 4 — руль поворотов, 5 — механизм управления работой мотора, 6 — радиоприемник, 7 — метеорограф, 8 — амортизированная площадка, 9 — батареи питания приемника и исполнительных механизмов, 10 — радиопередатчик, 11 — пульт, 12 — шасси.

команд необходимо подстроить низкую частоту на пульте управления поворотом переменного сопротивления соответствующей команды, периодически подавая эту команду рукояткой управления и следя за ее выполнением.

Одним из главных препятствий для достижения высоких подъемов радиоуправляемой авиамодели с метеорографом являлась малая мощность мотора (всего 0,15 л. с.). Для увеличения грузоподъемности и высоты полета в новой авиамодели был сконструирован А. Ф. Кузнецовым специальный моторчик. Вид мотора приведен на рис. 6.

Компрессионный мотор КАФ-14 представляет собой одноцилиндровый двухтактный двигатель внутреннего сгорания с компрессионным зажиганием рабочей смеси. Всасывание рабочей смеси происходит через коленчатый вал, продувка фонтанная. Мотор КАФ-14 имеет следующие основные технические данные: диаметр поршня 20 мм, ход поршня 22 мм, рабочий объем цилиндра 6,9 см³, степень сжатия переменная от 12 до 20. Направление вращения вала — против часовой стрелки (со стороны пропеллера), мощность 0,62 л. с., обороты 7600 об/мин., охлаждение — воздушное. Вес мотора (без винта) 286 грамм; габаритные размеры: высота 87 мм, длина 98 мм, ширина 48 мм. Цилиндр изготовлен из стали ШХ-15,

термически обработан. Внутри и снаружи шлифуется после термообработки до необходимых размеров. Поршень изготовлен из мелкозернистого чугуна, имеет одну уплотнительную канавку, служащую для удержания масла.

Для запуска мотора нужно приготовить рабочую смесь, которая состоит из 20% касторового масла, 40% солярового масла или керосина и 40% серного эфира. Приготовленную смесь заливают в бачок, открывая отверстие жиклера вывертывают иглу и прикрывают доступ воздуха во всасывающий патрубок проворачиванием воздушного винта; последнее влечет за собой засасывание в картер двигателя рабочей смеси. Далее открывают доступ воздуха во всасывающий

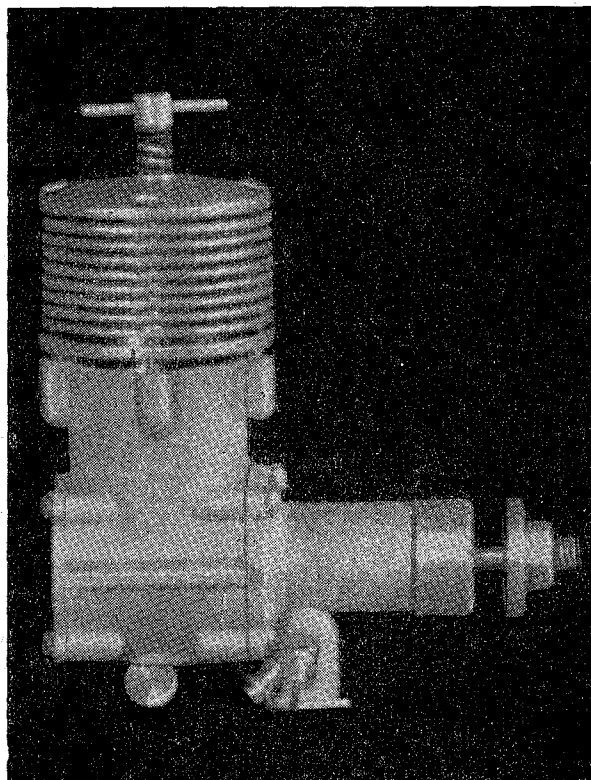


Рис. 6. Внешний вид авиамотора.

патрубок и проворачивают винт рядом резких рывков. Совместной регулировкой степени открытия иглы жиклера и винта регулировки степени сжатия можно добиться хорошей работы и высокой мощности мотора.

Метеорограф подвергся только небольшим конструктивным изменениям. Прибор 7 (рис. 5) целиком устанавливался в передней части фюзеляжа на площадке 8. Сверху фюзеляжа выступало только небольшое отверстие козырька вентиляционной шахты, где располагались приемники метеорографа, в нижней части модели был сделан выход для потока воздуха, проходящего через всю шахту.

Чувствительность приемников: 1) давления 4,3 мб на 1 мм ординаты, 2) температуры 0°,42 на 1 мм ординаты, 3) относительной влажности 5,0% на 1 мм ординаты.

Все остальные характеристики прибора оставались без изменения. Прибор крепился на амортизаторах внутри фюзеляжа.

Первые полевые испытания новой авиамодели с целью регулировки числа оборотов мотора и проверки работы отдельных узлов управления были проведены 3/XI 1956 г. Модель легко отрывалась от руки, быстро набирала высоту, следовала всем сигналам командной станции и совершала посадку почти рядом с педатчиком. Никаких поломок модели при посадке не было. Метеорограф в этом полете не поднимался, вместо него был положен груз в 0,5 кг.

В ближайшее время начнутся подъемы метеорографа для исследования нижнего слоя атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

Михель В. М. Метод уравнишенных зондов для исследования облаков. Климат и погода, № 4. 1936.

Михель В. М. О методах зондирования атмосферы. Метеорол. и гидрол., № 1. 1947.

О РОЛИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗАРЯДОВ ПРИ КОАГУЛЯЦИИ КАПЕЛЬ ТУМАНА

Очевидно, что электрические заряды капель могут играть две прямо противоположные роли, способствуя или препятствуя коагуляции в зависимости от комбинации знаков; естественно, встает вопрос, какая же роль практически является главной в данных условиях. Этот первоочередный вопрос оказался достаточно сложным и приблизиться к его решению удалось не сразу. Получив ориентировочные данные о средних зарядах капель тумана, А. Виганд со своими сотрудниками [7], [8] выдвинул теорию „электростатической стабилизации туманов“ отводя главную роль силам, препятствующим коагуляции (случаю одноименных зарядов капель). Были подсчитаны минимальные заряды, не допускающие столкновения двух одинаковых капель; они оказались сравнительно небольшими (от нескольких десятков до двух-трех тысяч элементарных зарядов на каплю). При расчете учитывались отклонения от закона Кулона, связанные с конечными размерами капель. Однако надежных фактических данных для подтверждения теории не было получено. Виганд ссылаясь лишь на отрывочные измерения средних зарядов капелек естественных туманов и на лабораторные опыты Финдейзена [9]. Несмотря на это, взгляды Виганда получили довольно широкое распространение и приводятся в учебной литературе [1].

Имеется ряд работ, в которых роль электрических зарядов в коагуляции рассматривается в другом, противоположном значении, т. е. что электрические заряды содействуют коагуляции. Еще в 1938 г. Н. А. Вагер [2] показал, что наличие заряда увеличивает коэффициент захвата капель (т. е. роль сил притяжения достаточно велика). В опытах Вагера рабочая камера заполнялась химическим туманом; мелкие капли воды, заряженные в электрическом поле, падали сквозь туман. Характеристикой концентрации тумана служила его прозрачность, регистрируемая с помощью фотоэлемента. Точно такие же опыты, давшие снова положительный результат, были проведены во Франции в 1948 г. Потенье [10] (единственное отличие их состояло в том, что Потенье пользовался не химическим, а естественным туманом; работа Вагера была, по видимому, ему неизвестна). Результаты опытов Вагера и Потенье приведены на рис. 1. Заметим, что Вагер пытался сначала другим методом оценить роль заряда для крупных капель (размером несколько миллиметров), но получил ошибочный результат; опыты, проведенные позднее (в 1952 г.) Ганном и Гитшфельдом [11], показали, что для таких капель заряд практически не оказывает влияния на величину коэффициента захвата.

Среди теоретических работ по коагуляции капель особое значение имеет работа Лэнгмюра [12] (1948 г.), согласно которой коагуляция возможна только для сравнительно крупных капель (с радиусом больше 15μ). Модельные опыты Сартера [13] (1954 г.) с водяными каплями, падающими в минеральном масле, в общих чертах экспериментально подтверждают расчеты Лэнгмюра, хотя и дают основания предполагать, что вычисленные значения коэффициентов захвата несколько занижены по сравнению с фактическими. Однако теория Лэнгмюра не исключает роль

электрических зарядов при коагуляции, так как расчеты им были сделаны только для нейтральных капель. Действительно, расчеты Потенье и Коше [14] (1947—1952 гг.) для случая, когда более крупная капля заряжена и падает среди мелких нейтральных капель, показывают, что благодаря заряду коагуляция становится не только возможной, но даже весьма эффективной при определенной комбинации

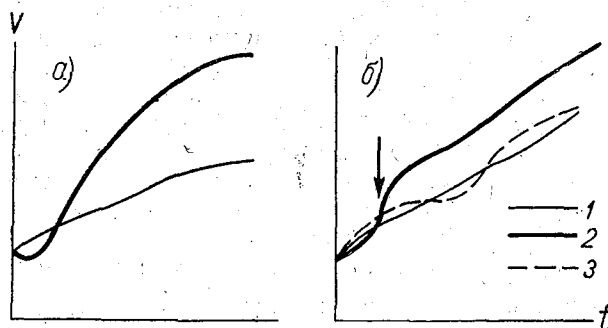


Рис. 1. Изменение видимости V в камере туманов со временем t .

a — по Н. А. Вагнеру, 1938 г., b — по Потенье, 1948 г.
1 — без искусственных воздействий, 2 — при воздействии заряженными каплями, 3 — при воздействии незаряженными каплями (с тем же количеством воды). Стрелкой отмечен момент выпуска каплей.

параметров. Для проверки своего метода расчета коэффициентов захвата Коше равнял вычисленные и полученные опытным путем траектории капель около заряженного цилиндра; оказалось, что экспериментальные и теоретические данные вполне удовлетворительно согласуются между собой. В дополнение к работе

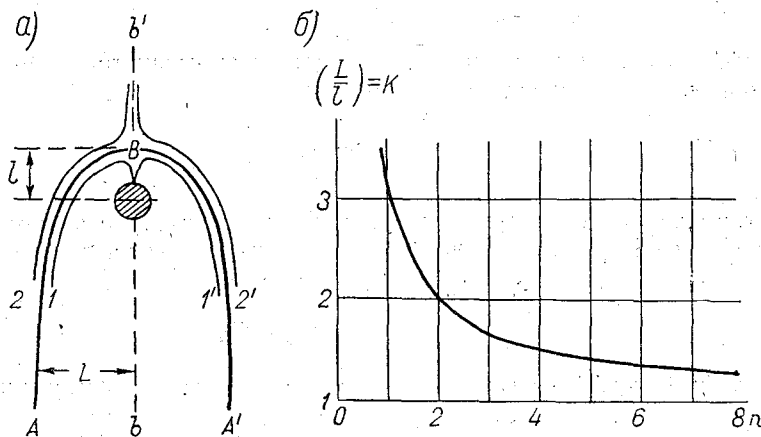


Рис. 2. Схема, поясняющая определение коэффициента захвата (a) и зависимость коэффициента k от n (b).

Коше Левин [3] сделал (в 1954 г.) расчет для случая, когда заряжена не только большая капля, но и меньшие капли (с противоположным знаком).

Приближенные формулы для вычисления коэффициента захвата, полученные Коше и Левиным, можно объединить следующей простой схемой. Рассмотрим траектории маленьких капель около большой капли (рис. 2). Большая капля захватит капли, идущие, например, по траекториям 1, 1', и не захватит капли траекториями 2, 2'; между всеми траекториями первого и второго типов имеется разделяющая их предельная кривая AA' . Для вычисления коэффициента захвата $\mathcal{E}$

требуется определить длину отрезка L (рис. 2), так как Θ определяется соотношением

$$\Theta = \frac{\pi L^2}{\pi R^2} = \frac{L^2}{R^2}, \quad (1)$$

где R — радиус большой капли, L — предельное расстояние траектории от вертикали, при котором будет еще происходить слияние капель.

Но вместо прямого определения L , требующего решения более или менее сложных уравнений для каждого рассматриваемого варианта, можно определить сначала вспомогательный отрезок l — расстояние от центра большой капли до вершины предельной кривой, отмеченной буквой B на рис. 2. Очевидно, что капли, приближающиеся к вертикали bb' ниже точки B , будут захвачены, а капли, приближающиеся выше этой точки, захвачены не будут. Это предельное расстояние определяется вполне элементарно. Рассмотрим две капли, расположенные на одной вертикали и падающие со стоксовскими скоростями V и v . Под действием электрической силы (притяжения) $F(x)$, зависящей от расстояния между каплями, маленькая капля будет приближаться к большой со скоростью $\frac{F(x)}{\sigma}$, где σ — коэффициент сопротивления (по Стоксу, для малой капельки), считая движение установившимся. Под действием силы тяжести большая капля будет удаляться от малой со скоростью $V - v$. Поэтому для определения величины l получается уравнение

$$\frac{F(l)}{\sigma} = V - v. \quad (2)$$

Действительно, при всяком $x < l$ маленькая капля догонит большую, если же $x > l$, маленькая капля не догонит большую. Теперь остается установить связь между L и l . Допустим, что функция $F(x)$ имеет вид

$$F(x) = \frac{p}{x^n},$$

где p — коэффициент, который может включать ряд параметров, но не зависит от x . Для определения величины отношения

$$\frac{L}{l} = k \quad (3)$$

были проведены вспомогательные расчеты, на технических деталях которых останавливаться не будем; заметим лишь, что за основу берется уравнение

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y}{x} - \frac{A}{x} \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{(x^2 + y^2)^{-n}}$$

(A — определенный коэффициент) и в результате получается следующее выражение для k :

$$k = \sqrt[n]{2n \int_0^\infty \frac{du}{(1+u^2)^{\frac{1+n}{2}}}}, \quad (3a)$$

где k — численный коэффициент, зависящий от показателя степени n в выражении для $F(x)$. По ряду точек, вычисленных по формуле (3a), была вычерчена кривая, данная на рис. 2 б. Согласно (1) и (3)

$$\Theta = k^2 \frac{l^2}{R^2}, \quad (4)$$

где l определяется уравнением (2), а коэффициент k — рис. 2 б.

Приведем несколько примеров получения приближенных выражений для $\mathcal{E}$ таким способом, полагая, по Стоксу,

$$\sigma = 6\pi\eta r, \quad V = \frac{2}{9} \frac{g}{\eta} R^2, \quad v = \frac{2}{9} \frac{g}{\eta} r^2$$

и применяя обозначения: η — коэффициент вязкости воздуха; g — ускорение, сообщаемое силой тяжести; R, r — радиусы большой и малой капли соответственно; Q, q — заряды большой и малой капли (плотность воды всюду принята равной единице).

В каждом случае предварительно подбирается приближенное выражение для силы $F(x)$, согласно которому берется значение показателя степени n . Следует подчеркнуть, что для оценки влияния интересующих нас электрических сил в первую очередь важно определить порядок величины коэффициента захвата $\mathcal{E}$. С этой точки зрения рис. 2 б весьма показателен; при изменении n в достаточно широких пределах коэффициент k меняется примерно от 1 до 3, во всяком случае существенно не сказываясь на порядке величины $\mathcal{E}$. Вообще же точность приближенных расчетов данного типа ограничивается не возможной погрешностью в определении k , но в основном влиянием неучитываемых здесь факторов — гидродинамических сил, инерции и т. д., — которые сравнительно малы при малых размерах капель.

Перейдем теперь непосредственно к отдельным примерам.

1. Сила $F(x)$ дается выражением

$$F(x) = \frac{|qQ|}{x^2}$$

(обе капли заряжены, $q \neq 0, Q \neq 0$); для нахождения l по (2) приравняем $\frac{F(l)}{\sigma}$ и $V - v$

$$\frac{|qQ|}{l^2\sigma} = V - v, \quad l^2 = \frac{|qQ|}{\sigma(V - v)};$$

коэффициент k для $n = 2$ по рис. 2 б равен 2, следовательно, по (4)

$$\mathcal{E} = \frac{4l^2}{R^2} = \frac{4|qQ|}{R^2\sigma(V - v)}.$$

Подставляя сюда значения σ, V и v , приходим к формуле, полученной Левиным [3],

$$\mathcal{E} = \frac{4|qQ|}{R^2 \cdot 6\pi\eta r \left(\frac{2}{9} \frac{g}{\eta} R^2 - \frac{2}{9} \frac{g}{\eta} r^2 \right)} = \frac{3|qQ|}{\pi g r R^2 (R^2 - r^2)}. \quad (5)$$

2. Сила $F(x)$ дается выражением (взятым по Коше [14])

$$F(x) = \frac{2Q^2r^3}{x^5}$$

(заряжена только большая капля, $Q \neq 0, q = 0$); находим снова l по (2)

$$\frac{2Q^2r^3}{l^5\sigma} = V - v; \quad l^5 = \left[\frac{2Q^2r^3}{(V - v)\sigma} \right]^{\frac{2}{5}}$$

при $n = 5$ по рис. 2 б $k = 1,42$, так что

$$\mathcal{E} = \frac{(1,42l)^2}{R^2} = \frac{1,5}{R^2} \left[\frac{Q^2r^2}{g(R^2 - r^2)} \right]^{\frac{2}{5}}. \quad (6)$$

Формула (6) практически совпадает с формулой Коше [13], в которой численный коэффициент равен $\left(\frac{45}{16} \right)^{0,4} \approx 1,51$; поляризационный фактор λ принят равным единице (заметим, что в книге [4] эта формула выписана с ошибкой).

Данный метод может быть использован и в других задачах подобного типа. Подсчитаем, например, коэффициент захвата каплей радиусом r электрическим проводом радиусом R в спокойном воздухе на единицу длины ($\mathcal{E}_{\text{лин}} = \frac{L}{R}$). Отношение $\frac{F(x)}{\sigma}$ в этом случае нужно приравнять v (так как провод неподвижен), причем здесь

$$F(x) = \frac{E_0^2 R^2 r^3}{x^3}$$

(E_0 — напряженность поля на поверхности провода). Для $n=3$ по рис. 2 б $k=1,7$; в результате получается так же, как у Коше [14],

$$\mathcal{E}_{\text{лин}} = \left(\frac{E_0^2}{gR} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (7)$$

с небольшим округлением численного коэффициента (см. также [4], стр. 172).

Формулы (5)–(7) применимы при условии, что электрические силы существенно влияют на движение капель, т. е. практически для достаточно маленьких капель, когда действие уже сравнительно небольших зарядов становится заметным. Можно последовательно уточнять данные расчеты в ряде направлений: более точного определения силы $F(x)$, учета гидродинамических сил и условий обтекания капель [характерно, что в формулы (5)–(7) не входит коэффициент вязкости η , учета инерции. Но для практического применения этих расчетов в любом варианте требуется иметь достаточно полные и надежные данные о распределении зарядов и размеров капель.

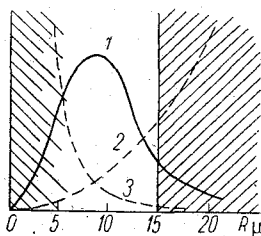


Рис. 3. Примерное распределение капелек тумана по размерам (1), скорость падения капелек (2) и коэффициент захвата для заряженных капелек (3) (в относительных единицах).

Распределение капель естественных туманов по размерам изучалось рядом авторов; хотя полученные кривые распределения иногда заметно отличаются друг от друга (в некоторых случаях это связано с различной методикой измерений), можно указать характерные особенности, общие для большинства кривых: наличие максимума (главного) в области радиусов порядка 5–10 μ и более или менее резкий спад в обе стороны от максимума (рис. 3). Важной задачей физики туманов является объяснение этих особенностей. Не исключая вообще существенной роли других факторов, отметим здесь следующее.

Скорость падения капель быстро возрастает с увеличением радиуса (рис. 3), достигая значений порядка сотен метров в час для радиусов больше 15 μ . По Лэнгмюру, незаряженные капли таких размеров могут коагулировать (заштрихованная справа область на рис. 3). Кроме того, эффект резкого увеличения коэффициента захвата за счет электрических зарядов особенно значителен для маленьких капель, что наглядно показывает кривая 3, построенная по данным расчетов Левина [3] (эта кривая дает изменение коэффициента захвата заряженной каплей радиуса R противоположно заряженных капель меньшего радиуса, порядка $\frac{R}{3} \div \frac{R}{10}$). Поэтому в левой части рис. 3 намечена штриховкой область, где может иметь значение коагуляция заряженных капель. В результате получается своего рода „окно“ (незаштрихованная часть графика), в области которого и оседание, и коагуляция капель (как нейтральных, так и заряженных) незначительны; капли соответствующих размеров будут сравнительно стабильны при подходящих метеорологических условиях и преобладают обычно по количеству, давая максимум на кривой распределения.

Чтобы перейти от указанных качественных выводов к вполне определенным количественным заключениям, необходимо использовать фактические данные уже

не только по размерам, но и по зарядам капель естественных туманов. Для решения этой конкретной задачи нельзя взять готовые данные — соответствующая литература до последнего времени ограничивалась всего несколькими работами по осредненному заряду капель (Виганд 1925 г. [7], Адеркас 1935—36 г. [5], Вебб и Ганн 1955 г. [15]), причем невозможность уверенного разделения капель с противоположными по знаку зарядами могла совершенно исказить полученные результаты. Все известные по литературе данные о зарядах капель тумана приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Результаты измерений зарядов и размеров капель тумана

	Виганд		Адеркас		Вебб и Ганн	Соловьев и Махоткин
	прибор Виганда	объемный заряд	прибор Виганда	усовершенствованный прибор Виганда	прибор Ганна	прибор ГГО
Число измерений	19	13	23	52	6	117/367
Средний заряд на одну каплю (из всех измерений, абс. значение), э. з. . .	360	260	10	60	1	80/0
Средний радиус, мк	11	14	—	—	(11)	4/10
Максимальный средний заряд, э. з. .	2200	1000	60	500	3	400

Примечание. В последнем столбце приводятся данные по результатам измерений отдельных капель (в числителе для заряженных капель, а в знаменателе для незаряженных).

Как видно из табл. 1, у различных исследователей получались совершенно несравнимые результаты. Итоговые средние заряды отличаются друг от друга на один-два порядка, и даже у одного и того же автора (Адеркас) изменение аппаратуры привело к значительному изменению результата. Поэтому, оставляя в стороне экспериментальные данные, приходилось прибегать к весьма грубым прикидкам, годным только для качественных выводов, определяя, например, величину зарядов (в том числе и положительных) по электрокинетическому потенциалу, как это делает Левин [3]. Подходящие, но еще очень ограниченные экспериментальные данные одновременно по зарядам и размерам отдельных капель были опубликованы буквально в самое последнее время (см. [6] и последнюю графу табл. 1); о подобных данных (по материалам неопубликованной диссертации) очень кратко упоминает Ганн в одной из последних работ [16], не приводя, однако, соответствующих размеров капель. Таким образом, проведение исследований по выяснению зарядов отдельных капель природных туманов (наряду с измерением их размеров) является первоочередной задачей.

Выводы

Работы последнего десятилетия, значительно изменившие старые упрощенные представления о коагуляции капель, не исключили влияния электрических зарядов на микроструктуру тумана; электрическим зарядам отводится существенная роль, естественно дополняющая действие ряда других факторов. Дальнейшее развитие знаний по этому вопросу требует в первую очередь получения достаточно полных данных одновременно по зарядам и размерам отдельных капель естественных туманов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. Гидрометеиздат. М. — Свердловск. 1944.
2. Вагер Н. А. Лабораторные опыты осаждения тумана диспергированной водой. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, в. 1, 1941.
3. Левин Л. М. О коагуляции заряженных облачных капель. ДАН, т. 94, № 3, 1954.
4. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд. АН СССР. М. 1955.

5. Адеркас О. Ю. Определение среднего заряда капель туманов. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, в. 1. 1941.
 6. Соловьев В. А. Об одном методе измерения зарядов и размеров капель тумана. Труды ГГО, в. 58 (120). 1956.
 7. Wigand A. Ladungsmessungen an natürliehen Nebel. Phys. Zeitsch., b. 27, № 23. 1926.
 8. Wigand A., Frankenberger F. Die elektrostatische Stabilisierung von Nebel und Wolken und die Niederschlagsbildung. Annalen der Hydrogr. und Marit. Meteorol. 1931.
 9. Findeisen W. Messungen der Grösse und Anzahl der Nebeltropfen zur Studium der Koagulation inhomogenen Nebels. Gerl. Beitr. z. Geophys., b. 35, № 3/4. 1932.
 10. Pauthenier M. Sur la coalescence electrique des brouillards et eventuellement des nuages a temperature quelconque au moyen d'aerosols electrises. Comp. Rend., vol. 226, № 7. 1948.
 11. Gunn R., Hittchfield W. A laboratory investigation of coalescence beetwen large and small water drops. Journ. of Meteorol., vol. 8, № 1. 1951.
 12. Langmuir I. The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperature above freezing. Journ. of Met., vol. 5, № 5. 1948.
 13. Sartor D. A laboratory investigation of collision efficiencies, coalescence and electrical charging of simulated cloud droplets. Journ. of Met., vol. 11, № 2. 1954.
 14. Cochet R. Evolution d'une gouttelette d'eau chgargee dans un nuage a temperature positive. Annales Geophysique, vol. 8, № 1. 1952.
 15. Webb W. L., Gunn R. The net electrification of natural cloud droplets at the earth's surface. Journ. of Met., vol. 12, № 3. 1955.
 16. Gunn R. Droplet — electrification processes and coagulation in stable and unstable clouds. Journ. of Met., vol. 12, № 6. 1955.
-

ОПЫТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОУДАРЕНИЯ И СЛИЯНИЯ ЗАРЯЖЕННЫХ КАПЕЛЬ

1

В настоящее время при недостаточности сведений об электрических свойствах водяных капель в облаках очень трудно учесть их влияние при решении как теоретических, так и практических задач, связанных с образованием осадков. Особенно затруднено решение такого практически важного вопроса, как образование розового электричества.

Обычно при построении теории осадков процесс укрупнения облачных элементов представляют состоящим из двух стадий. На начальной стадии укрупнения облачной капли ее рост происходит в основном в результате конденсации водяного пара, а далее, начиная с размера 20—30 μ , все большее значение приобретает гравитационная коагуляция. Наряду с процессами образования и укрупнения облачных частиц происходит образование их электрических зарядов и электрических полей в атмосфере. Естественно, что оба эти процесса следует рассматривать совместно.

К образованию электрических зарядов на облачных частицах приводят многие элементарные процессы. Это прежде всего адсорбция ионов, трение частиц и их разрушение, фазовые переходы воды, столкновения и ряд других. Помимо различных типов электризации, обусловленных систематически действующими факторами, может иметь место и случайная электризация, зависящая от тепловых флуктуаций. При этом частица, не имеющая предпочтения к ионам определенного знака, захватывает чаще то ионы одного знака, то другого. В результате этого заряд частицы колеблется около нулевого среднего значения. При этом частица может приобрести заряд при временном соприкосновении и последующем отделении от другой частицы того или иного сорта.

Многообразие механизмов электризации привело к тому, что в настоящее время существует большое количество теорий этого явления, ни одну из которых нельзя, однако, считать достаточно полной. Очевидно, что указанные механизмы электризации частиц имеют различную значимость в разные моменты жизни капли и при разных условиях. В количественном отношении они также неравноценны. Поэтому изучение каждого из них и их сопоставление представляет определенный практический интерес.

На начальной стадии развития облачности основными, наиболее вероятными процессами заряжения являются диффузионный и адсорбционный. Эти процессы не связаны с необходимостью наличия больших электрических полей и крупных капель, и их можно считать весьма вероятными. По данным измерений зарядов облачных частиц, проведенных непосредственно в облаках [15], оказывается, что приблизительно 90% всех капель являются обычно заряженными. Причем в последнее время установлено [16], что в свободной атмосфере имеет место значительное преобладание отрицательно заряженных капель. При этом отрицательный

заряд, приходящийся на каплю, а также суммарный отрицательный заряд больше, чем положительный. Сопоставляя экспериментальные данные по зарядам дождевых капель, полученные у земли и в свободной атмосфере, можно сделать вывод о том, что средние значения зарядов капель в ливневых дождях в свободной атмосфере больше, чем у поверхности земли. Например: $q_+ = 4,2 \cdot 10^{-2}$ CGS в свободной атмосфере и $q_+ = 3,6 \cdot 10^{-3}$ CGS у земли, соответственно $q_- = 4,9 \cdot 10^{-2}$ CGS и $q_- = 3,7 \cdot 10^{-3}$ CGS.

Наличие достаточно больших зарядов капель дождя является, по мнению автора, результатом роста заряда за счет гравитационной коагуляции [16].

Заряды капель следует учитывать при рассмотрении роста облачных капель размерами в несколько микрон. В этом случае силы электрического взаимодействия могут оказаться существенными и способствовать коагуляции мелких облачных капель.

При рассмотрении процесса коагуляции можно исходить из уравнения движения мельчайшей частицы в поле заряженной и поляризованной капли [12], [13]. Движение частицы будет происходить под действием силы тяжести, силы трения кулоновской силы электростатического взаимодействия, силы электрического поля поляризации капли (поляризация последней возникает под действием поля земли с напряженностью E) и, наконец, силы притяжения в результате индукции противоположного заряда.

В работе М. С. Левина [4] теоретическим путем было показано, что заряды капель оказывают влияние на их коагуляцию в интервале размеров $< 30 \mu$. Расчеты проводились в предположении, что одна из капель значительно меньше другой и ее аэродинамическое поле не оказывает влияния на поле большей. При этом из расчетов следует, что в случае разноименно заряженных капель коагуляция усиливается за счет сил электрического взаимодействия. При наличии заряда на большей капле и отсутствии на меньшей коагуляции способствует образованию на ней индуцированного заряда. По мере увеличения размеров частиц электрические силы приобретают все меньшее значение. Однако при столкновении капель достаточно больших размеров роль электрических сил может значительно возрасти в результате чего упругие неэффективные столкновения становятся частично или полностью эффективными.

Укрупнение капель в результате действия гравитационной коагуляции предполагает наличие достаточно больших разностей в скоростях падения капель, т. е. присутствие отдельных крупных капель в облаке мелких. При этом под влиянием аэродинамического поля крупной капли она захватывает на своем пути не все мелкие, которые частично ее обтекают. В теоретических работах, рассматривающих гравитационную коагуляцию, обычно не учитываются заряды сталкивающихся капель, что является допустимым из-за малости времени релаксации. В этом отношении интересна экспериментальная работа Гуна и Хитчвелда [10], в которой авторы не обнаружили влияния электрических зарядов на изменение эффекта коагуляции крупной капли с малыми, что является вполне естественным при данной постановке опыта. В другой работе Б. И. Стыро и Г. А. Гарбалюксас [11], наоборот, найдена зависимость коэффициента коагуляции от величины заряда большой капли.

В естественных условиях достаточно часто наблюдаются случаи столкновения капель достаточно близких размеров, что, например, может иметь место в водяных облаках с достаточно широким спектром распределения капель по размерам. Встает вопрос о том, каково может быть влияние их электрического состояния на коагуляцию. На основании экспериментального изучения эффективности соударения незаряженных капель примерно одинаковых размеров [5] можно считать, что эти столкновения в ряде случаев являются упругими и не приводят к слиянию. Иногда же соударение капель сопровождается частичным обменом массами с образованием отдельных мельчайших капель — „брызг“. Можно думать, что для капель, имеющих достаточно близкие размеры, наличие электрического заряда должно сильно сказываться на эффективности соударения. При малых относительных ско-

ростях (близкие размеры) значительно удлиняется время контакта капель. Кроме того, наличие зарядов, уменьшая поверхностное натяжение, способствует образованию соединительного канала между каплями. По данным М. А. Аганина [1], образование соединительного канала происходит при потенциале, подаваемом на каплю меньше 10 в. Подобные потенциалы соответствуют зарядам облачных и дождевых капель. На основании своих опытов автор приходит к выводу о невозможности образования соединительного канала без участия электрических зарядов.

Образование соединительного канала при соударении капель является необходимым, но недостаточным для слияния капель. Для осуществления слияния необходимо его достаточно длительное существование. При больших относительных скоростях падения образовавшийся канал быстро обрывается и полное слияние капель не успевает произойти.

Разрыв канала часто сопровождается образованием мельчайших капель, уносящих часть заряда капель. Образованию канала может препятствовать избыточное давление в паровоздушном зазоре, образующемся между сталкивающимися каплями [2], [3]. Поскольку указанное давление находится в зависимости от дефицита влажности воздуха, возрастая с увеличением последнего, постольку эффект слияния при прочих равных условиях также находится в зависимости от влажности воздуха. Увеличение эффективности столкновений с ростом влажности воздуха, в котором эти столкновения происходят, находит подтверждение в наших предыдущих работах [5], [14].

По мнению ряда зарубежных авторов, наибольшее развитие электрических явлений в облаках связано с появлением в них твердой фазы воды. Поэтому процессы фазовых переходов считаются ими весьма важными при образовании электрических зарядов. Это мнение, однако, не разделяется некоторыми авторами [9], которые считают, что твердая фаза не играет решающей роли при образовании мощных электрических полей, существующих в грозовых облаках. При этом предполагается, что гравитационная коагуляция заряженных капель может привести к образованию полей пробивных значений. Экспериментального доказательства этого положения пока еще нет. Поскольку грозовая деятельность, как правило, развивается при смешанном строении облаков и наиболее грозоопасной зоной является зона расположения выше нулевой изотермы, то и в образовании грозового электричества нельзя считать ответственной только жидкую фазу. При наличии в устойчивых облаках заряженных капель, достаточно мало отличающихся по своим размерам, их электрические заряды могут способствовать коагуляции капель.

Поскольку при соударении капель воздушный зазор, образующийся между ними, в ряде случаев препятствует обмену массами и слиянию капель, то, вероятно, что при соударении заряженных капель этот зазор может препятствовать обмену зарядами. Поэтому представляет интерес выяснить вопросы о возможности обмена зарядами при соударении капель без последующего слияния, а также о влиянии зарядов капель на процесс их слияния.

Настоящее исследование является продолжением проведенных ранее работ автора [5], [14] и имеет своей целью выяснение двух вопросов: 1) возможности обмена зарядами между каплями при их соударении, но при отсутствии слияния, и 2) влияния величины зарядов капель на превращение неэффективных соударений в полностью эффективные, т. е. имеющие своим следствием слияние капель.

При решении поставленных вопросов были приняты во внимание основные факторы, влияющие на процесс слияния, а именно, влажность воздуха и относительная скорость падения капель.

2

Для решения первой задачи была создана установка, схематически изображенная на рис. 1. Одной из основных частей установки являлись два капельника — верхний и нижний, заканчивающиеся тонкими металлическими иглами, с помощью которых создавались искусственные капли. Для сообщения образующимся каплям

необходимого заряда к капельникам постоянно подводилось напряжение от батарей. В качестве измерителя зарядов использовался тщательно экранированный однопитный электрометр. Нить электрометра соединялась с воронкой, в которую падала верхняя капля после соударения с нижней. Чувствительность электрометра в процессе проведения опытов могла быть легко изменена и составляла от 10 дел/в при больших зарядах верхней капли до 40 дел/в при наименьших исследованных зарядах капель. Емкость измерительной системы при этом в среднем составляла 11 см. Величины исследуемых зарядов капель находились в пределах от $1,4 \cdot 10^{-2}$ до $1 \cdot 10^{-4}$ CGS и определялись с точностью не менее 5—10%. Указанные заряды обычно наблюдаются и у естественных облачных и дождевых капель. Радиусы исследуемых капель определялись с помощью микроскопа и составляли в среднем около 10^{-1} см.

Опыты проводились при комнатной температуре 18—20° и относительной влажности воздуха 35—40%.

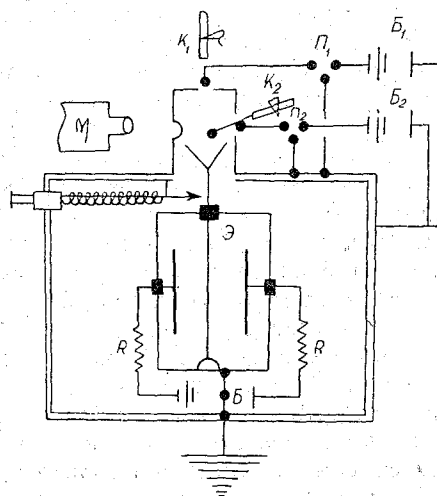


Рис. 1. Схема установки.

Методика проведения опытов была следующей. Предварительно измерялся заряд верхней капли при заземленном капельнике. При этом оказалось невозможным получить полностью нейтральную каплю. Однако отрицательный заряд, возникающий при отрыве от заземленного капельника, оказался достаточно малым и постоянным по величине. Его среднее значение составляло $q_{в0} = -1 \cdot 10^{-4}$ CGS.

Затем на верхний капельник поочередно подавалось напряжение от батарей ± 36 , $\pm 4,5$ и $\pm 1,5$ в и вновь измерялся заряд верхней падающей капли (т. е. после ее отрыва от капельника). После этого подводилась нижняя капля, поддерживаемая при постоянном потенциале, и посредством винтов штативодержателя устанавливалось такое положение капельников, при котором верхняя капля после соударения с нижней не сливалась с ней, а, отскакивая, попадала в воронку, соединенную с нитью электрометра.

При этом сразу же было обнаружено, что при прочих равных условиях заряженные любыми знаками капли всегда сливаются значительно легче, чем исследованные ранее незаряженные. Для уменьшения эффективности соударений заряженных капель была значительно увеличена скорость верхней капли путем увеличения расстояния между капельниками до 6 см. При этом расстоянии соударения всех исследованных заряженных капель при указанных температуре и влажности воздуха являлись неэффективными.

Вполне очевидно, что условия данного опыта несколько отличны от наблюдающихся в естественной обстановке, где происходит соударение свободно падаю-

их капель. Однако на первой стадии исследования для выяснения качественной стороны основного вопроса считаем возможным принять такое упрощение.

Обычно при работе с сильно заряженными каплями ($q \approx 10^{-2}$ CGS) разброс оценок при измерениях был незначителен, поэтому можно было ограничиться наблюдениями 50 капель. При наличии малых зарядов на каплях ($q \ll 10^{-2}$ CGS) азброс несколько увеличивался и для получения надежных средних значений обычно использовались результаты измерений зарядов для 100 капель.

На основании проведенных опытов можно прийти к заключению, что соударения капель, происходящие без их слияния, сопровождаются обменом зарядами. Таким образом, подобные соударения капель в облаках, очевидно, также могут привести к изменению их зарядов.

Анализируя полученные данные, прежде всего выделим результаты измерений соударений сильно заряженных капель ($q_v \approx 1,5 \cdot 10^{-2}$ CGS) с нижними, имеющими потенциалы от 30 до 0 в. В этом случае заряд верхней капли после соударения $q_{вн}$ уменьшается, причем это уменьшение тем больше, чем меньше потенциал нижней капли. В среднем можно считать, что уменьшение заряда верхней капли происходит одинаково для положительно и отрицательно заряженных капель. Это подтверждают следующие значения отношения $\frac{q_{вн}}{q_v}$ для капель, имеющих заряды q_v , равные $+1,45 \cdot 10^{-2}$ и $-1,52 \cdot 10^{-2}$ CGS, после соударения с нижними при указанных потенциалах:

q	V_n						
	-30	+30	-4,5	+4,5	-1,5	+1,5	0
$+1,45 \cdot 10^{-2}$	0,66	0,72	0,12	0,08	0,05	0,02	0,03
$-1,52 \cdot 10^{-2}$	0,63	0,87	0,12	0,07	0,05	0,02	0,01

При этом, как показывают наблюдения, соударения положительно и отрицательно заряженных верхних капель с одноименно заряженной нижней приводят только к уменьшению абсолютной величины заряда. Соударения же разноименно заряженных капель сопровождаются изменением знака заряда верхней капли.

Рассмотрим результаты измерений соударений верхних капель (всех указанных величин и знаков зарядов) с нижними, имеющими потенциалы $+30$ и -30 в. В этом случае заряды верхних как положительно, так и отрицательно заряженных капель при $q \approx (1,4-1,5) \cdot 10^{-2}$ CGS, как отмечалось выше, несколько уменьшаются. Что касается капель, имеющих малые заряды ($\sim 10^{-3}$ CGS и меньше), то заряд последних существенно возрастает. Это возрастание заряда может быть наглядно представлено следующими значениями, характеризующими отношение $\frac{q_{вн}}{q_v}$:

V_n	$q_v \cdot 10^4$				
	-16	+16	-5	+5	-2
-30	8,1	9,0	25,8	25,2	50,0
+30	9,7	8,3	27,4	22,7	42,0

Таким образом, чем меньше заряд верхней капли до соударения, тем сильнее он увеличивается после соударения. Кроме численного увеличения заряда в случае

соударения разноименно заряженных капель, верхняя после соударения имеет знак заряда нижней.

Иные результаты наблюдаются при столкновении сравнительно слабозаряженных капель $q_v = 1,6 \cdot 10^{-3}$ и $5 \cdot 10^{-4}$ CGS с нижними, имеющими потенциал $\pm 4,5$ и $\pm 1,5$ в, и заземленными. В этом случае величина заряда верхней капли после соударения остается постоянной при изменении величины и знака потенциала нижней капли. Численные значения положительного заряда верхней несколько уменьшаются и составляют 94% при начальном значении заряда верхней $q_v = 1,6 \cdot 10^{-3}$ CGS и 60% при $q_v = 5 \cdot 10^{-4}$ CGS. При этом знак заряда верхней капли не меняется при соударении как одноименно, так и разноименно заряженных капель.

Что касается численных значений зарядов отрицательно заряженной верхней капли, то после соударения они увеличиваются. Причем это увеличение тем больше, чем меньше первоначальный заряд капли. Так, для $q_v = 5 \cdot 10^{-4}$ CGS заряд капли после соударения увеличивается на 40%, в то время как для $q_v = 1,6 \cdot 10^{-3}$ CGS — всего лишь на 10%. При интерпретации полученных результатов, очевидно, следует учесть условия опыта, при которых нижняя капля всегда была присоединена к батарее. Нам кажется, что на основании проведенных опытов могут быть сделаны следующие выводы: 1) соударение заряженных капель происходит даже без их слияния, сопровождается обменом зарядами, 2) обмен зарядами достаточно полный, так как верхняя капля после соударения приобретает заряд, почти полностью соответствующий потенциалу нижней капли, 3) при соударении сильно заряженных верхних капель их заряд уменьшается тем больше, чем меньше потенциал нижней капли, и, наконец, 4) соударение заряженных капель независимо от знаков зарядов, приводит к возникновению отрицательного заряда, относительная величина которого увеличивается с уменьшением заряда верхней капли. Это возникновение отрицательного заряда, очевидно, происходит в момент отрыва одной капли от другой. Следует допустить, что процесс соударения мельчайших капель в облаках аналогично может приводить к образованию дополнительных отрицательных зарядов облачных элементов.

Полученный вывод подтверждается результатами непосредственных измерений числа и зарядов облачных элементов, проведенных в свободной атмосфере [16].

3

Для выяснения влияния зарядов капель на эффективность соударения описанная выше установка была несколько изменена. Подвижные металлические капельники были вмонтированы в прозрачную герметическую камеру, являющуюся одновременно электростатической защитой. Внутри камеры искусственно создавался необходимый режим влажности. Капельники через потенциометры были соединены с батареями. Измерения обычно начинались с того, что при заземленных верхнем и нижнем капельниках устанавливалось такое положение последних, что происходило только слабое касание капель, но без их слияния. Затем на капельники через потенциометры подавалось напряжение, измеряемое вольтметром. При этом нижний капельник обычно был соединен с землей, либо на него подавалось небольшое постоянное напряжение (± 3 , ± 5). Потенциал верхнего капельника медленно увеличивался, и фиксировалось его значение, при котором начинало происходить слияние капель. По измеренным значениям потенциала, используя переводной график зависимости величины заряда падающей капли от потенциала капельника $q_v = f(V_v)$, находились значения зарядов, при которых осуществлялся переход от неэффективных соударений к слияниям. Это значение заряда верхней капли назовем критическим q_k . Таким образом, при значениях $q < q_k$ слияние при данных условиях не происходит, а при $q > q_k$ все соударения капель приводят к слиянию.

Измерения производились при разных скоростях падения капель, соответствующих числам Рейнольдса Re от 30 до 100. Подобные значения часто имеют место

естественных условиях. Кроме изменения числа Re , в опытах внутри камеры искусственно менялась относительная влажность воздуха r от значений, весьма близких к насыщению (100%), до величин порядка 30%. При проведении опытов обычно приходилось производить дополнительное увлажнение камеры, в которой наблюдались соударения.

Особое внимание было уделено исследованиям при влажности, близкой к насыщению, как наиболее соответствующей наблюдаемой при естественной коагуляции. Исследовались соударения одноименно заряженных капель обоого знака, разноименно заряженных, а также нейтральных с заряженными, причем две последние серии проводились дважды с переменной знаков зарядов верхней и нижней капель.

При проведении опытов было отмечено, что численные значения q_k в значительной степени определяются величиной потенциала нижней капли. В качестве примера на рис. 2 представлена зависимость q_k от потенциала нижней капли при относительной влажности 50% и относительной скорости падения верхней капли, равной 76 см/сек. Прямые 1а и 1б дают указанную выше зависимость соответственно для одноименных положительно и отрицательно заряженных капель. Прямая 2а дает ту же зависимость для случая, когда верхняя капля заряжена положительно, а нижняя — отрицательно, прямая 2б — верхняя заряжена отрицательно, а нижняя — положительно. Пересечение указанных прямых с осью ординат дает значение q_k в том случае, когда нижняя капля заземлена. Подобные зависимости получены для скоростей 60 см/сек. и 30 см/сек.

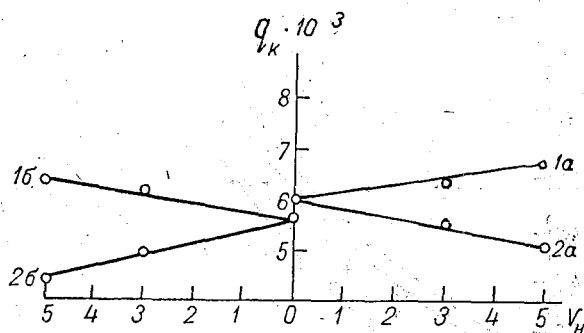


Рис. 2. Зависимость q_k от потенциала нижней капли.

Из рассмотрения приведенного графика видно, что при одноименно заряженных каплях имеет место увеличение q_k при возрастании потенциала нижней капли, причем абсолютные значения q_k при одном и том же значении $|V_n|$ несколько больше в случае соударения положительно заряженных капель. При соударении разноименно заряженных капель имеем обратную картину: происходит уменьшение значений q_k при возрастании $|V_n|$, также несколько различное в зависимости от соотношения знаков заряда на каплях.

Если отвлечься от небольшого различия внутри основных групп одноименно и разноименно заряженных капель, то результаты измерений позволяют сделать вывод о том, что наличие даже одноименных зарядов на крупных каплях ($r \approx 1$ мм) может обеспечить превращение неэффективных соударений в эффективные. Слияние заряженных капель с нейтральными происходит при почти одинаковых численных значениях q_k , хотя несколько больших в случае, если падающая капля заряжена положительно.

Результаты опытов, проведенных для выяснения зависимости q_k от относительной скорости падения верхней капли, приведены на рис. 3. Здесь эта зависимость представлена для разноименно заряженных капель (кривая 1) и для одноименно заряженных (кривые 2 и 3 соответственно для отрицательно и положительно заряженных капель). При измерениях нижняя капля находилась при постоянном потенциале ± 5 в. На рисунке значками „+“ и „-“ обозначены значения q_k , соответствующие слиянию положительно и отрицательно заряженной капли с нейтральной. На рисунке представлены данные, полученные при относительной влажности воздуха порядка 50%. Во всех рассмотренных случаях отчетливо проявляется

значительное возрастание q_k с увеличением относительной скорости падения. При этом наибольшие значения q_k при всех исследованных скоростях падения оказываются большими при слиянии одноименно заряженных капель, особенно положительно и меньшими при слиянии капель, заряженных разноименно.

Наблюдаемое увеличение заряда, необходимое для слияния при увеличении относительной скорости падения, очевидно, может быть объяснено уменьшением продолжительности контакта капель, а следовательно, необходимостью увеличения заряда для возможности образования достаточно широкого соединительного канала, обеспечивающего слияние капель.

Относительная влажность воздуха, в котором наблюдаются соударения, существенно меняет величину заряда q_k . На рис. 4 представлена зависимость q_k от относительной влажности воздуха при скорости падения верхней капли, равно 70 см/сек. Как видно из рисунка, с увеличением влажности воздуха заряд верхней капли, при котором наблюдается слияние, уменьшается. Верхняя кривая на рисунке

представляет эту зависимость для одноименно отрицательно заряженных капель, а нижняя — для заряженных разноименно.

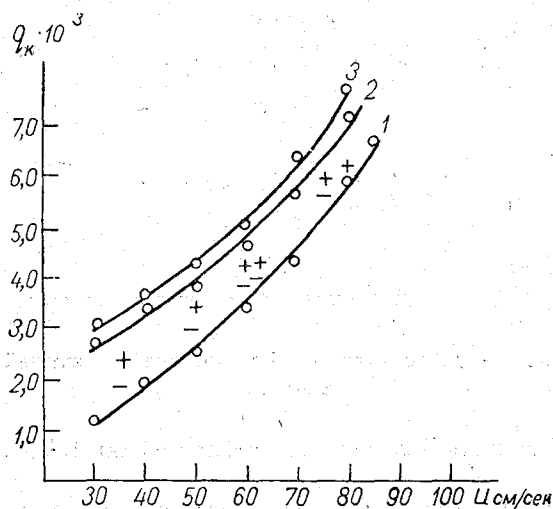


Рис. 3. Зависимость q_k от относительной скорости падения верхней капли.

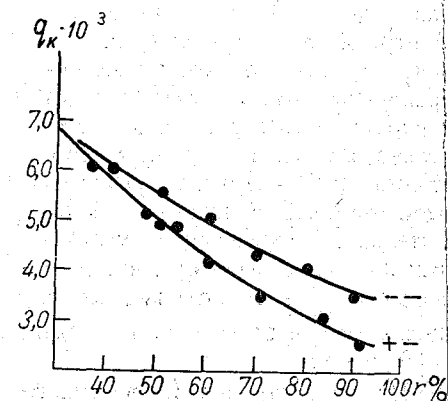


Рис. 4. Зависимость q_k от относительной влажности воздуха.

Полученные результаты согласуются с нашими предыдущими исследованиями зависимости эффективности соударений капель от относительной влажности воздуха для нейтральных капель [14].

Очевидно, что и в случае соударения заряженных капель избыточное давление, возникающее в зазоре между соприкасающимися каплями, затрудняет их слияние при относительной влажности $< 100\%$.

На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что: 1) заряды капель способствуют их слиянию даже в том случае, если капли имеют достаточно большие размеры ($r \approx 1$ мм), 2) соударения одноименно заряженных капель ($q > q_k$) при прочих равных условиях являются более эффективными в сравнении с незаряженными каплями, 3) для осуществления слияния одноименно заряженных капель различие в величинах их зарядов должно быть больше, чем в случае слияния разноименно заряженных, 4) слиянию заряженных капель способствует большая относительная влажность воздуха и малые относительные скорости падения, обеспечивающие более длительный контакт капель.

Влияние электрических зарядов капель на процесс их слияния является достаточно сложным, и дать исчерпывающее объяснение его трудно. Очевидно, здесь имеет место совокупность явлений, проявляющихся под влиянием электрических зарядов. Возможно представить себе это следующим образом. Вода является поляр-

ной жидкостью, поэтому на ее свободной поверхности имеет место определенная ориентация молекул. В результате такой ориентации поверхность жидкости оказывается покрытой как бы двойным электрическим слоем. Наличие двойного слоя обуславливает скачок потенциала φ_0 при переходе изнутри жидкости наружу. Под влиянием двойного слоя поверхностное натяжение жидкости уменьшается на величину $\frac{1}{2} C \varphi_0^2$ [16], где C — емкость конденсатора, обусловленного двойным слоем. При наложении внешней разности потенциалов V это уменьшение поверхностного натяжения составит $\frac{1}{2} C (\varphi_0 + V)^2$. При этом, если V имеет знак, противоположный φ_0 , то при увеличении V от нуля наблюдалось значительное возрастание поверхностного натяжения (капли становились более упругими) и достигалось его максимальное значение при $V = \varphi_0$, т. е. в момент разрушения двойного слоя. После этого поверхностное натяжение резко уменьшалось, капля становилась как бы „мягче“, очевидно, при этом образовывался двойной слой с противоположными знаками. Последующие соударения обычно приводили к слиянию капель.

Уменьшение поверхностного натяжения для положительно и отрицательно заряженных капель, по всей вероятности, является различным. А именно, у положительно заряженных капель поверхностное натяжение под влиянием заряда, очевидно, уменьшается несколько меньше, чем у заряженных отрицательно.

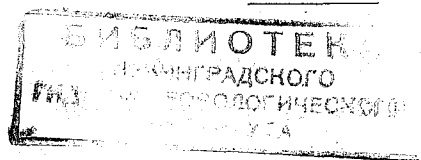
Наряду с изменением поверхностного натяжения под влиянием электрических зарядов в некоторой степени проявляется электростатическое взаимодействие. Кроме того, поскольку потенциалы капель оказываются различными, между ними возникает электрическое поле, приводящее к некоторым изменениям формы их поверхности и способствующее слиянию. Таким изменением формы и образованием, возможно, незначительных бугорков (так как электрические поля невелики) могут быть объяснены наблюдаемые нами случаи слияния заряженных капель при отсутствии видимого соударения таких же, но незаряженных капель.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аганин М. А. Журнал геофизики, № 5, в. 4. 1935. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 3. 1940.
2. Дерягин Б. В. и Прохоров П. С. Сб. „Новые идеи в области изучения аэрозолей“. Изд. АН СССР. 1949.
3. Прохоров П. С. Там же.
4. Левин Л. М. Докл. АН СССР, т. 94, № 3 и 4. 1954.
5. Тверская Н. П. Труды ГГО, в. 47. 1954.
6. Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества. Гостехиздат. 1949.
7. Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Изд. АН СССР. 1945.
8. Адам Н. К. Физика и химия поверхностей. Гостехиздат. 1947.
9. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гостехиздат. 1954.
10. Gunn R., Hirschfeld W. Journ. of Meteorol., vol. 8, N 1. 1951.
11. Стыро Б. И. и Гарбалюк-Сас Ч. А. Труды АН Литовской ССР, серия Б, 3. 1956.
12. Стыро Б. И. Там же.
13. Müller, Hillebrand D. Arkiv för geofisik, 2, N 10—11. 1954.
14. Тверская Н. П. Труды ЛГМИ, вып. 5. 1956.
15. Gunn R. Journ. of Meteorol., vol. 12, N 6. 1955.
16. Красногорская Н. В. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 7. 1956.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
В. Я. Никандров. Природа образования капелек и льдинок в условиях больших пересыщений	3
П. Н. Красиков, Г. М. Башкирова. Метеорологические условия при зимних ангарских туманах в районе г. Иркутска	12
П. А. Воронцов. Аэрологические исследования туманов испарения р. Ангары . .	24
Г. М. Башкирова, П. Н. Красиков. Некоторые микрофизические характеристики зимних ангарских туманов в районе г. Иркутска	37
В. В. Базилевич. Влияние атмосферной турбулентности на слышимость звуков в атмосфере	50
Н. П. Тверской. Акустическая характеристика турбулентного состояния атмосферы	54
П. А. Воронцов. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы над мелкосопочным рельефом целинных земель	61
П. А. Воронцов. О бризах Ладожского озера	87
П. А. Воронцов, В. М. Михель, А. А. Эрлер. Использование радиоуправляемых авиамodelей для аэрологических исследований нижних слоев атмосферы .	107
Л. Г. Махоткин, В. А. Соловьев. О роли электрических зарядов при коагуляции капель тумана	116
Н. П. Тверская. Опытное изучение соударения и слияния заряженных капель .	123



Редактор *М. М. Ясногородская.*

Техн. редактор *О. Г. Владимиров.*

Корректоры: *З. А. Белкина и В. В. Мамедова.*

Сдано в набор 16/X 1957 г.

Подписано к печати 10/I 1958 г.

Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4,13. +1 вкл.

Печ. л. 11,53.

Уч.-изд. л. 12,53.

Тираж 1300 экз.

М-05711.

Индекс МЛ-298.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 1070

Цена 8 руб. 80 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза.
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.