

06
Т 78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

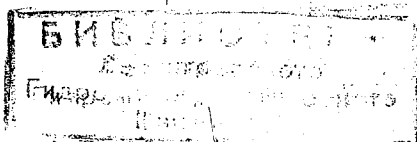
ВЫПУСК 106

ВОПРОСЫ ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ

Под редакцией
канд. геогр. наук
П. А. ВОРОНЦОВА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1961



197951

АННОТАЦИЯ

В сборнике содержатся работы по отдельным вопросам физики атмосферы. Анализируется общее содержание атмосферного озона по полушарию и особенности распределения его в циклонах и антициклонах. Рассматриваются условия равновесного состояния атмосферы над уровнем конденсации и перехода низкой облачности в туман.

Приводится ряд данных, характеризующих распределение температуры, удельной влажности, облачности и местных ветров в бассейне оз. Севан, а также рассматриваются некоторые вопросы методики наблюдений.

Сборник рассчитан на специалистов, занимающихся вопросами физики атмосферы.

ОБ УСЛОВИИ РАВНОВЕСНОГО СОСТОЯНИЯ АТМОСФЕРЫ НАД УРОВНЕМ КОНДЕНСАЦИИ

В статье рассматривается вопрос о применении метода частицы для определения степени вертикальной устойчивости атмосферы над уровнем конденсации при наличии неадиабатических конвективных движений воздуха в виде частицы и струи. Показано, что устойчивость атмосферы по отношению к вертикальным движениям, сопровождающимся перемешиванием с окружающей средой, зависит не только от вертикального распределения температуры, но и от влажности атмосферы.

Суть метода частицы, с помощью которого можно определить, находится ли атмосфера в устойчивом, равновесном или неустойчивом состоянии, сводится к сопоставлению кривой изменения с высотой температуры внутри перемещающейся по вертикали частицы воздуха с постоянной массой с кривой стратификации. Если кривые совпадают или идут параллельно, состояние атмосферы считается равновесным, в остальных случаях атмосфера может находиться в устойчивом или неустойчивом состоянии. Таким образом, сохранение разности температур перемещающейся частицы и среды (или равенство их температур) является признаком равновесного состояния атмосферы. Отсюда вытекают известные условия безразличного состояния атмосферы по отношению к адиабатически перемещающимся частицам:

$$\bar{\gamma} = \gamma_a$$

в слоях под уровнем конденсации и

$$\bar{\gamma} = \gamma_{ва}$$

над уровнем конденсации ($\bar{\gamma}$ — вертикальный градиент температуры в атмосфере, γ_a и $\gamma_{ва}$ — соответственно сухоадиабатический и влажноадиабатический градиенты).

Недостатком метода частицы в том виде, в каком он существует в настоящее время, является то обстоятельство, что для его применения необходимо знать изменение температуры внутри поднимающейся (опускающейся) частицы. Но это как раз и неизвестно (без предварительных расчетов) при неадиабатических движениях и движениях частиц переменной массы. Иными словами, применение метода частицы ограничено пока адиабатическими движениями. В настоящей статье сделана попытка расширить область применения метода и рассмотреть вопрос об условии равновесного состояния атмосферы над уровнем кон-

денсации с учетом неадиабатичности движений, что представляет интерес с точки зрения исследования развития конвективной облачности.

Выделим мысленно на некоторой высоте в атмосфере частицу с определенной массой и температурой, равной температуре окружающей среды. Сообщим этой частице некоторое количество движения и будем считать, что в дальнейшем частица перемещается без воздействия внешних сил, причем масса ее не меняется; имеет место приток тепла (например, поглощение солнечного тепла облачными каплями). Поставим задачу найти величину вертикального градиента температуры в атмосфере \bar{p} , при которой состояние атмосферы будет равновесным. Задача эта решается с помощью анализа уравнения движения, которое можно записать в виде

$$\frac{d}{dt}(M\omega) = -\left(\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} + g\right) M, \quad (1)$$

и уравнений притока тепла и влаги:

$$\frac{dT}{dt} - \frac{ART}{c_p p} = \frac{L}{c_p} m' + \frac{Q'}{c_p}, \quad (2)$$

$$\frac{dq_{\max}}{dt} = -m'. \quad (3)$$

В этих уравнениях z — высота, t — время, ω — вертикальная скорость частицы, T — ее температура, ρ — плотность, q_{\max} — удельная влажность (по условию — насыщающая) и M — масса, которая является, очевидно, величиной постоянной, так как силы турбулентной и молекулярной вязкости не учитываются. Помимо указанных величин, g обозначает ускорение силы тяжести, A — термический эквивалент работы, R — удельную газовую постоянную воздуха, c_p — удельную теплоемкость, p — давление, L — теплоту конденсации, m' — количество конденсирующейся в единицу времени влаги и Q' — приток тепла на единицу массы за единицу времени.

Если через \bar{T} , $\bar{\rho}$ и \bar{p} обозначить температуру, плотность и давление воздуха в окружающей частицу среде, а также учесть, что на любом уровне z давление $p(z) = \bar{p}(z)$, то с помощью уравнения статики

$$\frac{d\bar{p}}{dz} = -\bar{\rho}g$$

и уравнения Менделеева — Клапейрона

$$\bar{\rho} = \frac{\bar{p}}{R\bar{T}}$$

уравнение движения (1) можно представить после некоторых преобразований в виде

$$\frac{d}{dt}(M\omega) = -\frac{g}{c_p \bar{T}} [c_p (T - \bar{T}) M]. \quad (4)$$

Уравнения (2) и (3), исключив m' , легко преобразовать в одно уравнение, которое с помощью уравнений статики и Менделеева — Клапейрона приводится после прибавления к обеим его частям члена

$-\frac{d\bar{T}}{dt} M = \bar{\gamma} M \omega$ к виду

$$\frac{d}{dt} [c_p M (T - \bar{T})] = c_p (\bar{\gamma} - \gamma_{\text{ва}}) M \omega + Q' M. \quad (5)$$

Если условиться называть равновесным такое состояние атмосферы,* когда количество движения перемещающейся по вертикали частицы не меняется со временем (или, что то же, с высотой), т. е. когда

$$Mw = \text{const}, \quad (6)$$

то из уравнения (4) следует, что должно быть $c_p M(T - \bar{T}) = 0$, в силу чего уравнение (5) дает искомое значение равновесного градиента температуры

$$\bar{\gamma}_p = \gamma_{\text{ва}} - \frac{Q'}{c_p w}.$$

Если $Q' > 0$, то $\bar{\gamma}_p < \gamma_{\text{ва}}$, наоборот, при $Q' < 0$ $\bar{\gamma}_p > \gamma_{\text{ва}}$, но если движение адиабатическое ($Q' = 0$), получаем известное условие безразличного равновесия $\bar{\gamma}_p = \gamma_{\text{ва}}$.

Величину равновесного градиента $\bar{\gamma}_p$ можно получить из уравнения притока тепла, не привлекая уравнения движения, если потребовать, чтобы выполнялось условие

$$c_p M(T - \bar{T}) = \text{const}_1. \quad (7)$$

Это условие соответствует требованию сохранения при вертикальных смещениях постоянства теплосодержания частицы и является более общим, чем (6), так как в частном случае может быть $c_p M(T - \bar{T}) = 0$.

Если о вертикальной устойчивости атмосферы судить не по перемещению отдельной частицы, а рассмотреть стационарную струю влажного насыщенного воздуха с круглым поперечным сечением, то в уравнениях (4) и (5), а также в выражениях (6) и (7) нужно заменить массу M на секундный расход воздуха $M' = 2\pi\rho w R_r^2 = \text{const}_2$, где R_r — радиус сечения струи. В случае стационарной струи (учитывая, что ρ мало меняется с высотой) система выражений (4) — (7) принимает вид.

$$\frac{d}{dz} (w^2 R_r^2) = \frac{g(T - \bar{T}) R_r^2}{\bar{T}}, \quad (8)$$

$$\frac{d}{dz} [w c_p R^2 (T - \bar{T})] = c_p (\bar{\gamma} - \gamma_{\text{ва}}) w R_r^2 + Q' R_r^2, \quad (9)$$

$$\rho w^2 R_r^2 = \text{const}_3, \quad (10)$$

$$c_p \rho w (T - \bar{T}) R_r^2 = \text{const}_4. \quad (11)$$

Условие (7) заменяется теперь условием сохранения постоянства потока тепла (11). Легко видеть, что в случае стационарной струи, как и в случае частицы,

$$\bar{\gamma}_p = \gamma_{\text{ва}} - \frac{Q'}{c_p w}, \quad (12)$$

причем величина равновесного градиента находится без предварительного расчета изменения с высотой температуры внутри струи (это относится и к частице).

Используя далее «метод стационарной струи», рассмотрим вопрос о равновесном градиенте над уровнем конденсации для случая, когда секундный расход воздуха M' является величиной переменной и возрастает с высотой в результате перемешивания поднимающегося воздуха с воздухом окружающего пространства.

Полагая для простоты, что $Q' = 0$, при $\rho = \text{const}$ уравнение притока тепла можно записать в виде

$$u \frac{\partial}{\partial r} \left(T + \frac{L}{c_p} q \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(T + \frac{Lq}{c_p} \right) - \frac{ART}{c_p P} \left(u \frac{\partial p}{\partial r} + w \frac{\partial p}{\partial z} \right) = B(r), \quad (13)$$

где

$$B(r) = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[Kr \frac{\partial}{\partial r} \left(T + \frac{Lq}{c_p} \right) \right],$$

r — горизонтальная координата, u — радиальная скорость воздуха в струе, K — коэффициент турбулентного тепло- и влагообмена, q — удельная влажность (не обязательно равная насыщающей удельной влажности q_{max} остальные обозначения прежние.

Уравнение (13) можно упростить, приняв, как и в случае частицы, что на любом уровне давление $p(z) = \bar{p}(z)$, так как тогда

$$\frac{\partial p}{\partial r} = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{d\bar{p}}{dz}.$$

Если перейти далее к функциям $\vartheta = T(r, z) - \bar{T}(z)$ и $x = q(r, z) - \bar{q}(z)$ и использовать уравнения статики, Менделеева — Клапейрона и неразрывности $\frac{\partial}{\partial r}(ur) + \frac{\partial}{\partial z}(wr) = 0$, то уравнение (13) можно преобразовать следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial r} \left[\left(\vartheta + \frac{Lx}{c_p} \right) ur \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(\vartheta + \frac{Lx}{c_p} \right) wr \right] &= \\ &= B_1(r) + \left(\bar{\gamma} - \gamma_a + \frac{L\bar{k}}{c_p} \right) wr, \end{aligned} \quad (14)$$

где

$$B_1(r) = \frac{\partial}{\partial r} \left[Kr \frac{\partial}{\partial r} \left(\vartheta + \frac{Lx}{c_p} \right) \right],$$

$\bar{k} = - \frac{d\bar{q}}{dz}$ — вертикальный градиент удельной влажности в атмосфере.

Интегрируя обе части уравнения (14) по площади поперечного сечения струи при граничных условиях:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial r} \left(\vartheta + \frac{Lx}{c_p} \right) &= 0 && \text{при } r=0 \text{ и } r=R_r, \\ u &= 0 && \text{при } r=0, \\ w &= 0 && \text{при } r=R_r, \end{aligned}$$

получим

$$\frac{d}{dz} \left[\int_0^{R_r} \left(\vartheta + \frac{Lx}{c_p} \right) wr \, dr \right] = \left(\bar{\gamma} - \gamma_a + \frac{L\bar{k}}{c_p} \right) \int_0^{R_r} wr \, dr. \quad (15)$$

Представив далее подынтегральные функции в виде:

$$\begin{aligned} \vartheta + \frac{Lx}{c_p} &= \left(\vartheta + \frac{Lx}{c_p} \right)_m \Phi_1(\eta), \\ w &= w_m F_1(\eta), \end{aligned}$$

где величины с индексом m — значения этих функций на оси струи, а $\Phi_1(\eta)$ и $F_1(\eta)$ — функции распределения, зависящие только от безразмерной координаты $\eta = \frac{r}{R_r}$ (на оси струи $\eta = 0$, $\Phi_1 = F_1 = 1$, на границе струи $\eta = 1$, $\Phi_1 = F_1 = 0$), уравнение (15) можно привести к виду

$$\frac{d}{dz} (\vartheta_m \omega_m R_r^2) + \frac{d}{dz} \left(\frac{L}{c_p} \kappa_m \omega_m R_r^2 \right) = \alpha \left(\bar{\gamma} - \gamma_a + \frac{L\bar{k}}{c_p} \right) \omega_m R_r^2.$$

Входящий в уравнение коэффициент α равен отношению определенных

интегралов: $I_1 = \int_0^{R_r} F_1 \eta d\eta$ и $I_2 = \int_0^{R_r} \Phi_1 F_1 \eta d\eta$ ($\alpha = \frac{I_1}{I_2}$). Произведение

$\vartheta_m \omega_m R_r^2$ пропорционально вертикальному конвективному потоку тепла в струе, поэтому, задавая условие $\omega_m \vartheta_m R_r^2 = \text{const}$, получим уравнение для определения величины равновесного градиента температуры $\bar{\gamma}_p$.

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{L\kappa_m}{c_p} \omega_m R_r^2 \right) = \alpha \left(\bar{\gamma}_p - \gamma_a + \frac{L\bar{k}}{c_p} \right) \omega_m R_r^2,$$

которое можно преобразовать следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{L}{c_p} \frac{d}{dz} \left[\bar{q}_{\max} \left(\frac{q_{\max}}{\bar{q}_{\max}} - 1 \right) \omega_m R_r^2 \right] + \frac{d}{dz} \left[\frac{Lq_{\max}}{c_p} (1 - \bar{f}) \omega_m R_r^2 \right] = \\ = \alpha \left(\bar{\gamma}_p - \gamma_a + \frac{L\bar{k}}{c_p} \right) \omega_m R_r^2, \end{aligned} \quad (16)$$

если κ_m представить в виде $\kappa_m = q_m - \bar{q}_{\max} + \bar{q}_{\max} - \bar{q}$ и обозначить $\frac{\bar{q}}{\bar{q}_{\max}} = \bar{f}$ (\bar{f} — относительная влажность в окружающей струю среде).

Легко показать, что отношение насыщающих удельных влажностей на оси струи q_m и в окружающей среде \bar{q}_{\max}

$$\frac{q_m}{\bar{q}_{\max}} = e \frac{L\vartheta_m}{AR_n T \bar{T}}$$

и очень близко к единице при тех значениях ϑ_m , которые могут наблюдаться в атмосфере ($\vartheta_m \approx 1-2^\circ$). Отбрасывая на этом основании малый первый член уравнения (16), дифференцируя второй член, вводя обозначение $\frac{d}{dz} (1 - \bar{f}) = \bar{k}_f$ и учитывая, что $\bar{q}_{\max} = \frac{\bar{E}}{p}$ и $\bar{k} = -0,622 \frac{d}{dz} \left(\frac{\bar{f}\bar{E}}{p} \right)$,

можно получить после соответствующих преобразований

$$\begin{aligned} \bar{\gamma}_p = \frac{\gamma_a [\alpha \bar{p} + \bar{a} + (\alpha - 1) \bar{f} \bar{a}]}{[\alpha \bar{p} + \bar{b} + (\alpha - 1) \bar{b} \bar{f}]} + \frac{(1 - \alpha) 0,622 L \bar{E} \bar{k}_f}{c_p [\alpha \bar{p} + \bar{b} + (\alpha - 1) \bar{b} \bar{f}]} + \\ + \frac{0,622 L \bar{E} (1 - \bar{f})}{c_p [\alpha \bar{p} + \bar{b} + (\alpha - 1) \bar{b} \bar{f}]} \frac{d \ln M}{dz}, \end{aligned} \quad (17)$$

где $\bar{a} = \frac{0,622 L \bar{E}}{AR_n \bar{T}}$, $\bar{b} = \frac{0,622 L}{c_p} \frac{d \bar{E}}{d \bar{T}}$ и $M = \omega_m R_r^2$ (M пропорционально массе воздуха, протекающей сквозь поперечное сечение струи на любом выбранном уровне).

Сопоставляя фактический вертикальный градиент температуры $\bar{\gamma}$

с найденным равновесным градиентом $\bar{\gamma}_p$, можно определить, находится ли атмосфера в неустойчивом ($\bar{\gamma} > \bar{\gamma}_p$), равновесном ($\bar{\gamma} = \bar{\gamma}_p$) или устойчивом ($\bar{\gamma} < \bar{\gamma}_p$) состоянии. Из выражения (17) видно, что равновесный градиент температуры зависит в общем случае от влажности воздуха \bar{f} , ее распределения с высотой \bar{k}_f и интенсивности вовлечения в восходящий поток внешнего воздуха, которую характеризует величина $\frac{d}{dz} \ln M$. В некоторых частных случаях формула (17) упрощается и приводится к известным условиям равновесного состояния атмосферы. Так, при адиабатическом подъеме воздуха, когда $M = \text{const}$, $F_1 = \Phi_1 = 1$, и, следовательно, $\alpha = 1$, (ниже уровня конденсации отсутствие конденсации формально можно учесть, приняв скрытую теплоту конденсации $L = 0$) получаем

$$\bar{\gamma}_p = \gamma_a,$$

а над уровнем конденсации

$$\bar{\gamma}_p = \gamma_a \left(\frac{\bar{p} + \alpha}{\bar{p} + \bar{b}} \right) = \gamma_{ва}.$$

Легко также установить, что при неадиабатическом подъеме (с перемешиванием) и вертикальном градиенте в атмосфере $\bar{\gamma} = \gamma_{ва}$ состояние будет равновесным только в том случае, если относительная влажность среды равна 100%, так как при $M \neq \text{const}$ $\bar{\gamma}_p = \gamma_a \left(\frac{\bar{p} + \alpha}{\bar{p} + \bar{b}} \right) = \gamma_{ва}$ только при $\bar{f} = 1$ (т. е. $\bar{f} = 100\%$, причем $\bar{k}_f = 0$).

Очевидно, что в остальных случаях (при $M \neq \text{const}$ и $\bar{f} < 100\%$) равновесный градиент температуры должен быть больше влажноадиабатического, поэтому не исключается возможность того, что даже при $\bar{\gamma} > \gamma_{ва}$, но низкой относительной влажности атмосфера может находиться фактически в устойчивом состоянии и тогда кучевые облака развиваться не будут, или площадь энергии неустойчивости на эмаграмме будет в действительности меньше рассчитанной по влажной адиабате, чем и объясняется слабое развитие облаков, как это имело место в одном из примеров (Киев, 17/VI 1956 г.), приведенных в работе Е. С. Селезневой [1]. В этой работе совершенно правильно указывается на большую роль влажности в развитии конвективных облаков. Увеличением $\bar{\gamma}_p$ с понижением относительной влажности объясняется и повышенная устойчивость «сухих» инверсионных слоев (с влажностью 40—50%), наличие которых резко ограничивает возможность вертикального развития Си и приводит к однородной высоте их вершин (рис. 6 в работе [1]).

Представляется интересным оценить, как изменяется величина равновесного градиента $\bar{\gamma}_p$ в зависимости от влажности. Говорить только об оценке приходится потому, что величина коэффициента α в формуле (16) неизвестна. Для определения численного значения этого коэффициента нужны опытные данные о поперечных профилях вертикальной скорости, температуры и влажности в струе (облаке), которыми мы не располагаем. Однако из анализа самой формулы следует, что должно быть $\alpha \leq 1$, так как $\bar{\gamma}_p$ не может быть больше $\gamma_{ва}$ при любых значениях \bar{f} и R_r .

Полагая $\alpha = 1$, формулу (17) можно значительно упростить и рассчитать $\bar{\gamma}_p$ при различных значениях влажности и различных горизон-

тальных размерах облака. Допустим для простоты, что $M \approx z^{\frac{5+4\varepsilon}{3}}$ (такая зависимость была найдена для «сухой» струи в работе [2]), причем $\varepsilon = 0$, тогда

$$\frac{d \ln M}{dz} = \frac{5}{3} \frac{1}{z} = \frac{5}{3 \cdot 2,32 D},$$

где D — диаметр облака ($D = 2 R_r = 0,428 z$).

При $\alpha = 1$ формулу (17) можно переписать теперь в виде

$$\bar{\gamma}_p = \gamma_a \left[\frac{\bar{p} + a}{\bar{p} + b} \right] + \frac{5 \cdot 0,622 L \bar{E} (1 - f)}{6,96 c_p (\bar{p} + b) D}. \quad (18)$$

Результаты расчета $\bar{\gamma}_p$ приведены в табл. 1 для $T = 283^\circ$ и $\bar{p} = 900$ мб, что соответствует значению $\gamma_{ва} = 0,49^\circ/100$ м.

Таблица 1

Зависимость равновесного градиента от влажности воздуха и размера восходящего потока (облака)

D , м	\bar{f} %					
	100	80	60	40	20	0
200	0,49	1,18	1,68	2,27	2,96	3,46
1 000	0,49	0,61	0,73	0,85	0,98	1,09
2 000	0,49	0,55	0,61	0,67	0,74	0,79
10 000	0,49	0,50	0,50	0,51	0,51	0,52

Приведенные цифры нужно рассматривать как ориентировочные, но они свидетельствуют о том, что величина $\bar{\gamma}_p$ растет с уменьшением влажности, причем степень устойчивости (неустойчивости) атмосферы при данном распределении температуры и влажности может быть разной по отношению к облакам различного горизонтального размера. Например, если при относительной влажности, равной 40%, фактический вертикальный градиент температуры $\bar{\gamma} = 0,7$ град/100 м, то вертикальное развитие будет наблюдаться только у облаков, поперечный размер которых $D \geq 2$ км (для них $\bar{\gamma} > \bar{\gamma}_p$, т. е. состояние неустойчивое). В этом случае поле облаков может состоять в общем из слабо развитых облаков с отдельными *Cu cong.*, как это видно на рис. 8 в работе [1]. Из табл. 1 видно также, что для облаков, горизонтальный размер которых порядка 10 км, влажность среды теряет свое значение, так как при любых значениях \bar{f} $\bar{\gamma}_p \approx \gamma_{ва}$. Прежде всего это может относиться, очевидно, к кучево-дождевым облакам, причем близость значений $\bar{\gamma}_p$ и $\gamma_{ва}$ указывает на почти адиабатический характер подъема воздуха, что отмечает и Е. С. Селезнева [1]. Таким образом, можно, по-видимому, считать, что выводы, вытекающие из анализа формулы (17), согласуются с фактами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
2. Васильченко И. В. К вопросу о стационарном конвективном потоке. Труды ГГО, вып. 93, 1959.

ОБ УСЛОВИЯХ ПЕРЕХОДА НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ В ТУМАН И ТУМАНА В НИЗКУЮ ОБЛАЧНОСТЬ

В статье излагаются некоторые особенности строения нижнего 200-метрового слоя атмосферы при опускании низкой облачности до земной поверхности и при переходе тумана в низкую облачность, выявленные по данным аэростатного зондирования.

В настоящее время еще недостаточно исследованы условия перехода низкой облачности в туман и тумана в низкую облачность, хотя этот вопрос представляет большой интерес, особенно при обслуживании авиации.

Кратко изложим основные положения по данному вопросу.

Е. И. Гоголева [1] указывает, что переход облаков нижнего яруса в туман чаще всего происходит при адвекции теплого влажного воздуха, в нижнем полуклометровом слое которого наблюдается инверсия или изотермия.

К. Г. Абрамович [2], исследовавшей особенности распределения температуры и ветра при образовании облачности нижнего яруса, было установлено, что предшествующая образованию низкой облачности антициклоническая инверсия часто разрушается в своей нижней части или расслаивается.

И. В. Кошеленко [3] считает, что для перехода низкой облачности в туман необходимо наличие в подоблачном слое вертикальных градиентов температуры $\gamma < 0,5$ град/100 м и слабых скоростей ветра.

Н. В. Петренко, А. А. Бачурина и Н. Н. Романов [4] указывают, что независимо от времени суток и сезона низкие слоистые облака переходят в туман при уменьшении скорости ветра до 1—2 м/сек., снижении инверсии или изотермии, располагающейся над ними, и уменьшении γ под задерживающим слоем до величин, меньших влажноадиабатических.

Н. Е. Винокуров и Н. В. Окунева [5] считают, что переход тумана в низкую облачность происходит в тех случаях, когда в слое тумана γ становится больше влажноадиабатического градиента.

Автором данный вопрос рассмотрен по материалам серийных аэростатных зондирований в ЦАО и на о. Диксон, а также по шаропилотным наблюдениям в районе Львова.

Стратификации нижних 200—300-метровых слоев атмосферы при рассматриваемых процессах на о. Диксон и в ЦАО оказались очень близкими. В связи с этим сочли возможным объединить случаи наблюдений в обоих пунктах.

Расчеты по данной работе были выполнены Г. В. Мильчаковым под руководством автора.

Для всех рассмотренных случаев перехода низкой облачности в туман (низкая облачность — туман) и тумана в низкую облачность (туман — низкая облачность) проводился анализ синоптической обстановки. Большинство случаев в районе Львова и Москвы наблюдалось при внутримассовой облачности нижнего яруса, образованной адвекцией теплого воздуха. Меньшее число случаев отмечалось при зимних туманах, развивающихся в устойчивых антициклонах. При этом из-за малого суточного хода температуры воздуха и ослабленного турбулентного обмена облачность нижнего яруса сохранялась длительное время, опускаясь в вечерние часы до земли и поднимаясь утром и днем.

В районе о. Диксон наблюдался перенос охлажденного над Карским морем теплого воздуха с образовавшимся в нем туманом и низкой облачностью.

В общем данные автора подтверждают данные Е. И. Гоголевой о синоптических условиях перехода низкой облачности в туман (табл. 1).

Таблица 1

Вероятность (%) числа случаев перехода низкой облачности в туман
(по Е. И. Гоголевой)

	Процессы				
	внутримассовые		фронтальные		
	адвекция теплого воздуха	адвекция холодного воздуха	ТФ и ТФО	ХФ и ХФО	ПФ
Переходит в туман	68 (46)	—	4 (3)	6 (4)	22 (15)
Не переходит в туман	—	31 (8)	31 (8)	38 (10)	—

Примечание. В скобках указано число случаев.

По материалам учащенных шаропилотных наблюдений в районе Львова за период 1957—1959 гг. были получены данные суточного и годового хода рассматриваемых процессов, которые приведены в табл. 2 и 3. (взяты случаи только в однородной воздушной массе).

Таблица 2

Суточный ход вероятности (%) числа случаев перехода (Львов)

Переход	Время суток, час								Число слу- чаев
	0—2	3—5	6—8	9—11	12—14	15—17	18—20	21—23	
Низкая облачность — туман	14,0	25,6	25,6	4,5	2,3	7,0	7,0	14,0	45
Туман — низкая облач- ность	5,4	5,4	16,0	39,4	16,0	8,9	5,4	3,5	40

Переход низкой облачности в туман чаще всего наблюдается во второй половине ночи, днем, с 9 до 14 час., этот переход наблюдается редко.

Переход тумана в низкую облачность наиболее часто осуществляется утром и днем, с 6 до 14 час.

Таблица 3

Годовой ход вероятности (%) числа случаев перехода (район Львова)

Переход	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Низкая облачность — туман	17,7	6,7	4,5	5,5	2,3	0	2,3	2,3	6,7	15,5	17,7	19,8
Туман — низкая облачность	14,4	19,3	15,9	6,7	4,6	2,3	2,3	2,3	4,7	9,1	6,8	11,1

В годовом ходе наибольшая вероятность обоих процессов приходится на холодную половину, причем чаще всего переход низкой облачности в туман осуществляется в октябре—январе, а максимум вероятности перехода тумана в низкую облачность наблюдается в декабре—марте. Эти данные подтверждают положение, что для образования низкой облачности и тумана необходима адвекция теплого и влажного воздуха на холодную поверхность.

Приведем изменение атмосферного давления, наземной температуры и влажности воздуха за 3 часа до перехода.

При переходе низкой облачности в туман наблюдается падение давления, не превышающее 1 мб/3 часа в 67% всех случаев, понижение температуры воздуха в пределах 0,1—0,5 град/час в 58%, рост относительной влажности. Скорость ветра у земли уменьшается или остается постоянной в 94% всех случаев. Переход тумана в низкую облачность сопровождается ростом скорости ветра, давления и температуры и уменьшением относительной влажности, причем более чем в 50% всех случаев рост температуры находится в пределах 0,1—0,5 град/час и рост давления в 68% не превышает 1 мб/3 часа.

Таблица 4

Вероятность (%) изменения метеорологических элементов при переходе

Элемент	Низкая облачность — туман				Туман — низкая облачность			
	рост	без изменения	уменьшение	число случаев	рост	без изменения	уменьшение	число случаев
Температура . . .	6,6	13,2	80,2	45	80,0	15,0	5,0	40
Давление	8,8	11,0	80,2	45	70,0	20,0	10,0	40
Влажность	70,0	26,5	3,5	45	10,0	30,0	60,0	40
Скорость ветра .	5,9	41,3	52,8	17	63,2	26,8	0,0	19

Приведенные наземные наблюдения (табл. 4) в общем подтверждают полученные ранее данные об условиях образования тумана (при переходе низкой облачности в туман) и его рассеяния (при переходе тумана в низкую облачность).

Далее рассмотрим данные аэростатного зондирования. Случаев с переходом низкой облачности в туман было 17 и тумана в низкую облачность 19. Предварительный просмотр материала показал наличие

почти постоянной приподнятой инверсии в обоих процессах, начинающейся с уровня 100—150 м. Мощность инверсионного слоя была 0,2—0,5 км. К сожалению, не удалось определить верхнюю границу облачности, но, очевидно, она не всегда была подынверсионной, а во многих случаях, судя по распределению удельной и относительной влажности, распространялась и в слой инверсии. В дальнейшем пришлось ограничиться детальной характеристикой только нижнего 200-метрового слоя, в котором наиболее отчетливо проявляется процесс перехода низкой облачности в туман и тумана в низкую облачность.

В первую очередь рассмотрим особенности термического режима (табл. 5).

Таблица 5

Вероятность (%) различных типов термической стратификации при переходе в слое 0—200 м

Слой, м	Низкая облачность — туман			Туман — низкая облачность		
	инверсия	изотермия	понижение	инверсия	изотермия	понижение
0—50	17,6	11,8	70,6	10,6	15,6	74,2
50—100	23,5	11,8	64,7	26,3	31,6	42,1
100—150	29,5	23,5	47,0	47,2	31,6	21,2
150—200	70,5	29,5	0,0	63,1	26,3	10,6
0—200	76,5	23,5	0,0	84,4	15,6	0,0

В обоих процессах 200-метровый слой разделен на две зоны: нижнюю высотой ≈ 100 м с понижением температуры воздуха и зону от 100—150 м с инверсией температуры; в целом же слой 0—200 м характеризуется устойчивым состоянием.

Таблица 6

Вероятность (%) изменения градиента температуры за 3 часа до перехода

Слой, мм	Низкая облачность — туман			Туман — низкая облачность		
	рост	уменьшение	без изменения	рост	уменьшение	без изменения
0—50	11,8	70,5	17,7	68,2	15,9	15,9
50—100	17,7	52,9	29,1	73,7	21,0	5,3
100—150	35,3	47,0	17,7	10,6	47,5	41,9
150—200	64,6	29,5	5,9	15,9	57,8	26,3
0—200	76,4	11,8	11,8	5,3	73,7	21,0

Если общая термическая стратификация при обоих процессах примерно одинакова, то величины изменения вертикального градиента температуры за 3 часа до перехода резко различаются (табл. 6).

Переход низкой облачности в туман сопровождается в нижнем 50—100-метровом слое уменьшением γ , т. е. ростом термической устойчивости. При переходе тумана в низкую облачность наблюдается рост γ , т. е. уменьшение устойчивого состояния воздуха. В слое от 100—150 м

и выше при первом процессе γ растет, при втором — уменьшается. В слое 0—200 м и при переходе низкой облачности в туман наблюдается рост γ , сопровождающийся уменьшением неустойчивости внизу, а при переходе тумана в низкую облачность контрасты γ в нижнем и верхнем слоях возрастают. Основные характеристики условий перехода приведены в табл. 7.

Таблица 7

Элемент	Низкая облачность — туман					Туман — низкая облачность				
	слой, м									
	0—50	50—100	100—150	150—200	0—200	0—50	50—100	100—150	150—200	0—200
γ град/100 м	0,32	0,44	-0,48	-0,29	-0,14	0,78	0,20	-0,83	-1,40	-0,21
β м/сек. 100 м	3,6	1,7	0,6	0,5	1,9	1,6	0,8	0,5	0,4	0,9
σ г/кг 100 м	0,15	0,05	-0,15	-0,6	-0,14	0,03	0,0	-0,20	-0,21	-0,08
Ri	0,05	0,5	15,0	15,0	1,1	0,3	4,5	21,0	50,0	5,0

При переходе низкой облачности в туман в слое 0—100 м величины $\gamma < 0,5$ град/100 м, а с уровня 100—150 м начинается слой инверсии температуры; величины градиента ветра β максимальные в нижнем 50-метровом слое, что показывает на уменьшение скорости ветра у земли и сохранение значительных скоростей на высотах. Вертикальный градиент удельной влажности σ положительный внизу и отрицательный наверху, что связано с притоком влаги в слой тумана как снизу с земли, так и сверху из слоя облаков. Этот факт также указывает на адвекцию наверху теплого влажного воздуха. В соответствии с ходом γ и β распределяется и число Ричардсона Ri. В нижнем 100-метровом слое $Ri < 1$, а в слое инверсии $Ri \gg 1$. При переходе тумана в низкую облачность в слое 0—50 м величины $\gamma > 0,5$, что указывает на начавшийся здесь прогрев воздуха; в слое 150—200 м наблюдается мощная инверсия. Уменьшение β в нижнем слое связано с некоторым усилением скорости ветра у земной поверхности. Значительные отрицательные σ в слое 100—200 м вызваны адвекцией влажного воздуха на этой высоте. Величины Ri указывают на несколько большую термодинамическую устойчивость воздуха как во всем 200-метровом слое, так и отдельно в слое 0—100 м и в слое инверсии 100—200 м.

В виде примера приведем расчет коэффициента турбулентного обмена k по высотам в пограничном слое при переходе облачности в туман и тумана в низкую облачность по материалам аэростатных подъемов в ЦАО и самолетного зондирования в аэропорту Внуково. Ввиду малой высоты подъема привязных аэростатов в Долгопрудном высоту пограничного слоя H_p и средний в слое коэффициент турбулентного обмена k определим по материалам синхронных подъемов самолета-зондировщика во Внуково. Так как рассматриваются случаи перехода в однородной воздушной массе, то расстояние 50—60 км между пунктами существенного влияния на изменение стратификации пограничного слоя не окажет.

сухого воздуха. Инверсии оседания обычно не достигают поверхности земли. При достаточном влагосодержании подынверсионного слоя воздуха и при высоте инверсии не менее высоты уровня конденсации под инверсией оседания образуются слоистые и слоисто-кучевые облака. Верхняя граница этих облаков из-за малой влажности опускающегося воздуха ограничена нижней границей инверсии, нижняя соответствует уровню конденсации. Образование инверсии над верхней границей облаков может происходить также вследствие радиационного охлаждения воздуха. Приподнятая инверсия может образоваться и при движении теплого воздуха над слоем холодного воздуха.

На рис. 2 приведены профили температуры и относительной влажности воздуха для четырех последовательных стадий образования слоистой облачности, ее опускания до земной поверхности и последующего подъема.

В начальный момент при антициклоническом типе погоды у земной

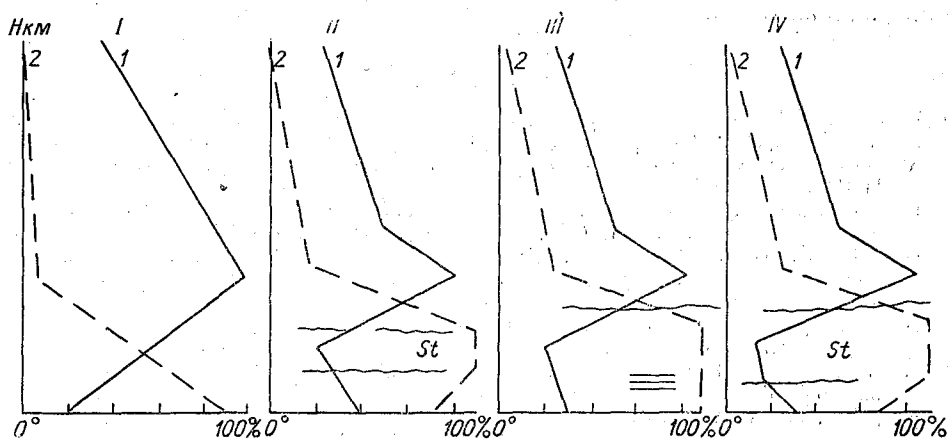
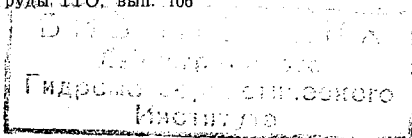


Рис. 2. Профили температуры (1) и относительной влажности воздуха (2) для четырех последовательных стадий (I, II, III, IV) образования слоистой облачности, ее опускания до земной поверхности и подъема.

поверхности должна наблюдаться радиационная инверсия с уменьшением относительной влажности r по высоте. Для случая адвекции теплой влажной массы воздуха можно считать, что в нижнем слое будет наблюдаться или инверсия, или пониженные значения γ , только величина r и особенно удельная влажность q могут мало меняться с высотой.

Во втором периоде по одной из изложенных выше причин в массе воздуха может произойти образование слоистообразной подынверсионной облачности. Для этого периода характерны относительно большие значения коэффициента турбулентного обмена и высота уровня конденсации не менее нескольких десятков метров от поверхности земли. За 2—3 часа до перехода облачности в туман у земной поверхности должно наблюдаться дальнейшее понижение температуры воздуха (несколько ниже точки росы), медленное падение атмосферного давления и уменьшение скорости ветра, вследствие чего происходит уменьшение интенсивности турбулентного обмена, рост относительной влажности и понижение уровня конденсации до подстилающей поверхности, постепенное уменьшение величины вертикального градиента температуры γ в подынверсионном слое до значений, меньших влажноадиабатических (порядка 0,5—0,2 град/100 м). В инверсионном слое в этот период



должно наблюдаться некоторое повышение термодинамической устойчивости за счет уменьшения градиентов температуры и скорости ветра.

Для перехода тумана в низкую облачность необходимо наличие указанных выше макросиноптических процессов. В нижнем подынверсионном слое и у земной поверхности за 2—3 часа до перехода должно наблюдаться повышение температуры воздуха, рост скорости ветра и повышение атмосферного давления, вследствие чего произойдет усиление интенсивности турбулентного обмена, уменьшение относительной влажности, рост вертикального градиента температуры в подынверсионном слое до значений, больших влажноадиабатических (порядка 0,6—0,7 град/100 м). При подъеме тумана уровень конденсации также поднимается до нижней границы облачности. В инверсионном слое должно наблюдаться некоторое повышение термодинамической устойчивости с тем, чтобы турбулентный обмен через инверсионный слой был ослабленным. Судя по профилю удельной влажности, приток водяного пара к слою тумана происходит как от подстилающей поверхности, так и из инверсионного слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоголева Е. И. Условия образования низкой облачности над ЕТС и возможности ее прогноза. Гидрометеиздат, Л., 1956.
2. Абрамович К. Г. Об условиях образования облачности нижнего яруса. Труды ЦИП, вып. 80, 1959.
3. Кошеленко И. В. Метеорологические условия образования адвективных туманов над центральной частью ЕТС. Труды УкрНИГМИ, вып. 4, 1955.
4. Петренко Н. В., Бачурина А. А., Романова Н. Н. Прогноз видимости при туманах и дымке. Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. Гидрометеиздат, 1959.
5. Винокуров Н. Е., Окунева П. В. О туманах в районе Киева. Труды УкрНИГМИ, вып. 10, 1959.
6. Лайхман Д. Л. Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 59, 1956.
7. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1960.

КОЛЕБАНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА В ЦИКЛОНАХ И АНТИЦИКЛОНАХ

В статье излагаются результаты исследований колебаний общего содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах. Для исследований были использованы данные 13 озонометрических станций северного полушария за период Международного геофизического года (МГГ) и года Международного геофизического сотрудничества (МГС).

Введение

В настоящей работе на основании данных наблюдений за озоном в 1957—1959 гг., главным образом в период МГГ, получены некоторые результаты по связи между общим содержанием озона и приземным барическим полем.

Для исследования было выбрано 13 станций, имеющих ряды озонометрических наблюдений за 1957—1959 гг. Эти станции находятся на различных широтах в северном полушарии. Из 13 станций 8 находятся в Европе, 2 — в Азии и 3 — в Америке. Все станции расположены в средних и высоких широтах от $38^{\circ}12'$ до $80^{\circ}37'$ с. ш.

При анализе станции были разделены на 5 групп; в каждую группу были отобраны станции, расположенные вблизи одной какой-нибудь широты. В первую группу вошли станции Хейс, Диксон, во вторую — Рейкьявик, Воейково и Уккль, в третью — Винья-ди-Валле, Эльмас и Мессина, в четвертую — Вашингтон, Бисмарк и Карибу, в пятую группу — Владивосток и Алма-Ата (табл. 1).

Для исследования использовались данные среднедневных количеств общего содержания озона, полученные по прямому солнечному свету, и материалы «Ежедневного бюллетеня погоды северного полушария» за 1956—1959 гг.

Погрешность отдельных значений количества озона, полученных по прямому солнечному свету, составляет для приборов типа спектрофотометра Добсона около 0,003 см [5]. Погрешность приборов со светофильтрами в несколько раз больше.

При отборе барических полей за циклон или антициклон принималось образование, имеющее не менее чем три замкнутые изобары на поверхности земли.

В циклонах, отдельно в тыловых и передних частях, и антициклонах, отдельно в правых и левых частях (рис. 1), вычислялись отклонения

общего содержания озона от среднедекадных значений за каждый день по формуле

$$\Delta x_i = x_i - x_{\text{ср}},$$

где Δx_i — отклонение озона, x_i — среднеедневное содержание озона, $x_{\text{ср}}$ — среднедекадное содержание озона.

Таблица 1

Список озонометрических станций, данные которых использованы в настоящей работе

Станция	Широта	Долгота	Высота над ур. м., м	Годы наблюдений	Прибор
Хейс			21	1958—59	Озонометр ГГО
Диксон			18	1958—59	СФД-1
Рейкьявик	64°08' с. ш.	21°54' з. д.	—	1957—59	Спектрофотометр Добсона
Воейково			74	1956—59	То же
Уккль	54 48	4 21 в. д.	—	1957—58	"
Винья-ди-Валле	42 05	12 13	—	1957—58	"
Эльмас	39 15	9 03	—	1957—58	"
Мессина	38 12	15 33	—	1957—58	"
Владивосток			80	1957—59	ОФЭТ-3
Алма-Ата			851	1957—59	ОФЭТ-3
Вашингтон	38 51	77 02 з. д.	—	1957—58	Спектрофотометр Добсона
Бисмарк	46 46	100 45	—	1957—58	То же
Карибу	46 50	68 00	—	1957—58	"

На рис. 1 схематически показано разделение циклонов и антициклонов и направление их перемещения.

Ввиду ограниченного количества данных по общему содержанию озона из-за отсутствия наблюдений в облачные дни и ввиду того, что озонометрическая станция далеко не всегда находится в нужном барическом поле, было выбрано всего 214 случаев по циклонам и 151 случай по антициклонам. Для Азии исследование было произведено только по материалам двух озонометрических станций, поэтому полученные результаты имеют ограниченный характер.

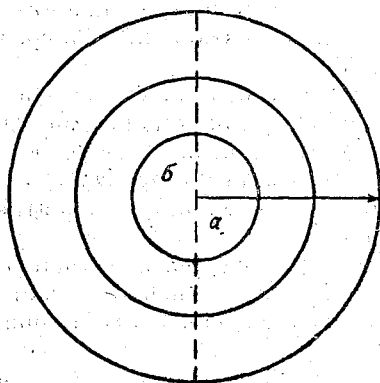


Рис. 1. Схематическое разделение циклона и антициклона.

а — передняя часть циклона и правая часть антициклона, б — тыловая часть циклона и левая часть антициклона.

Содержание атмосферного озона в циклонах и антициклонах и его зависимость от широты

Еще в 1929 г. Добсон обратил внимание на наличие связи между изменениями содержания озона от дня ко дню и условиями погоды [2]. На очень ограниченном материале наблюдений в районе Британских островов он показал, что к западу от центра циклона наблюдается тенденция к повышению содержания озона, а внутри антициклона происходит понижение содержания озона. Эта давно уже установленная связь до сих

пор не была в достаточной мере подтверждена статистическими данными.

Анализ озонометрических и синоптических материалов за 1957—1959 гг. показал, что общее содержание озона в циклонах больше, чем в антициклонах, на 0,022 см (табл. 2).

В циклонах и антициклонах наблюдаются и положительные и отрицательные отклонения содержания озона. Но значительно чаще в циклонах наблюдаются положительные отклонения, а в антициклонах — отрицательные, т. е. в циклонах обычно имеет место повышенное, в антициклонах — пониженное содержание озона. Были вычислены средние отклонения содержания озона в циклонах в целом и отдельно в передних и тыловых частях. Результаты вычислений приведены в табл. 3.

Таблица 2

Число случаев барических полей (первая строка) и среднее содержание (см) озона (вторая строка)

Циклон	Антициклон	Разность
214	151	
0,341	0,319	+0,022

Аналогичные результаты, полученные отдельно для каждой станции, приведены в табл. 4 (см. стр. 23). На основании данных этой таблицы построен график (рис. 2), который показывает средние отклонения общего содержания озона в циклонах на различных станциях.

На рис. 2 видно, что в циклонах и их тыловых частях наблюдаются в основном положительные отклонения общего содержания озона (линии 1 и 2), а в передних частях циклонов наблюдаются отрицательные отклонения (линия 3). Отклонения общего содержания озона в тыловых частях циклонов больше, чем в передних частях и циклонах в целом.

Таблица 3

Число случаев барических полей (первая строка) и средние отклонения (см) содержания озона (вторая строка)

Часть циклона		Циклон в целом
передняя	тыловая	
63	123	214
-0,009	0,013	0,007

Одной из причин перераспределения озона является перенос воздушных масс в атмосфере — зональный и меридиональный. В среднем содержание озона возрастает с увеличением широты места наблюдения. Поток в стратосфере с севера часто приносит больше озона, чем поток с юга. С этой точки зрения большой интерес представляют закономерности широтного распределения отклонений озона в циклонах и антициклонах. Наибольшие отклонения общего содержания озона в циклонах и их тыловых частях (рис. 2) наблюдаются южнее 43 и севернее 76° с. ш. На широтах между ними, т. е. от 43 до 76°, отклонения содержания озона в циклонах и их тыловых частях достигают меньших величин. Хорошо выражено широтное распределение отклонений содержания озона в передних частях циклонов (рис. 2, линия 3), где минимальные отклонения озона наблюдаются между 45 и 65° с. ш.

Для исследований отклонений общего содержания озона в антициклонах был рассмотрен 151 случай. Было вычислено среднее отклонение

озона в антициклонах и их правых и левых частях (табл. 5). Результаты вычислений показывают, что в среднем наблюдаются отрицательные отклонения содержания озона в антициклонах и их левых частях и небольшие положительные отклонения в правых частях.

Результаты аналогичных вычислений для каждой станции показаны в табл. 6. Из данных таблицы видно, что в среднем в антициклонах в целом и их левых частях наблюдаются отрицательные отклонения, за исключением станции Карибу, а в правых частях антициклонов наблюдаются положительные отклонения, за исключением трех станций.

На рис. 3 показаны средние отклонения содержания озона в антициклонах в целом (1), в их левых (2) и правых (3) частях в зависимости от широты. Отклонения содержания озона в антициклонах в целом мало зависят от широты и в основном отрицательные. В левых частях

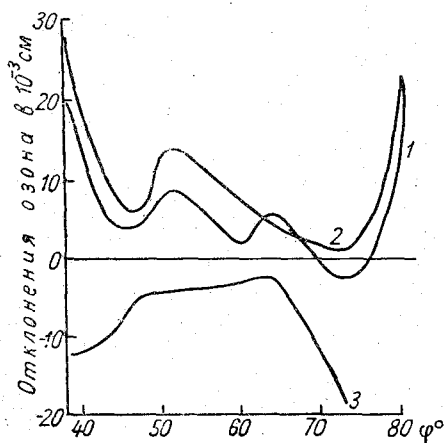


Рис. 2. Средние отклонения общего содержания озона в зависимости от широты.

1 — циклон в целом, 2 — тыловая часть циклона, 3 — передняя.

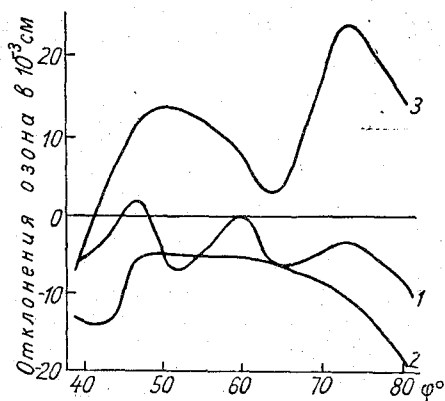


Рис. 3. Средние отклонения общего содержания озона в зависимости от широты.

1 — антициклон в целом, 2 — левая часть антициклона, 3 — правая.

антициклонов отклонения также всегда отрицательны и на широтах южнее 46° и севернее 72° достигают наибольшей величины, а отклонения озона в средних широтах невелики. Отклонения содержания озона в правых частях антициклонов в основном положительные и имеют два максимума — один из них наблюдается около 50° с. ш., другой — около 73° с. ш. Минимум отклонений находится около 64° с. ш. Если сопоставить отклонения содержания озона в циклонах с отклонениями в антициклонах, то можно сказать, что величина отклонения в циклонах больше, чем в антициклонах. Сравнение величин отклонения общего содержания озона в тыловых частях циклонов с отклонениями в правых частях антициклонов, а также соответственно в передних частях циклонов и в левых частях антициклонов показывает, что величины отклонений незначительно отличаются друг от друга. Аналогичные результаты получены при вычислении отклонений общего содержания озона в циклонах, их тыловых и передних частях и антициклонах, их правых и левых частях по группам станций, находящихся примерно на одной широте (табл. 7, 8).

Из данных табл. 7 видно, что результаты вычислений по группам станций оказываются гораздо лучше, чем по отдельной станции, а именно: положительные отклонения содержания озона в циклонах и

их тыловых частях и отрицательные отклонения в их передних частях наблюдаются в каждой группе станций.

Таблица 4

Средние отклонения (см) общего содержания озона в разных частях циклонов по станциям

Станция	Часть циклона		Циклон в целом
	передняя	тыловая	
Хейс	—	+0,022	+0,021
Диксон	-0,018	+0,001	-0,015
Рейкьявик	-0,002	+0,005	+0,006
Воейково	-0,003	+0,008	+0,002
Уккль	-0,004	+0,014	+0,009
Винья-ди-Валле	-0,018	+0,016	+0,007
Мессина	-0,028	+0,045	+0,028
Эльмас	—	+0,009	+0,009
Вашингтон	+0,005	+0,016	+0,012
Карибу	+0,008	+0,006	+0,009
Бисмарк	-0,018	+0,005	-0,001
Владивосток	-0,011	+0,010	+0,006
Алма-Ата	-0,009	—	—

Согласно данным табл. 8 в антициклонах и их левых частях имеют место отрицательные отклонения общего содержания озона для каждой группы станций, а в правых частях антициклонов — положительные отклонения за исключением третьей группы станций (Винья-ди-Валле, Мессина, Эльмас).

Таблица 5

Число случаев барических полей (первая строка) и средние отклонения (см) общего содержания озона (вторая строка)

Часть антициклона		Антициклон в целом
левая	правая	
67	57	151
-0,010	+0,002	-0,004

Рассмотрим распределение отклонений общего содержания озона в циклонах и антициклонах совместно с барическими системами над пунктом наблюдений.

Как видно на карте барического поля за 3 часа 8/V 1958 г. (рис. 4 а), в этот день Вашингтон находился в тыловой части циклона, а над ним на поверхности 200 мб располагалась высотная ложбина; отклонение озона составляет 0,018 см, т. е. в этот день содержание озона над Вашингтоном увеличилось. На ст. Бисмарк, расположенной к северо-западу от Вашингтона, также отмечалось положительное отклонение содержания озона, равное 0,025 см, что можно связать с высотной ложбиной, находящейся в этот момент над ст. Бисмарк.

На рис. 4 б показана карта барического поля за 3 часа 20/V 1958 г. над Америкой. Станции Вашингтон и Карибу находились в передней части циклона, над ними располагался высотный гребень. Отклонения озона составляли -0,028 см над Карибу и -0,013 см над Вашингтоном. Станция Бисмарк также находилась под высотным гребнем; отклонение содержания озона на этой станции было равно -0,008 см.

На рис. 4 б показана карта барического поля за 3 часа 20/V 1958 г. над Америкой. Станции Вашингтон и Карибу находились в передней части циклона, над ними располагался высотный гребень. Отклонения озона составляли -0,028 см над Карибу и -0,013 см над Вашингтоном. Станция Бисмарк также находилась под высотным гребнем; отклонение содержания озона на этой станции было равно -0,008 см.

Таблица 6

Средние отклонения общего содержания озона (см) в разных частях антициклонов по станциям

Станция	Часть антициклона		Антициклон в целом
	правая	левая	
Хейс	+0,014	-0,019	-0,009
Диксон	+0,024	-0,010	-0,003
Рейкьявик	+0,003	—	-0,006
Воейково	+0,008	-0,005	0,000
Уккль	-0,010	-0,005	-0,007
Винья-ди-Валле	—	-0,024	-0,023
Мессина	—	-0,019	—
Эльмас	-0,013	-0,003	-0,006
Вашингтон	0,000	-0,012	-0,006
Карибу	+0,022	-0,003	+0,009
Бисмарк	+0,002	-0,006	-0,005
Владивосток	-0,006	-0,020	-0,004
Алма-Ата	+0,012	-0,008	-0,002

Таблица 7

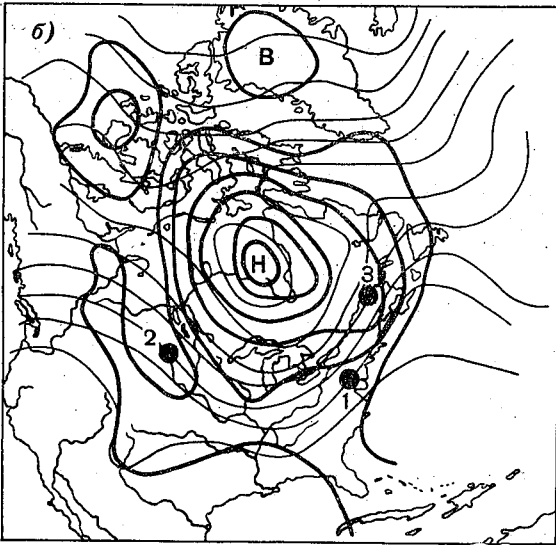
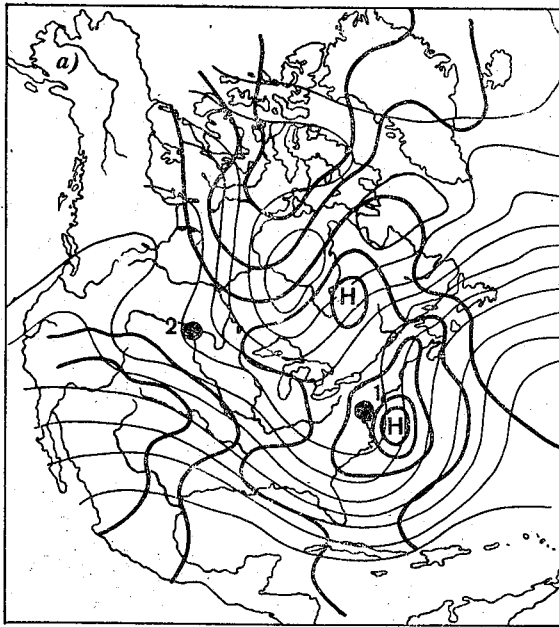
Средние отклонения общего содержания озона (см) в разных частях циклонов по группам станций

Группа станций	Часть циклона		Циклон в целом
	передняя	тыловая	
Хейс, Диксон	-0,018	+0,011	+0,003
Воейково, Уккль, Рейкьявик	-0,003	+0,009	+0,006
Винья-ди-Валле, Мессина, Эльмас	-0,023	+0,023	+0,015
Вашингтон, Карибу, Бисмарк	-0,002	+0,009	+0,007
Владивосток, Алма-Ата	-0,010	+0,010	+0,004

Таблица 8

Средние отклонения общего содержания озона (см) в разных частях антициклонов по группам станций

Группа станций	Часть антициклона		Антициклон в целом
	правая	левая	
Хейс, Диксон	+0,019	-0,014	-0,006
Воейково, Уккль, Рейкьявик	0,000	-0,005	-0,004
Винья-ди-Валле, Мессина, Эльмас	-0,013	-0,015	-0,016
Вашингтон, Карибу, Бисмарк	+0,008	-0,007	-0,001
Владивосток, Алма-Ата	+0,005	-0,014	-0,004



————— I ————— II

Рис. 4. Карты барического поля за 3 часа 8/V 1958 г. (а) и 3 часа 20/V 1958 г. (б).

I — изобары у поверхности земли, II — изогипсы поверхности 200 мб. 1 — Вашингтон, 2 — Бисмарк, 3 — Карибу.

Как видно на карте барического поля за 3 часа 25/II 1959 г. (рис. 5 а), Владивосток находился в правой части антициклона, над которой на уровне поверхности 200 мб располагалась высотная ложбина. Откло-

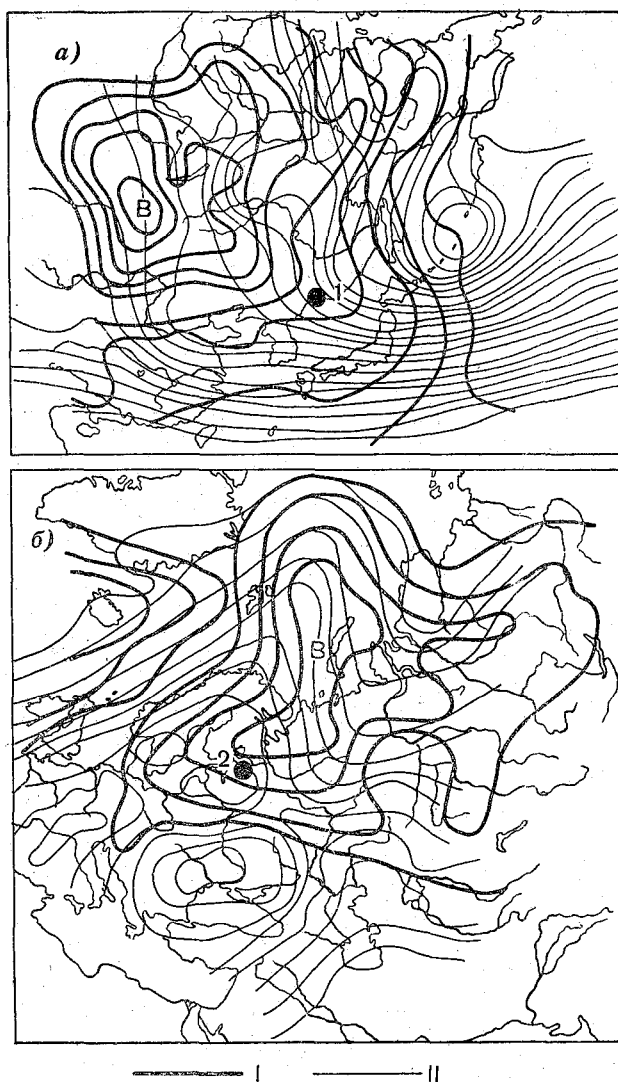


Рис. 5. Карты барического поля за 3 часа 25/II 1959 г. (а) и 3 часа 30/VIII 1958 г. (б).
 I — изобары у поверхности земли, II — изогипсы поверхности 200 мб. 1 — Владивосток, 2 — Воейково.

нение содержания озона в этот день во Владивостоке составляло 0,033 см.

На карте барического поля за 3 часа 30/VIII 1958 г. над Европой (рис. 5 б) Воейково находилось в левой части антициклона, на уровне 200 мб над ней располагался высотный гребень. Отклонение содержания озона составляло —0,018 см.

Из анализа карт барического поля и величин отклонений общего содержания озона следует, что в циклонах с высотными ложбинами

наблюдается повышенное содержание озона, в антициклонах с высотными гребнями — пониженное содержание озона. В передней части циклона с высотным гребнем имеет место пониженное содержание озона, в правой части антициклона с высотной ложбиной — повышенное содержание озона.

Чтобы составить ясное представление о распределении содержания озона в циклонах и антициклонах, все вычисленные отклонения озона были нанесены на круговые модели циклона (рис. 6) и антициклона (рис. 7). На рис. 6 видно, что в тыловой части и в центре схематического циклона имеет место повышенное содержание озона с максимальными отклонениями около 0,070 см. В передней части циклона, т. е. в направлении его перемещения, имеет место пониженное содержание озона с максимальными отклонениями около $-0,040$ см.

В правой части схематического антициклона содержание озона повышенное, а в левой части — пониженное, причем максимальные отклонения соответственно равны 0,040 см и $-0,070$ см (рис. 7). В центре антициклона наблюдаются и положительные и отрицательные отклонения общего содержания озона.

Сезонные колебания содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах

Годовой ход общего содержания озона был обнаружен уже в первые годы систематических измерений. Дальнейшие исследования показали, что сезонный ход с максимумом весной и минимумом осенью зависит от географической широты. Наиболее ярко он проявляется в высоких географических широтах [3].

На основании годового хода общего содержания озона был рассмотрен сезонный ход отклонений общего содержания озона в циклонах и антициклонах (табл. 9, 10).

Таблица 9

Число случаев (первая строка) и средние отклонения (см) общего содержания озона в циклонах (вторая строка)

Весна	Лето	Осень	Зима
71	49	58	38
+0,010	+0,001	+0,006	+0,009

Данные табл. 9 показывают, что в циклонах наибольшие положительные отклонения наблюдаются весной и зимой, наименьшие — летом. Это значит, что в циклонах общее содержание озона уменьшается от весны к лету, что и соответствует годовому ходу общего содержания озона. От лета к зиме отклонения общего содержания озона возрастают, т. е. в циклонах от лета к зиме содержание озона повышается. Летний минимум отклонений общего содержания озона в циклонах следует объяснить особенностями широтного распределения озона в летнее время, а именно наличием максимума озона на широте около 60° [1].

Из данных табл. 10 видно, что в антициклонах наибольшие отрицательные отклонения озона наблюдаются зимой, а наименьшие — весной

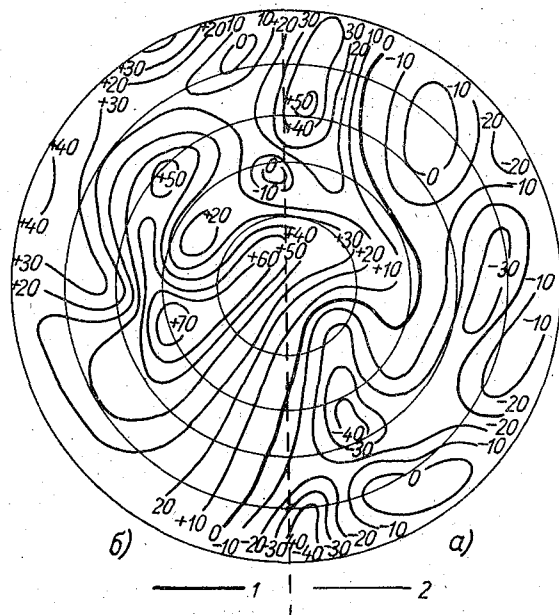


Рис. 6. Изолинии отклонений общего содержания атмосферного озона в циклоне (средняя картина). а — передняя часть циклона, б — тыловая. 1 — линия нулевого отклонения, 2 — изолинии отклонений. Цифры — значения отклонений в 10^{-3} см. Концентрические окружности — изобары приземного давления.

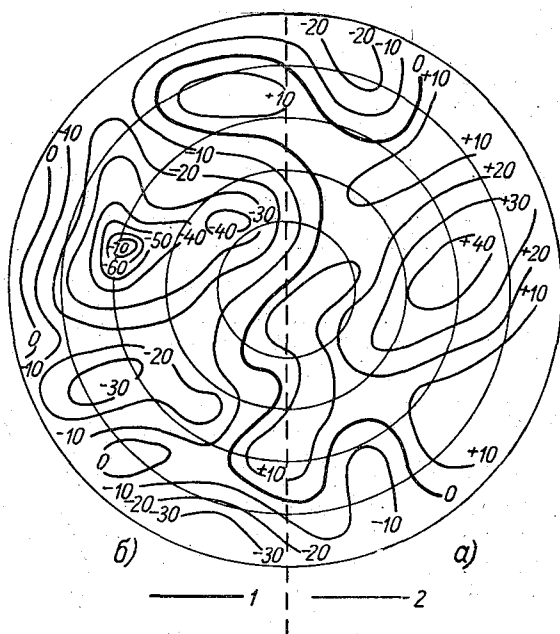


Рис. 7. Изолинии отклонений общего содержания атмосферного озона в антициклоне (средняя картина). а — правая часть антициклона, б — левая. 1 — линия нулевого отклонения, 2 — изолинии отклонений. Цифры — значения отклонений в 10^{-3} см. Концентрические окружности — изобары приземного давления.

и осенью. Это значит, что в антициклонах максимум содержания озона наблюдается весной, а минимум — зимой.

Сопоставление сезонных колебаний содержания озона в циклонах и антициклонах показывает, что сезонный ход колебаний в них носит различный характер.

Таблица 10

Число случаев (первая строка) и средние отклонения (см) общего содержания озона в антициклонах (вторая строка)

Весна	Лето	Осень	Зима
76	41	55	17
-0,002	-0,006	-0,003	-0,012

Рассмотрим теперь среднемесячные колебания содержания озона в циклонах и антициклонах. В табл. 11 приведены среднемесячные отклонения озона в циклонах и их тыловых и передних частях. В табл. 12 даны среднемесячные отклонения озона в антициклонах и их правых и левых частях.

На рис. 8 показаны среднемесячные отклонения озона в циклонах (линия 1) и антициклонах (линия 2). На рисунке видно, что весь год в циклонах наблюдаются положительные отклонения содержания озона, за исключением июня, когда отмечаются небольшие отрицательные отклонения, и что в антициклонах наблюдаются отрицательные отклонения, за исключением мая и августа. Максимальные отклонения общего содержания озона наблюдаются с января по март в циклонах и антициклонах, минимальные отклонения — с июня по август в циклонах. В циклонах второй максимум отклонений наблюдается осенью, в антициклонах — летом.

Из табл. 11 видно, что средний годовой ход отклонений общего содержания озона в тыловых частях циклонов аналогичен среднему годовому ходу в циклонах. Годовой ход отклонений общего содержания озона в передних частях циклонов имеет максимум зимой и ранней весной, минимум — летом и осенью. Из табл. 12 следует, что в среднем положительные отклонения озона наблюдаются в правых частях антициклонов круглый год. Отрицательные отклонения озона в левых частях антициклонов отмечаются круглый год с максимумами зимой и весной и минимумами летом и осенью.

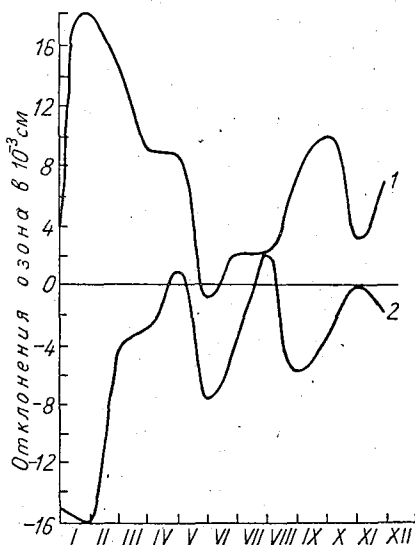


Рис. 8. Годовой ход среднемесячных отклонений общего содержания озона в циклонах (1) и антициклонах (2).

Таблица 11

Годовой ход числа случаев (первая строка) и отклонений (см) общего содержания озона (вторая строка)

Барическое поле	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Циклон в целом	15 +0,004	10 +0,018	16 +0,015	27 +0,009	37 +0,009	17 -0,001	22 +0,002	11 +0,002	25 +0,007	19 +0,010	14 +0,003	13 +0,007
Тыловая часть циклона	9 +0,013	7 +0,028	12 +0,017	17 +0,015	12 +0,019	9 +0,002	10 +0,012	6 +0,007	16 +0,010	13 +0,015	7 +0,004	7 +0,010
Передняя часть циклона	5 -0,022	2 -0,008	3 -0,029	6 -0,008	12 -0,002	5 -0,004	9 -0,009	3 -0,010	6 +0,001	5 -0,008	6 -0,011	4 -0,006

Таблица 12

Годовой год числа случаев (первая строка) и отклонений (см) общего содержания озона (вторая строка)

Барическое поле	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Антициклон в целом	4 -0,015	9 -0,016	8 -0,004	18 -0,003	13 +0,001	23 -0,008	12 -0,004	7 +0,002	13 -0,006	17 -0,004	12 0,000	2 -0,002
Правая часть антициклона	2 0,000	7 +0,001	8 +0,007	7 +0,012	9 +0,004	4 +0,009	3 +0,003	3 +0,006	5 +0,001	8 +0,004	9 +0,005	2 -0,002
Левая часть антициклона	4 -0,015	4 -0,016	3 -0,014	11 -0,012	4 -0,004	17 -0,010	9 -0,007	3 -0,002	8 -0,011	13 -0,008	2 -0,019	—

Из вышеизложенного видно, что в среднем в циклонах и антициклонах, в тыловых и передних частях циклонов, в правых и левых частях антициклонов максимальные колебания содержания озона наблюдаются весной, минимальные — летом.

Особенности содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах над Европой, Америкой и Азией

Кроме основного градиента содержания озона в направлении север—юг на колебания озона в циклонах и антициклонах оказывает влияние изменение содержания озона в зональном направлении. С этой точки зрения интересно рассмотреть особенности распределения отклонений общего содержания озона в циклонах и антициклонах над Европой, Америкой и Азией. Прежде всего на основании имеющихся данных было рассмотрено распределение общего содержания озона над этими континентами при различных барических полях.

В табл. 13 приведены данные об общем содержании озона в циклонах и антициклонах над Европой, Америкой и Азией. Из таблицы видно, что в циклонах над Европой и Америкой общее содержание озона больше, чем над Азией, а в антициклонах над Европой содержание озона больше, чем над Америкой и Азией. Разность содержания озона в циклонах и антициклонах мала над Европой и велика над Америкой.

Было исследовано распределение отклонений общего содержания озона в циклонах и антициклонах отдельно над Европой, Америкой и Азией (табл. 14). Из этой таблицы видно, что отклонения в циклонах над Европой и Азией больше, чем над Америкой. Небольшие отклонения общего содержания озона ($-0,002$ см) наблюдаются в передних частях циклонов над Америкой. Наибольшие отклонения озона наблюдаются в тыловых и передних частях циклонов над Европой и Америкой. В табл. 15 приведены средние отклонения общего содержания озона в антициклонах над Европой, Америкой и Азией. Из этой таблицы видно, что средние отклонения озона в антициклонах почти одинаковы над всеми тремя континентами.

Были также рассмотрены сезонные отклонения общего содержания озона в циклонах и антициклонах над Европой, Америкой и Азией (табл. 16). Отклонения общего содержания озона в циклонах уменьшаются от весны к лету и возрастают от лета к зиме над Европой, Америкой и Азией. Значит, сезонный ход отклонений в циклонах одинаков над континентами северного полушария. Большое различие в значениях отклонений в циклонах наблюдается летом, когда над Европой минимум положительных отклонений общего содержания озона равен $0,04$ см, над Америкой положительные отклонения близки к нулю, а над Азией имеют место отрицательные отклонения. Отклонения общего содержания озона в антициклонах над Европой, Америкой и Азией возрастают от осени к зиме. Над Европой максимальные отклонения наблюдаются зимой, а минимальные — весной и летом.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что положительные отклонения общего содержания озона в циклонах и отрицательные в антициклонах наблюдаются над всеми континентами северного полушария с незначительными сезонными отличиями.

Около тридцати лет назад Добсон получил выводы о распределении озона в циклонах и антициклонах над Европой [2]. Результаты, полученные авторами, в основном подтверждают и дополняют выводы Добсона. С другой стороны, эти результаты о распределении озона в циклонах и антициклонах над Азией не совпадают с результатами.

Таблица 13

Число случаев барических полей (первая строка) и общее содержание (см) атмосферного озона (вторая строка)

	Циклон		Разность, см
	Циклон	Антициклон	
Европа	58 0,356	46 0,337	0,019
Америка	28 0,349	27 0,297	0,052
Азия	31 0,338	27 0,306	0,032

Таблица 14

Число случаев барических полей (первая строка) и средние отклонения (см) общего содержания озона (вторая строка)

	Циклон			Циклон в целом
	Часть циклона		тыловая	
	передняя	задняя		
Европа	40 -0,011	81 0,015	141 0,008	
Америка	11 -0,002	18 0,009	35 0,007	
Азия	12 -0,010	24 0,010	38 0,004	

Таблица 15

Число случаев барических полей (первая строка) и средние отклонения (см) общего содержания озона (вторая строка)

	Часть антициклона			Антициклон в целом
	левая		правая	
	левая	правая		
Европа	38 -0,010	19 0,006	74 -0,005	
Америка	18 -0,008	12 0,004	37 -0,004	
Азия	11 -0,010	26 -0,001	40 -0,004	

Таблица 16

Число случаев барических полей (первая строка) и сезонные отклонения (см) общего содержания озона (вторая строка)

весна	Европа				Америка				Азия												
	лето	осень	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень	зима						
																Циклон				Антициклон	
45 0,010	35 0,004	41 0,005	20 0,011	12 0,012	8 0,000	5 0,007	10 0,009	14 0,009	6 -0,015	12 0,006	8 0,006	30 -0,003	23 -0,004	18 -0,007	5 -0,026	4 0,008	1 -0,017	6 -0,007	6 -0,009	17 0,002	11 -0,006

полученными Мияке в Токио и Леже в Шанхае [4]. По Мияке и Леже, при прохождении сибирского антициклона через пункт обычно наблюдаются положительные отклонения озона, а вблизи центра циклона — отрицательные отклонения. По данным авторов, для Азии в антициклонах наблюдаются отрицательные отклонения, а в циклонах — положительные отклонения общего содержания озона. Однако следует учитывать, что как выводы Мияке и Леже, так и выводы авторов для Азии основываются на материалах недостаточного количества озонметрических станций.

Объяснение полученных фактов с помощью высотного барического поля

Озон как примесь воздуха имеет консервативный характер. В процессе даже медленных перемещений воздушных масс процентное содержание озона в данной порции воздуха остается практически неизменным [4]. Значительные флуктуации в распределении озона объясняются, следовательно, в основном циркуляционными причинами.

Колебания полного количества озона в зависимости от условий погоды возникают из-за постоянно происходящего в атмосфере пространственного перераспределения воздушных масс с разным содержанием озона. Одной из причин перераспределения является адвекция. Связь колебаний содержания озона с приземным полем давления является естественным следствием наблюдаемой связи между высотными барическими системами и содержанием озона. С этой точки зрения рассмотрим все полученные закономерности. Результаты исследований показывают, что в циклонах и их тыловых частях содержание озона повышается, а в передних частях понижается, что в антициклонах и их левых частях содержание озона понижается, а в правых частях повышается. Такое положение с распределением озона в зависимости от приземного барического поля обусловлено горизонтальным переносом воздушных масс в стратосфере.

Положительные отклонения содержания озона, наблюдающиеся в приземном барическом поле, объясняются прохождением высотных ложбин через пункт наблюдений на уровне 300 мб и выше. Над циклоном, особенно над его тыловой частью, часто располагается высотная ложбина (см. рис. 4 а). Воздушные массы, образующие высотную ложбину на уровнях выше тропопаузы, сообщаются с околополярной областью низкого давления, где почти весь год (за исключением лета) наблюдается повышенное содержание озона. Глубокая ложбина, появившаяся в тыловой части молодого циклона, часто сохраняется в стадии его наибольшего развития, поэтому максимальные отклонения озона наблюдаются в тыловой части молодого циклона и циклона в стадии наибольшего развития. Ранее было установлено, что наибольшему содержанию озона соответствует низкая тропопауза, и наоборот [1, 3]. В циклоне высота тропопаузы понижается, так как над ним наблюдается холодная верхняя тропосфера и теплая нижняя стратосфера. Это свидетельствует о том, что над циклоном в стратосфере проходят теплые воздушные массы северного происхождения, нагретые вследствие повышенного содержания озона и относительно небольшого содержания водяного пара.

Над правой частью антициклона в начальной стадии и в стадии усиления обычно лежит тыловая часть высотной ложбины (см. рис. 5 а) с теплыми воздушными массами в стратосфере, связанными с повышенным содержанием озона, поэтому в правой части антициклонов наблюдаются положительные отклонения озона. Отрицательные отклонения

озона характерны для передних частей циклонов и левых частей антициклонов. Это объясняется тем, что как над передними частями циклонов, так и над левыми частями антициклонов в стратосфере обычно располагаются высотные холодные гребни, образованные из воздушных масс южного происхождения с малым содержанием озона (см. рис. 4 б, 5 б).

Для сравнения были вычислены отклонения содержания озона по знаку в процентах от общего количества при прохождении высотных ложбин и гребней через пункт наблюдений на поверхности 200 мб (табл. 17). Результаты вычислений дают 79% положительных и 21% отрицательных отклонений содержания озона в высотных ложбинах, 76% отрицательных отклонений и 24% положительных отклонений в высотных гребнях. Над Европой в высотных ложбинах наблюдается 69% положительных отклонений содержания озона, над Азией — 86% и над Америкой — 94%. Отрицательные отклонения в высотных гребнях над Европой составляют 80%, над Азией — 56% и над Америкой — 100%.

Таблица 17

Отклонения общего содержания озона при прохождении ложбин (л) и гребней (г) на уровне поверхности 200 мб

	Число случаев барических полей	Положительные отклонения		Отрицательные отклонения		Среднее отклонение, см	
		число случаев	%	число случаев	%		
Европа:	л	42	29	69	13	31	
	г	20	4	20	16	80	
Азия:	л	21	18	86	3	14	
	г	9	4	44	5	56	
Америка:	л	17	16	94	1	6	
	г	4	0	0	4	100	
Северное полушарие:	л	80	63	79	17	21	0,012 —0,013
	г	33	8	24	25	76	

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что в среднем при прохождении высотных ложбин наблюдаются положительные отклонения общего содержания озона, а при прохождении высотных гребней — отрицательные. Это объясняется тем, что в высоких слоях воздух, движущийся через стратосферную ложбину, интенсивнее всего смещается к югу, а воздух в гребне — к северу. Поскольку в среднем содержание озона увеличивается к северу, смещение к югу в ложбине дает добавок к нормальному значению озона, т. е. создается дополнительное положительное отклонение в этой области; аналогичным образом адвекция к северу в гребнях создает отрицательное отклонение общего содержания озона.

На связь колебаний содержания озона в циклонах и антициклонах с высотными ложбинами и гребнями указывает тот факт, что средние отклонения в высотных ложбинах очень близки к средним отклонениям в тыловых частях циклонов, а средние отклонения общего содержания озона в высотных гребнях очень близки к средним отклонениям в левых частях антициклонов. Из табл. 3 и 17 следует, что в тыловых частях циклонов средние отклонения озона равны 0,013 см, а в высотных лож-

бинах 0,012 см. Из табл. 5 и 17 видно, что в левых частях антициклонов среднее отклонение озона равно $-0,010$ см, а в высотных гребнях $-0,013$ см. В то же время взаимное расположение систем друг под другом (тыловая часть циклона под высотной ложбиной, левая часть антициклона под высотным гребнем) является характерным для этих образований. Совместный анализ отклонений озона и высотных барических систем показывает, что колебания озона тесно связаны с общей циркуляцией атмосферы. Вообще говоря, колебания озона должны быть значительно большими при меридиональном переносе стратосферных воздушных масс, так как при этом переносе межширотный обмен воздушных масс происходит более интенсивно. С другой стороны, дополнительные колебания общего содержания озона могут возникать по другим причинам, в частности из-за вертикальных движений в атмосфере. Однако в настоящее время затруднительно надежно оценить вклад, вносимый вертикальными движениями в общее содержание озона, так как сами вертикальные движения в атмосфере определяются весьма приближенно.

Выводы

1. В северном полушарии в циклонах в основном наблюдаются положительные отклонения общего содержания озона, причем максимум их имеет место в тыловых частях циклонов. Среднее значение отклонений в циклонах составляет $+0,007$ см (214 случаев). В антициклонах наблюдаются отрицательные отклонения общего содержания озона с максимумом в левых частях. Среднее значение отклонений в антициклонах равно $-0,004$ см (151 случай). Таким образом, в среднем в циклонах содержание озона повышается, а в антициклонах понижается.

2. В передних частях циклонов наблюдаются в основном отрицательные отклонения общего содержания озона, которые составляют в среднем $-0,009$ см. Для тыловых частей циклонов характерны главным образом положительные отклонения, в среднем составляющие $+0,013$ см.

3. В правых частях антициклонов наблюдаются положительные отклонения озона, которые в среднем равны $+0,002$ см. В левых частях антициклонов отмечаются в основном отрицательные отклонения озона, в среднем составляющие $-0,010$ см.

4. Отклонения содержания озона в циклонах и антициклонах зависят от широты, причем широтный ход отклонений несколько отличается от широтного хода общего содержания озона. Минимальные отклонения общего содержания озона в циклонах и антициклонах наблюдаются в средних широтах (от 45 до 70° с. ш.).

5. Отклонения содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах имеют годовой ход. Максимум отклонений в циклонах приходится на весну (февраль—март), величина средних отклонений в это время положительная, равная $+0,010$ см. В антициклонах максимум отклонений отмечается зимой (январь—февраль), имеет отрицательный знак и составляет $-0,012$ см. Минимум отклонений содержания озона в циклонах, равный $0,001$ см, наблюдается летом (июнь—август), в антициклонах минимум отклонений наблюдается весной (апрель—май) и составляет $-0,002$ см.

6. Полученные нами результаты об отклонениях общего содержания озона в циклонах и антициклонах в основном согласуются с результатами Добсона для Европы и не совпадают с результатами Мияке и Леже для Токио и Шанхая [4].

7. С точки зрения авторов колебания содержания озона вызываются главным образом горизонтальным перемещением воздушных масс в нижней стратосфере. Низкие фронты сами по себе не оказывают влияния на содержание озона, так как они обычно прослеживаются до уровня 700—500 мб.

Приведенные в настоящей статье результаты показывают, что регулярные наблюдения за содержанием атмосферного озона становятся за последнее время важным средством исследования многих атмосферных, в том числе и погодообразующих, процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гушин Г. П. Предварительные результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время МГГ в СССР. Труды ГГО, вып. 105, 1960.
2. Митра С. К. Верхняя атмосфера. ИЛ, М., 1955.
3. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд. АН СССР, М.—Л., 1951.
4. Хвостиков И. А. Озон в стратосфере. УФН, т. 59, вып. 2, 1956.
5. Martin D. W. and Brewer A. W. A synoptic study of day-to-day changes of ozone over the British Isles. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., vol. 85, No 360, 1959.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДАННЫХ ПО АТМОСФЕРНОМУ ОЗОНУ, ПОЛУЧЕННЫХ ВО ВРЕМЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА НА НЕКОТОРЫХ СТАНЦИЯХ

В статье излагаются результаты сравнения данных по атмосферному озону, полученных во время МГГ на различных станциях. Рассматривается сезонный, широтный и суточный ход общего содержания озона.

Измерение озона в период МГГ производилось, по данным Международной комиссии по озону [6], на нескольких десятках станций, расположенных по всему земному шару, причем в ряде стран во время МГГ были открыты дополнительные озонметрические станции, не вошедшие в первоначальные публикации. Для измерений общего содержания озона использовался в основном спектрофотометр Добсона [6], однако применялись и другие приборы (во Франции, ГДР, СССР, Афганистане).

Перед началом систематических наблюдений каждый озонметрический прибор проходил стадию довольно сложной и продолжительной градуировки. Это объясняется тем, что до настоящего времени не удалось сконструировать удовлетворительной градуировочной аппаратуры, а создать в лаборатории условия, одинаковые с действительными условиями измерений, пока еще невозможно. По этой причине неизбежны некоторые различия в показаниях разных приборов, измеряющих озон одновременно в одном и том же месте. Даже один и тот же прибор, например широко известный спектрофотометр Добсона, измеряющий озон оптическим методом в различных участках спектра (с помощью разных пар длин волн), часто показывает разные количества озона, отличающиеся больше, чем на стандартную ошибку [7, 5]. Причины расхождений показаний озонметрических приборов, измеряющих озон в одном и том же месте, т. е. погрешности озонметрических приборов, можно разделить на две категории: инструментальные и погрешности, вызванные влиянием атмосферы и солнца (или луны).

К инструментальным относятся погрешности градуировки оптического клина, температурные погрешности прибора, погрешности при определении длин волн или спектральной чувствительности приборов со светофильтрами, погрешности из-за рассеянного света внутри прибора, погрешности фотоэлектрической системы прибора (нелинейность ее для приборов с прямым отсчетом, изменение со временем спектраль-

ной чувствительности фотоумножителя и др.), погрешности при наводке на солнце (луну), погрешности из-за изменения оптики.

К атмосферным и солнечным (лунным) погрешностям относятся аэрозольная погрешность, погрешность из-за попадания в прибор рассеянного атмосферой света, погрешности из-за колебаний температуры озона и спектральной интенсивности солнечного излучения, погрешности из-за смены фаз луны и из-за колебаний давления атмосферы. Кроме того, в виде систематической погрешности в определяемую величину озона входит погрешность коэффициента поглощения озона.

Все приведенные выше погрешности вносят различный вклад в общую величину погрешности содержания атмосферного озона. Инструментальные погрешности относятся к числу устранимых, т. е. практически их можно путем тщательных измерений свести к малым величинам. Погрешность из-за попадания в прибор рассеянного атмосферой света можно значительно уменьшить, если использовать малый телесный угол прибора или измерять озон при большой высоте солнца (луны). Погрешность из-за колебаний температуры озонного слоя можно уменьшить путем учета температуры стратосферы по данным радиозондирования. Погрешность из-за смены фаз луны, вследствие чего может меняться спектральная отражательная способность луны, устраняется путем проведения измерений только во время полнолуний. Погрешность из-за колебаний давления атмосферы можно устранить введением поправки на давление.

Наибольшие трудности возникают при учете аэрозольной погрешности и погрешности из-за колебаний спектральной интенсивности солнечного излучения. Аэрозольная погрешность обусловлена переменной спектральной прозрачностью аэрозольного слоя. Если бы аэрозоль пропускал одинаково свет различных длин волн в ультрафиолетовой области спектра, то аэрозольная погрешность была бы равна нулю. Как известно, аэрозольная составляющая в атмосфере является весьма переменной и трудноизмеряемой величиной и это в еще большей степени затрудняет оценку ошибки этой величины. Различные приборы могут давать разные погрешности из-за колебаний аэрозольного слоя, что связано с различием спектральных характеристик приборов. Погрешность из-за колебаний спектральной интенсивности солнечного излучения, которая может иметь место вследствие колебаний солнечной активности, также является малоисследованной величиной из-за влияния атмосферы. В результате до настоящего времени нельзя полностью учесть погрешности озонметрических измерений, имеются только ориентировочные оценки этой погрешности [5]. Для выхода из создавшегося положения применяется методика сравнения озонметрических приборов с целью калибровки приборов по одному из них, принимаемому за эталонный. Однако этот метод не устраняет всех ошибок, возникающих при измерении озона.

Авторы сочли полезным произвести сравнение озонметрических приборов по их данным. В качестве характеристик для сравнения были выбраны: а) средние значения абсолютных величин междусуточных изменений озона, б) разброс (ширина полосы) среднедневных значений озона на графике сезонного хода, в) средний широтный ход озона, г) дневной ход озона. Ясно, что все указанные величины зависят не только от качества работы приборов, но также от местных условий, от погоды, наблюдателей и т. д.

Для исследований были использованы данные 23 озонметрических станций, на которых проводились измерения в 1958 г. К сожалению,

в нашем распоряжении не имелось данных других озонметрических станций.

Таблица 1

Список озонметрических станций

Станция	Широта.	Долгота	Страна	Прибор
Абастумани			СССР	ОФЭТ-3
Алма-Ата			"	ОФЭТ-3
Владивосток			"	ОФЭТ-3
Воейково			"	Спектрофотометр Добсона
о. Диксон			"	СФД-1
Оазис Бангера	66°16' ю. ш.	100°43' в. д.	"	Озонометр ГГО
„Северный полюс-6“			"	"
Хейс			"	"
Аспендал	80°02' ю. ш.	145°06' в. д.	Австралия	Спектрофотометр Добсона
Брисбен	27 28	153 02	"	То же
Вашингтон	38 51 с. ш.	77 02 з. д.	США	"
Гавайи	19 29	155 36	"	"
Карибу	46 50	68 00	"	"
Бисмарк	46 46	100 45	"	"
Винья-ди-Валле	42 05	12 13 в. д.	Италия	"
Мессина	38 12	15 33	"	"
Эльмас	39 15	9 03	"	"
Уккль	50 48	4 21	"	"
Рейкьявик	64 08	21 54 з. д.	Бельгия	"
Нью-Дели	28 35	77 12 в. д.	Индия	"
Абу	24 36	72 43	"	"
Сринагар	34 05	74 50	"	"
Кодайканал	10 14	77 28	"	"

В табл. 1 приводится список озонметрических станций и указаны приборы, которые использовались для измерений. В приборах ОФЭТ-3 и озонометр ГГО, в отличие от спектрофотометра Добсона, в качестве оптики применялись светофильтры [1].

Для характеристики данных, полученных на озонметрических станциях, были вычислены средние значения абсолютных величин между-суточных изменений общего содержания атмосферного озона. Между-суточное изменение озона находилось как абсолютная величина разности содержаний озона за два соседних дня. Пропускам наблюдений соответствовали пропуски значений междусуточных отклонений. Для каждой станции находилась средняя арифметическая величин междусуточных изменений за месяц.

В качестве примера в табл. 2 приведены средние значения абсолютных величин междусуточных изменений озона за апрель и сентябрь 1958 г. по шести различным станциям. Из данных табл. 2 следует, что, несмотря на то что на станциях имелись три различных типа приборов, средние междусуточные изменения озона на различных станциях близки между собой и равны 0,01—0,02 см. В апреле среднее по станциям значение междусуточных изменений озона больше, чем в сентябре, что следует объяснить сезонным ходом озона, достигающим максимума весной и минимума осенью. Следует заметить, что полученные значения средних междусуточных изменений озона нельзя объяснить радиационными причинами, так как радиационные колебания озона за сутки по

величине в несколько раз меньше (зимой в десятки раз меньше) действительных колебаний озона [3]. Реальные междусуточные изменения озона объясняются циркуляционными условиями в атмосфере.

Таблица 2

Средние значения абсолютных величин междусуточных изменений озона (10^{-3} см) за апрель и сентябрь 1958 г.

Станция	Апрель	Сентябрь	Прибор
Бисмарк	20	13	Спектрофотометр Добсона
Винья-ди-Валле	31	8	То же
Владивосток	18	12	ОФЭТ-3
Воейково	18	21	Спектрофотометр Добсона
Рейкьявик	23	12	То же
„Северный полюс-6“	12	—	Озонометр ГГО
Среднее	20	13	—

Для характеристики сезонного хода общего содержания озона и разброса средненеделных значений озона относительно средней сезонной кривой приводятся рис. 1 и 2.

Как видно на рис. 1, разброс средненеделных значений озона по отношению к средним кривым несколько больше в Вашингтоне,

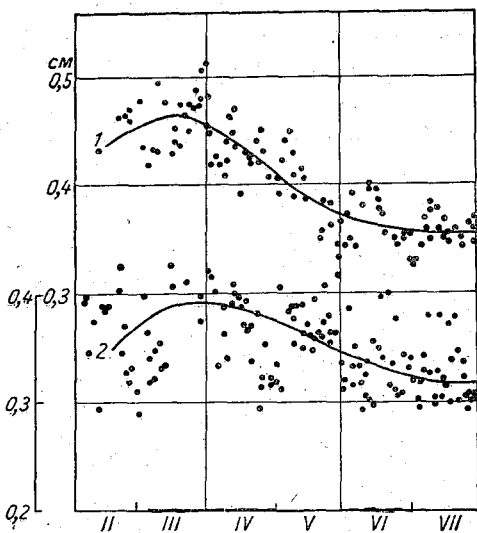


Рис. 1. Сезонный ход общего содержания атмосферного озона в 1958 г.

Точками указаны средненеделные значения озона.

1 — Воейково, 2 — Вашингтон.

чем в Воейкове, но эти отличия такого же небольшого порядка; как и отличия междусуточных отклонений. На рис. 2 показан сезонный ход общего содержания озона по шести станциям за 1958 г. (пунктиром обозначен перерыв в наблюдениях).

Для построения рисунка были использованы данные станций в большом диапазоне широт: Хейс, Воейково, Уккль, Абастумани, Оазис Бангера, Гавайи. Высокоширотные станции обнаруживают быстрый спад содержания озона от весны к лету (Хейс). В низких широтах (Гавайи) почти не отмечается сезонного хода озона; небольшой максимум имеется в апреле — июне. В южном полушарии (Оазис Бангера) отмечается обратный ход

озона, максимальное содержание озона там наблюдается в сентябре — октябре, т. е. тогда, когда в южном полушарии весна.

Для характеристики широтного хода общего содержания озона приводится рис. 3, на котором по оси абсцисс отложена широта в градусах, по оси ординат — содержание озона в сантиметрах. Для построения этого рисунка использовались среднемесячные значения озона за март,

май, июнь, июль, сентябрь, ноябрь и декабрь 1958 г. на станциях как северного, так и южного полушарий. Кривые на рис. 3 характеризуются двумя важными особенностями: летним максимумом озона на широте около 60° и резким увеличением широтного градиента озона между

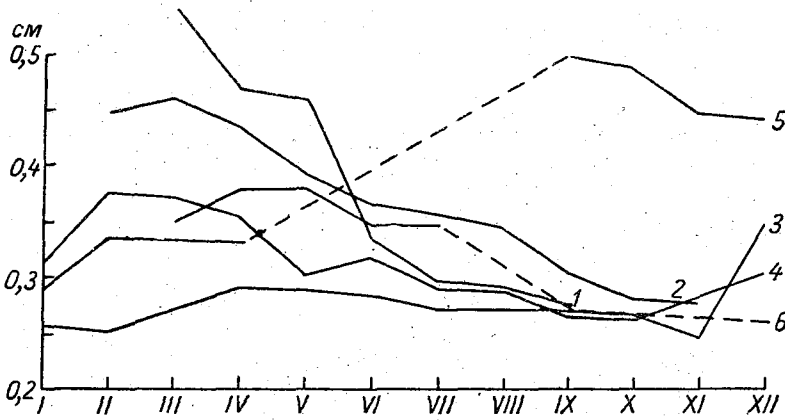


Рис. 2. Сезонный ход общего содержания атмосферного озона в 1958 г. 1 — о. Хейс, 2 — Воейково, 3 — Уикль, 4 — Абастумани, 5 — Оазис Бангера, 6 — Гавайи.

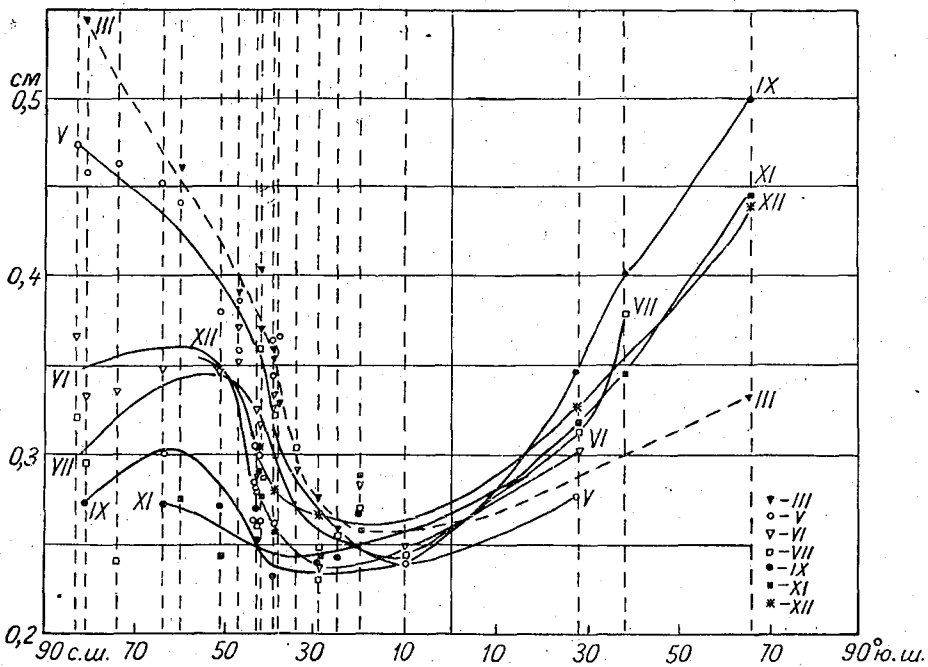


Рис. 3. Широтный ход общего содержания атмосферного озона в 1958 г.

50 и 30° с. ш. Последняя особенность согласуется с ранее найденным резким увеличением горизонтального градиента общего содержания атмосферного озона в зоне струйных течений [2, 3].

Как известно, климатологическая зона струйных течений располагается в основном между 50 и 30° с. ш. [4]. Она отделяет северные обла-

сти, богатые озоном, от тропических областей, бедных озоном, и играет роль барьера, препятствующего турбулентному перемешиванию воздушных масс северного и южного происхождения на высотах 5—20 км. Это действие струи основывается на том, что в пограничной зоне струя с большой скоростью уносит частички воздуха как северного, так и южного происхождения, препятствуя их перемешиванию вне зоны струи. Таким образом, особенности циркуляции атмосферы, в данном случае струйные течения, сказываются на широтном распределении озона, показанном на рис. 3. То, что эта особенность ускользала ранее от исследователей, объясняется, по мнению авторов, тем, что раньше было очень мало озонметрических станций в зоне 50—30° с. ш. В южном полушарии и в настоящее время озонметрических станций еще

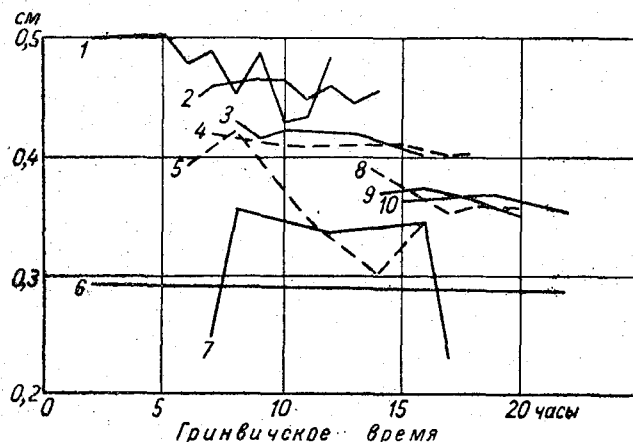


Рис. 4. Дневной ход общего содержания атмосферного озона на различных станциях в апреле 1958 г.

1 — Хейс, 24/IV; 2 — Воейково, 11/IV; 3 — Рейкьявик, 24/IV; 4 — Винья-ди-Валле, 8/IV; 5 — Мессина, 27/IV; 6 — Гавайи, 17/IV; 7 — Эльмас, 20/IV; 8 — Карибу, 25/IV; 9 — Вашингтон, 17/IV; 10 — Бисмарк, 17/IV.

недостаточно, и это обстоятельство сказалось на ходе кривых (рис. 3) в том, что в зоне 30—50° ю. ш. мало заметно увеличение широтного градиента озона. Если рассматривать отклонения среднемесячных значений озона от средней кривой широтного хода, то можно сделать вывод, что эти отклонения значительны для ряда станций и особенно велики в зоне 50—30° с. ш. На рис. 3 невозможно по отклонениям значений озона для отдельных пунктов от средней кривой обнаружить станции, располагавшие различными приборами.

Для характеристики среднего градиента озона на разных широтах на основании рис. 3 была составлена табл. 3. Широтный градиент озона приводится в табл. 3 по среднемесячным данным за май, июнь, июль, сентябрь, ноябрь и декабрь 1958 г. в сантиметрах на градус широты (см/град.). Из сравнения табл. 2 и 3 следует, что средний широтный градиент озона в несколько раз меньше средней величины междусуточных изменений озона. Это значит, что в нижней стратосфере все время имеет место значительный межширотный обмен воздушных масс, составляющий в среднем несколько градусов в сутки, или 20—30 км/час.

На рис. 4 показан ход общего содержания атмосферного озона в течение дня на 10 различных станциях по измерениям в апреле 1958 г. Для построения графика использовались часовые значения озона.

Таблица 3

Средний широтный градиент общего содержания озона (см/град.)
по месяцам за 1958 г.

Месяц	Широта, град.											
	80—75	75—70	70—65	65—60	60—55	55—50	50—45	45—40	40—35	35—30	30—25	25—20
V	-0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,010	0,006	0,008	0,003	0,002
VI	-0,001	-0,004	-0,001	0,000	0,001	0,002	0,009	0,007	0,003	0,002	0,001	-0,001
VII	-0,003	-0,002	-0,002	-0,001	0,000	0,000	0,002	0,005	0,007	0,003	0,002	0,001
IX	0,002	0,000	-0,003	0,000	0,001	0,002	0,005	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000
X	—	—	—	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
XII	—	—	—	—	—	0,001	0,005	0,008	0,002	0,001	0,001	0,004

Из рис. 4 следует, что кривые дневного хода озона на различных станциях не обнаруживают каких-либо особенностей, связанных с различными типами используемых приборов. Амплитуда дневных колебаний озона на станциях Мессина и Эльмас, где использовались спектрофотометры Добсона, не меньше чем амплитуда на ст. Хейс, где применялся озонметр ГГО. На ст. Гавайи, расположенной в тропиках, дневные колебания озона почти отсутствуют.

Выводы

1. Анализ некоторых данных по общему содержанию атмосферного озона, произведенный для ряда станций, показал, что материалы наблюдений с помощью различных приборов (как спектрофотометрических, так и со светофильтрами) не дают основания для вывода о качестве их работы.

2. Средние междусуточные изменения озона почти на всех станциях в апреле больше, чем в сентябре.

3. На 50—30° с. ш. отмечено значительное увеличение среднего широтного градиента озона, что связано с наличием в этих широтах струйных течений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуцин Г. П. Исследование атмосферного озона. Информационный бюллетень «Международный геофизический год», № 5. Изд. АН СССР, 1958.
2. Гуцин Г. П. Предварительные результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время МГГ в СССР. Труды ГГО, вып. 105, 1960.
3. Гуцин Г. П. Закономерности горизонтального распределения и колебаний во времени содержания атмосферного озона. Труды конференции по атмосферному озону 28—31 октября 1959 г. в МГУ. Изд. МГУ. М., 1961.
4. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
5. Götz F. W. P., Metcham A. R., Dobson G. M. B. The vertical distribution of ozone in the atmosphere. Proceed. Roy. Met., Ser. A, vol. 145, No A955, 1934.
6. International Association of Meteorology and Atmospheric Physics. Report of Proceedings. Publication IAMAP No 11/b. London, 1958.
7. Dobson G. M. B., Normand C. Discussion of the Report «Determination of the constants used in the calculation of the amount of ozone, etc». Symp. on atmospheric ozone. Oxford, 1959. Imprime par L'Institut Geographique National, No 3, Paris, 1960.

О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И УДЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ НАД БАССЕЙНОМ оз. СЕВАН

В статье приводятся результаты исследования влияния бассейна горного оз. Севан на температуру и влажность воздуха в свободной атмосфере. Рассматривается закономерность в распределении температуры и влажности над бассейном в зависимости от направления переноса.

Вопросу температурного режима над бассейном оз. Севан посвящены работы [1] и [2]. В них рассматривается термический режим в довольно тонком слое воздуха от поверхности озера до высот 0,5—0,8 и в отдельных случаях до 1,0 км, т. е. до высот, не превышающих высоту окружающих озеро гор. Таким образом, в этих работах ограничиваются рассмотрением температурного режима только в самой котловине озера, причем различные особенности распределения температуры и влажности в слое связывались с различными причинами местного характера.

Несколько иначе подходит к вопросу о режиме влажности О. А. Дроздов [3]. При решении задачи о влагообороте в котловине оз. Севан и о возможном его изменении после спуска части озера он сравнивает вертикальные профили удельной влажности в котловине и вне ее. Вопрос решается теоретически.

При выполнении настоящей работы не ограничивались рассмотрением нижнего слоя воздуха, заключенного в котловине озера. Были использованы материалы самолетных зондирований над бассейном озера, проводившихся А. П. Чуваевым в сентябре 1957 г., а также материалы самолетного зондирования над Ереваном до предельных высот, т. е. до 6—7 км над ур. м. (4—5 км над озером). Основное внимание уделялось не отдельным особенностям режима атмосферы внутри котловины в каждом отдельном подъеме, а вопросу о том, как и до каких высот влияет горное озеро на температуру и влажность в свободной атмосфере. В качестве свободной атмосферы рассматривали атмосферу над Ереваном, считая, что в ней почти не сказывается влияние озера. Использовались данные только одновременных полетов над сравниваемыми пунктами, одним из которых всегда был Ереван. Одновременными считались как зондирования, проводившиеся одновременно двумя самолетами над Ереваном и каким-нибудь из пунктов бассейна озера, так и зондирования одним самолетом сначала над одним пунктом, потом над другим. В последнем случае зондирование над обоими пунктами проходило с некоторым разрывом во времени. Однако предполагалось, что изменения профиля над каждым из пунктов за такой короткий

промежуток времени были гораздо меньше, чем различия в профилях между пунктами, и давали возможность правильно уловить особенности каждого профиля.

Для сравнения брались значения температуры и влажности на определенных стандартных уровнях через каждые 500 м, начиная с 2 км над ур. м. (около 100 м над уровнем озера) до максимальной высоты подъема.

Таблица 1

Средние значения температуры над бассейном озера и в свободной атмосфере (Ереван)

	Высота над ур. м., км										
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
Утро											
Ереван	16,5	13,1	9,6	5,7	2,1	-2,3	-6,4	-9,5	-12,6	-15,7	-19,2
Бассейн озера	15,0	12,1	9,1	5,9	2,2	-1,9	-5,9	-8,8	-11,3	-14,5	—
Δt	1,5	1,0	0,5	-0,2	-0,1	-0,4	-0,5	-0,7	-1,3	-1,2	—
День											
Ереван	20,5	16,5	12,6	8,1	3,8	-0,4	-4,9	-8,4	-12,4	-15,4	-18,7
Бассейн озера	19,1	16,1	12,3	8,2	3,9	-0,4	-4,3	-7,9	-11,0	-14,1	—
Δt	1,4	0,4	0,3	-0,1	-0,1	0,0	-0,6	-0,5	-1,4	-1,3	—

В табл. 1 приведены значения температуры над бассейном озера и над Ереваном, осредненные по всем одновременным подъемам. Кроме того, в таблице даны разности этих средних температур.

Как видно из таблицы, в нижнем слое температура воздуха над бассейном озера ниже, чем над Ереваном, примерно на 1,5°. С высотой эта разность убывает и на высоте 3 км меняет знак на обратный.

Средние значения удельной влажности для тех же условий, а также их разности Δq приведены в табл. 2.

Таблица 2

Средние значения удельной влажности над бассейном озера и над Ереваном

	Высота над ур. м., км										
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
Утро											
Бассейн озера	8,0	6,8	5,1	4,1	3,1	2,5	1,9	1,5	1,1	0,8	—
Ереван	7,1	6,0	5,4	4,4	3,5	2,5	2,1	1,7	1,3	1,0	0,7
Δq	0,9	0,8	-0,3	-0,3	-0,4	0	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	—
День											
Бассейн озера	6,0	5,4	4,8	4,1	3,5	3,1	2,4	1,9	1,4	1,0	0,6
Ереван	4,0	3,5	2,9	2,7	2,2	1,8	1,4	1,2	0,9	0,6	0,4
Δq	2,0	1,9	1,9	1,4	1,3	1,3	1,0	0,7	0,5	0,4	0,2

Удельная влажность над бассейном озера гораздо больше, чем над Ереваном, что особенно заметно днем, когда во всем рассмотренном слое значения q над бассейном озера более чем в полтора раза превы-

шали значения q над Ереваном. В утренние сроки только в нижнем слое наблюдалось заметное различие между Ереваном и бассейном озера, а начиная с 3 км удельная влажность была практически одинакова над обоими районами.

Приведенные в табл. 1 и 2 средние значения вычислялись по всем данным зондирования над бассейном, имеющимся за рассмотренный период, независимо от того, над какими районами бассейна проводились зондирования.

В табл. 3 и 4 указаны средние значения температуры и удельной влажности отдельно для Большого и Малого Севана.

Таблица 3

Средние значения температуры и удельной влажности над бассейном Большого Севана и Ереваном

	Высота над ур. м., км										
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
ТЕМПЕРАТУРА											
Утро											
Ереван . . .	16,2	12,8	9,4	5,5	1,6	-2,9	-7,4	-10,5	-13,5	-16,5	-19,8
Б. Севан . .	15,4	12,1	9,1	6,0	2,4	-1,7	-5,8	-8,8	-11,1	-14,5	
Δt	0,8	0,7	0,3	-0,5	-0,8	-1,2	-1,6	-1,7	-2,4	-2,0	
День											
Ереван . . .	20,1	16,0	12,6	7,8	3,5	-0,7	-5,3	-8,4	-12,5	-15,4	-18,7
Б. Севан . .	19,3	16,1	12,6	8,2	3,9	-0,3	-4,2	-7,6	-10,9	-13,1	
Δt	0,8	-0,1	0,0	-0,4	-0,4	-0,4	-1,1	-0,8	-1,6	-2,3	
УДЕЛЬНАЯ ВЛАЖНОСТЬ											
Утро											
Ереван . . .	7,1	6,1	5,5	4,5	3,6	2,6	2,1	1,7	1,3	1,0	0,7
Б. Севан . .	7,9	6,8	5,3	4,2	3,2	2,6	2,0	1,6	1,2	0,8	
Δq	-0,8	-0,7	0,2	0,3	0,4	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	
День											
Ереван . . .	4,0	3,5	2,6	2,5	2,1	1,7	1,3	1,1	0,8	0,6	0,4
Б. Севан . .	5,3	4,8	4,5	3,9	3,5	3,1	2,4	1,9	1,4	1,0	
Δq	-1,3	-1,3	-1,9	-1,4	-1,4	-1,4	-1,1	-0,8	-0,6	-0,4	

Данные табл. 3 и 4 показывают, что влияние на температуру и влажность воздуха неодинаково в разных частях бассейна. Так, например, контрасты температур между Ереваном и Малым Севаном гораздо больше, чем между Ереваном и Большим Севаном, и наблюдаются в значительно большем слое. То же самое можно сказать и об удельной влажности.

Интересно проследить зависимость оказываемого озером влияния от направления переноса. Такое исследование удалось провести для Малого Севана, где зондирования производились всегда над одним и тем же местом — о. Севан. Для Большого Севана эту зависимость проследить не удалось, так как зондирования производились над разными пунктами: над водной поверхностью озера, а также над Басаргечаром и Мартуни, расположенными на южном и восточном берегах озера и

различно ориентированными относительно воздушных потоков, проходящих над ними [4].

Таблица 4

Средние значения температуры и удельной влажности над бассейном Малого Севана и Ереваном

	Высота над ур. м., км										
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
ТЕМПЕРАТУРА											
Утро											
Ереван . . .	18,2	14,8	11,1	6,8	5,1	1,1	-0,1	-3,8	-7,8	-11,1	-15,4
М. Севан . .	12,9	12,0	9,0	5,6	1,2	-2,8	-6,2	-9,1	-12,2	—	—
Δt	5,3	2,8	2,1	1,2	3,9	3,9	6,1	5,3	4,4	—	—
День											
Ереван . . .	21,1	17,1	12,6	8,6	4,1	0,0	-4,4	-8,5	-12,3	-15,5	-18,7
М. Севан . .	18,9	16,0	11,9	8,3	3,8	-0,5	-4,5	-8,4	-11,2	-15,4	-19,6
Δt	2,2	1,1	0,7	0,3	0,3	0,5	0,1	-0,1	-1,1	-0,1	0,9
УДЕЛЬНАЯ ВЛАЖНОСТЬ											
Утро											
Ереван . . .	7,1	5,7	4,6	3,6	3,2	2,1	2,2	1,4	1,0	—	—
М. Севан . .	8,9	6,4	4,6	3,3	2,8	2,0	1,5	1,0	0,7	—	—
Δq	-1,8	-0,7	0,0	0,3	0,4	0,1	0,7	0,4	0,3	—	—
День											
Ереван . . .	4,1	3,6	3,2	3,0	2,4	2,0	1,6	1,3	1,0	0,7	0,5
М. Севан . .	7,0	6,1	5,3	4,3	3,6	3,0	2,5	1,9	1,4	0,9	0,6
Δq	-2,9	-2,5	-2,1	-1,3	-1,2	-1,0	-0,9	-0,6	-0,4	-0,2	-0,1

Примечание. За утренний срок приведены данные единственного зондирования над Малым Севаном.

Из зондирований, проводившихся параллельно над о. Севан и Ереваном, были выделены случаи северного, южного и западного ветров по наблюдениям на о. Севан. Результаты приведены в табл. 5 и 6 и на рис. 1 и 2.

На рисунках и по данным таблиц хорошо видно влияние направления переноса на температуру и влажность над бассейном озера. При северных ветрах температура над Малым Севаном на 4° ниже, чем на тех же уровнях над Ереваном. Контраст температур с высотой убывает, но выравниваются температуры только на высоте 5 км над ур. м., т. е. весь трехкилометровый слой воздуха над озером холоднее, чем над Ереваном, хотя северные ветры, как показывают аэрологические наблюдения, отмечаются в гораздо меньшем слое [4, 5]. При западных ветрах над Малым Севаном бывает охлажден только самый нижний слой воздуха. На высоте 2,5 км температуры уже выравниваются и контраст их между Ереваном и Малым Севаном не превышает 1°, т. е. имеет тот же порядок, что и точность измерения. При южных ветрах на всех высотах температура над озером оказывается несколько выше, чем над Ереваном, но это различие также имеет порядок точности наблюдений.

Удельная влажность над озером при северных ветрах выше, чем над Ереваном, на 4 г/кг. С высотой различие между ними постепенно сгла-

живается. Самым сухим оказывается воздух над озером при западных ветрах, что и понятно, так как он приходит к о. Севан из сухой Ереванской котловины и путь его над озером слишком мал для насыщения влагой. Профиль q при южных ветрах отличается от профиля при западных ветрах только в самом нижнем слое, где удельная влажность несколько выше, чем в первом случае, что может быть объяснено тем, что воздух проходит несколько километров над водной поверхностью в направлении к о. Севан.

Таблица 5

Средние значения температуры при разных направлениях ветра

	Высота над ур. м., км										
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
Северные ветры											
Ереван . .	21,0	17,0	12,4	9,1	4,7	0,6	-3,3	-7,7	-11,8	-14,1	-17,5
о. Севан . .	17,0	14,3	10,5	7,9	3,9	-0,3	-3,7	-7,2	-10,8	-13,5	—
Δt	4,0	2,7	1,9	1,2	0,8	0,9	0,4	-0,5	-1,0	-0,6	—
Южные ветры											
Ереван . .	21,0	16,8	12,5	8,0	3,0	-1,0	-5,6	-9,4	-13,0	-16,3	-19,7
о. Севан . .	21,8	18,2	13,7	9,0	4,2	-0,2	-4,6	-8,2	-11,8	-15,1	-18,4
Δt	-0,8	-1,4	-1,2	-1,0	-1,2	-0,8	-1,0	-1,2	-1,2	-1,2	-1,3
Западные ветры											
Ереван . .	20,0	16,0	11,5	7,2	2,8	-1,0	-5,8	-9,7	-13,6	-17,4	-20,8
о. Севан . .	18,6	16,1	12,2	8,0	3,5	-1,0	-5,5	-9,2	-12,4	-16,6	-20,8
Δt	1,4	-0,1	-0,7	-0,8	-0,7	0,0	-0,3	-0,5	-1,2	-0,8	0,0

Таблица 6

Средние значения удельной влажности при разных направлениях ветра

	Высота над ур. м., км										
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
Северные ветры											
о. Севан . .	8,5	7,8	6,8	5,4	4,3	3,4	2,8	2,2	1,7	1,2	—
Ереван . .	4,3	4,0	3,5	3,5	3,0	2,4	1,6	1,5	1,1	0,7	0,6
Δq	4,2	3,8	3,3	1,9	1,3	1,0	1,2	0,7	0,6	0,5	—
Южные ветры											
о. Севан . .	5,0	4,1	3,5	3,0	2,6	2,4	2,2	1,5	1,0	0,7	0,6
Ереван . .	3,2	2,8	2,4	2,5	1,8	1,5	1,2	1,0	0,8	0,3	0,3
Δq	1,8	1,3	1,1	0,5	0,8	0,9	1,0	0,5	0,2	0,4	0,3
Западные ветры											
о. Севан . .	5,2	4,5	4,1	3,6	3,0	2,6	2,0	1,7	1,3	0,9	0,5
Ереван . .	4,2	3,3	3,3	2,8	2,1	1,9	1,6	1,3	1,0	0,7	0,6
Δq	1,0	1,2	0,8	0,8	0,9	0,7	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1

Так же хорошо заметна связь Δt и Δq с направлением ветра в Ереване, но в утренние и дневные часы, когда проводилось зондирование, в Ереване наблюдались частые штили, и число случаев с ветрами оказалось недостаточным для каких-либо осреднений.

Вертикальное распределение температуры и влажности имеет большое значение при расчетах испарения и влагооборота, а также для

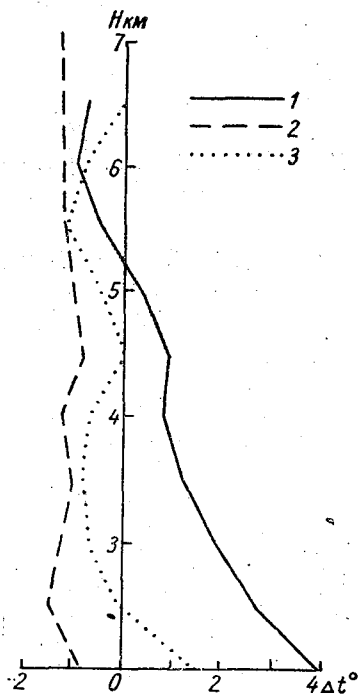


Рис. 1. Контрасты температур между Ереваном и о. Севан при разных направлениях ветра на различных высотах.
1 — северный, 2 — южный, 3 — западный.

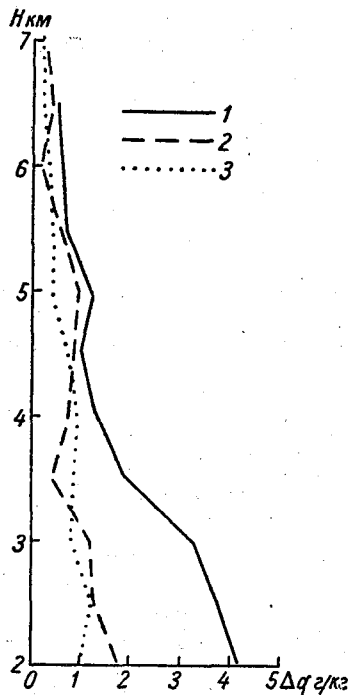


Рис. 2. Контрасты удельной влажности между о. Севан и Ереваном при разных направлениях ветра на различных высотах.
1 — северный, 2 — южный, 3 — западный.

решения других вопросов. Из изложенного выше видно, что для некоторых условий погоды с достаточной точностью можно распространять на бассейн озера данные зондирования, полученные над Ереваном.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Некоторые особенности термического и ветрового режимов над оз. Севан. Труды ГГО, вып. 78, 1958.
2. Метеорологический режим озера Севан. Гидрометеоздат, Л., 1960.
3. Дроздов О. А. Влагооборот горной котловины. Труды ГГО, вып. 78, 1958.
4. Честная И. И. Воздушные течения над озером Севан. Труды ГГО, вып. 78, 1958.
5. Селезнева Е. С. О происхождении летних северных ветров в бассейне оз. Севан. Труды ГГО, вып. 78, 1958.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАЧНОСТИ В БАССЕЙНЕ оз. СЕВАН

В статье приводятся результаты исследований распределения облачности в бассейне оз. Севан по материалам наблюдений с самолета и береговых станций.

Озеро Севан, как известно, расположено высоко в горах Армении. Это большой водоем площадью около 1400 км², лежащий в огромной горной чаше — Севанской котловине. Длина озера около 75 км, ширина его в более узкой части (Малый Севан) 12—15 км, в более широкой (Большой Севан) около 35—40 км. Длинная ось озера направлена с северо-запада на юго-восток. С северо-востока вплотную к озеру подходит горный хребет, возвышающийся более чем на километр над поверхностью озера у Большого Севана и несколько меньше у Малого Севана. К юго-западному берегу озера горы не подходят так близко, но из-за своей высоты и расположения на пути основных воздушных течений западного и юго-западного направлений они оказывают заметное влияние на погоду южной части озера. Зеркало озера находится на высоте 1907 м над ур. м.

Для изучения облачности в бассейне озера в период экспедиции по предложению Е. С. Селезневой, кроме обычных наблюдений и записи, производились зарисовки облачности; на круг с помеченными на нем направлениями (север, восток, юг и запад) условными обозначениями наносилась облачность в том направлении, где она видна наблюдателю, находящемуся в центре круга. Облачность нижнего яруса отмечалась одним цветом, верхних ярусов — другим. Такая работа в период первой экспедиции (июль 1956 г.) проводилась на семи станциях (Севан, остров, ст. Севан, Семеновка, Шоржа, Нор-Баязет, Мартуни и Мазра), а в экспедициях 1957 г. — на трех станциях Малого Севана (Севан, остров, Шоржа, Норатус). В 1957 г. на круге для зарисовок облачности, кроме основных осей (север—юг и запад—восток), наносились контуры озера. Это позволяло не только оценить по зарисовке направление, в котором наблюдались облака, но и судить, над какими участками (вода, суша) и на каких расстояниях от береговой линии они находились.

Задача правильного определения местоположения облаков с земли оказалась довольно трудной, так как приходилось учитывать положение их относительно гор, тени, отбрасываемые ими на землю, положение солнца при этом и т. д.

Кроме зарисовок и обычных наблюдений облачности, на базе экспе-

дидии — Севан, остров — велось подробное описание облаков, направления их движения и эволюции.

На рис. 1 приведены примеры таких зарисовок облачности, а на рис. 2 — распределение облачности, полученное по таким зарисовкам и

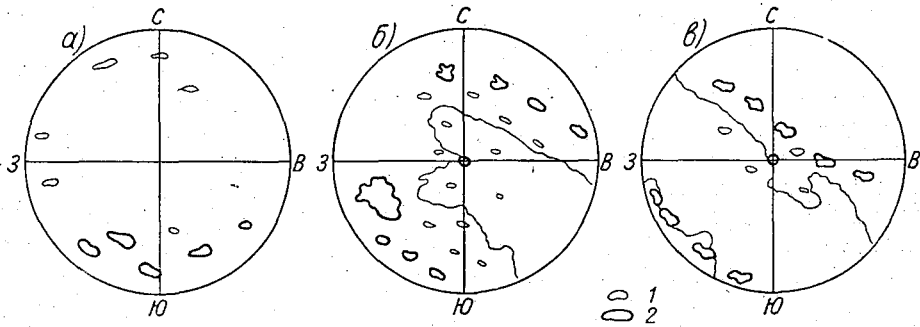


Рис. 1. Пример зарисовок облачности на круг.

а — Севан, остров, 2/VIII 1956 г., 13 час. 20 мин., облачность: 4/2 Сц, Ас; б — Севан, остров, 22/V 1957 г., 13 час., облачность: 8/3 Сб, Си сопг., Ас, Сг; в — Шоржа, 22/V 1957 г., облачность: 4/3 Сц, Ас, Сг. 1 — облачность верхнего яруса, 2 — нижнего.

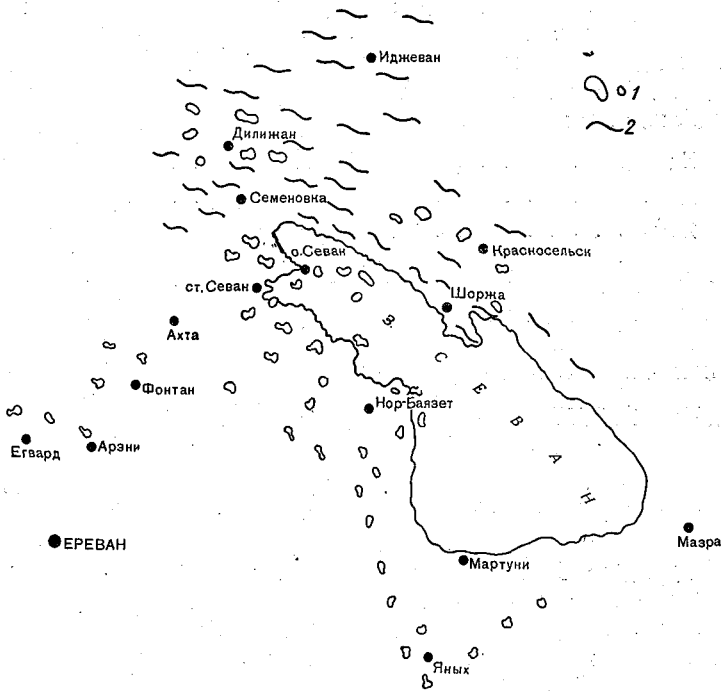


Рис. 2. Распределение облачности над бассейном оз. Севан в 13 час. 8/VII 1956 г.

1 — кучевые облака разных стадий развития, 2 — слоисто-кучевые облака.

наблюдениям. Для станций (Ереван, Фонтан, Егвард, Арзни, Ахта, Дилижан, Иджеван, Красносельск и Яных), где зарисовки не велось, были использованы обычные наблюдения за количеством и формой облаков.

О влиянии, оказываемом озером и окружающими его горами на распределение облачности, можно судить на основании средних значений

количества облаков на станциях вокруг озера. Для примера приведем среднее количество облачности по нескольким станциям бассейна:

Семеновка	5,9	Шоржа	3,6
ст. Севан	4,0	Нор-Баязет	4,6
Севан, остров	3,5	Мартуни	3,0
Красносельск	7,2	Мазра	2,9

Самые большие значения облачности получены для Семеновки и Красносельска. Семеновка расположена на перевале между Дилижанской долиной и котловиной оз. Севан; Красносельск — также на перевале. Обе станции стоят на пути низких облаков, переваливающих через горы в Севанскую котловину. Самые малые значения облачности получены для станций Большого Севана (Мазра, Мартуни), что объясняется, во-первых, защищенностью его более высокими горами от облачности, переваливающей в бассейн озера с севера, а во-вторых, шириной озера, достигающей до 40 км, благодаря чему почти все облака, попадающие в бассейн Большого Севана, успевают рассеяться при прохождении над озером.

На станциях Малого Севана больше облаков, чем на станциях Большого Севана, причем на станциях, расположенных на некотором расстоянии от озера (ст. Севан, Нор-Баязет), их больше, чем на береговых (Севан, остров, Шоржа).

Приведенные данные могут быть пополнены средними значениями облачности для других станций за тот же период, полученными за обычные сроки наблюдений:

Иджеван	5,1	Ахта	3,3
Дилижан	5,7	Арзни	0,3
Яных	3,5	Ереван, аэропорт	1,0

Данные этих станций, из которых Иджеван и Дилижан расположены в горах севернее озера, Яных — южнее Мартуни, Ахта и Арзни — между поселком Севан и Ереваном, подтверждают сказанное выше.

Анализ полученного материала показал, что основными формами облаков за период с мая по сентябрь были слоисто-кучевые, кучевые в разных стадиях развития (вплоть до Сб) и реже высоко-кучевые облака. Других форм почти не было.

Влияние, оказываемое на пространственное распределение облачности горами и озером, можно заметить и по данным береговых станций озера, в основном ст. Севан, остров. Горы, лежащие к северу и северо-востоку от озера, особенно у Малого Севана, очень часто закрывались слоисто-кучевыми облаками, которые постепенно спускались в бассейн озера. Иногда над Малым Севаном эти облака спускались совсем низко; в отдельных случаях они доходили до поверхности воды и закрывали остров.

Так же часто можно было наблюдать, как облака, образовавшись в Дилижанском ущелье с крутыми, покрытыми лесом склонами, поднимаясь, тянулись к Семеновскому перевалу, переваливали через него и через горы, окружающие Малый Севан, закрывая Семеновку до самой поверхности земли, и двигались дальше, увлекаемые воздушным потоком. Проходя над озером, эти облака обычно рассеивались, в то время как над сушей они почти не менялись. В записях облачности на ст. Севан, остров часто отмечалось переваливание облаков через горы западного берега, тогда как над озером и островом облаков было мало или

не было совсем. Иногда при интенсивном поступлении облаков с гор они закрывали и остров. В таких случаях облака не успевали рассеяться над небольшим пространством озера.

Переваливание слоисто-кучевых облаков через хребет и перевалы обычно было связано с развитием северных ветров на Малом Севане и наблюдалось главным образом в первую половину лета (май — июль). Во второй половине (август — сентябрь) такие случаи отмечались реже и преобладающей формой облаков были кучевые. Над станциями Большого Севана они преобладали в течение всего рассмотренного периода. На кучевых облаках также сказывалось рассеивающее влияние озера, объясняющееся, по-видимому, нисходящими движениями над ним. Обычно облака наблюдались в разных направлениях вокруг озера, причем при приближении к озеру они начинали рассеиваться и исчезали.

В тех же случаях, когда облака не попадали в зону влияния озера, они развивались до *Cu cong.* и даже *Cb.* Обычно такое развитие облаков было связано с горами. Иногда это была гряда отдельных довольно мощных облаков с возникающими и бурно растущими куполами с наветренной стороны, постепенно сдвигающимися к тыловой части облака и опадающими там.

Этот процесс возникновения, бурного роста и опадания отдельных вершин облака, длившийся обычно лишь несколько минут, повторялся несколько раз в облаках, медленно передвигавшихся по направлению ветра. Такая облачность часто наблюдалась вдоль гор Памбакского хребта. Скорость роста отдельных куполов по весьма приблизительным теодолитным прикидкам составляла несколько десятков метров в секунду.

На юге часто наблюдались облака, как бы привязанные к одной вершине. Основания облаков обычно были ниже горы, и ее вершина почти всегда закрывалась сидящим на ней облаком.

Преобладание той или иной формы облаков над станцией сказывается и на суточном ходе количества облаков. Если рассмотрим суточный ход для двух станций, лежащих на противоположных концах озера, за июль 1956 г. (рис. 3), то увидим, что на ст. Севан, находящейся на северо-западном конце озера, в бассейне Малого Севана, наблюдается дневной минимум количества облаков. Этот минимум следует объяснить, по-видимому, тем, что в основном здесь преобладают слоисто-кучевые облака, образующиеся с вечера у гор, увеличивающиеся ночью и расплетающиеся при дневном прогревании воздуха. На второй из рассмотренных станций — Мазре, расположенной в бассейне Большого Севана, на юго-восточном конце озера, — четко виден минимум количества облаков в утренние часы и максимум в дневные, типичные для кучевых облаков.

На рис. 3, кроме того, нанесена кривая суточного хода облачности на ст. Семеновка. Характер его связан с условиями развития облаков, которые надвигаются на Семеновский перевал из соседней долины обычно во второй половине дня.

В дополнение к наземным наблюдениям были проведены зарисовки распределения облачности с самолета во время полетов над оз. Севан.

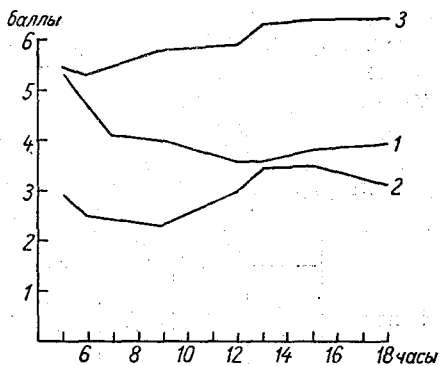


Рис. 3. Суточный ход облачности.
1 — Севан, остров, 2 — Мазра,
3 — Семеновка.

В дневные часы июля 1956 г., как правило, облачность нижнего яруса над оз. Севан отсутствовала и наблюдалась только на склонах гор побережья. Особенно часто облака отмечались на склонах северного побережья озера.

В утренние часы весь Малый Севан был закрыт слоисто-кучевыми облаками с высотой нижней границы 500—800 м над ур. м. Мощность облачности была обычно 200—300 м. По мере удаления от северного берега количество облаков уменьшалось, а их высота несколько возрастала, а в районе Шоржа-Норатус облака рассеивались. Над Большим Севаном утром было, как правило, ясно.

Несколько иным было распределение облачности нижнего яруса в сентябре 1957 г. В этот период наблюдалось распространение теплого и сухого воздуха над всей площадью озера. Поэтому как в утренние, так и в дневные часы над озером местная облачность нижнего яруса почти не развивалась, а только на склонах гор отмечались слоисто-кучевые и кучевые облака.

Для характеристики вертикального строения облаков Sc и Ci над Малым Севаном приведем табл. 1, построенную на основании данных самолетных наблюдений.

Таблица 1

Повторяемость (%) высоты нижней границы и мощности облачности типа Sc и Ci над Малым Севаном

Район	Высота нижней границы, км					число случаев	Мощность облачности, км				
	0,2—0,3	0,3—0,5	0,5—0,7	0,7—1,0	>1,0		<0,2	0,2—0,3	0,3—0,5	0,5—0,7	число случаев
Водоем . .	5	15	50	30	5	20	10	30	50	10	10
Суша . . .	—	35	24	41	—	17	—	30	50	20	10

Как видно из таблицы, высота нижней границы облаков и их толщина мало различаются над водоемом и над сушей вблизи водоема.

Как показывают все виды наблюдений (обычные визуальные зарисовки, фотографирование и т. д.), над зеркалом озера часто бывает ясно, в то время как на станциях вокруг него наблюдаются облака. Причем даже в тех случаях, когда над Малым Севаном значительная облачность, над Большим Севаном безоблачно.

Все проведенные наблюдения подтверждают рассеивающее влияние озера на облачность над его бассейном.

Объяснение следует искать, по-видимому, в нисходящих движениях над бассейном озера, так как другие причины — пониженная температура и повышенная влажность — должны были бы приводить к образованию облачности.

П. А. ВОРОНЦОВ

О МЕСТНЫХ ВЕТРАХ оз. СЕВАН

В статье рассматриваются некоторые особенности развития бризовых ветров над оз. Севан в зависимости от активности потоков общей циркуляции.

Температурный и ветровой режим пограничного слоя определяется весьма сложным взаимодействием общециркуляционных процессов с подстилающей поверхностью. Местные ветры развиваются как локальные возмущения общециркуляционных процессов под влиянием теплофизических и орографических особенностей подстилающей поверхности.

В данной работе рассмотрены местные ветры оз. Севан по материалам шаропилотных наблюдений, проведенных в два периода — июль 1956 г. и сентябрь 1957 г.

Предварительный анализ синоптических условий в бассейне оз. Севан во время работы экспедиции позволяет выделить некоторые характерные особенности каждого периода.

В июле 1956 г., судя по приземным синоптическим картам, над Арменией располагалась вытянутая с юго-востока на северо-запад ложбина иранской термической депрессии с центром на юге Ирана. В ложбине наблюдались относительно большие значения горизонтального градиента давления $\frac{dp}{dx}$. Над Европейской территорией СССР располагалась область повышенного давления. В соответствии с барическим полем в нижних слоях над Арменией наблюдались северные и северо-восточные ветры часто с большими скоростями, приносящие с севера в бассейн оз. Севан относительно холодные массы воздуха. На Среднюю Азию выносился прогретый воздух из иранской термической депрессии. В тот же период на уровне поверхности 500 мб над Закавказьем располагалась вытянутая на юго-запад высотная ложбина, которой на приземной карте соответствовала область низкого давления с центром примерно в районе Урала. В ложбине наблюдались большие горизонтальные градиенты давления и значительные контрасты температур часто с фронтальными разделами, направленными с юго-запада на северо-восток. Над Арменией на уровне поверхности 500 мб в этот период были ветры юго-западного направления с большими скоростями. В нижних слоях над бассейном оз. Севан наблюдались ветры северо-восточного направления с большими скоростями, приносящие воздух с относительно низкими температурами и значительной удельной влажностью.

Во втором периоде работы экспедиции (сентябрь 1957 г.), судя по

приземным синоптическим картам, над Арменией располагалось размытое барическое поле часто без четко выраженных потоков воздуха. Центр иранской термической депрессии был смещен в район Красного моря. В нижних слоях все же можно было отметить слабо выраженный перенос сухого прогретого воздуха с юга и юго-запада из термической депрессии.

На уровне поверхности 500 мб располагался отрог высокого давления с малыми величинами горизонтального градиента давления. На высоте над Закавказьем наблюдались потоки воздуха юго-западного направления с более слабыми по сравнению с июлем 1956 г. скоростями ветра. В соответствии с рассмотренными макросиноптическими особенностями должны изменяться метеорологические и аэрологические характеристики.

По данным шаропилотных наблюдений в пунктах Севан, остров и Шоржа направление преобладающего ветра на высоте 5000 м над ур. м. в оба периода работы экспедиции было примерно одинаковым и составляло 240—250°. Средние скорости ветра в июле 1956 г. над ст. Севан, остров составляли 11,7 м/сек., над Шоржей—11,2 м/сек., а в сентябре 1957 г. соответственно 7,0 и 7,3 м/сек. Как видно, в июле 1956 г. скорости ветра на уровне 5000 м были значительно больше, чем в сентябре 1957 г., при почти одинаковом направлении ветра, что соответствует высказанным выше предположениям. Направления ветра по наземным наблюдениям также различались в эти периоды. Если в 13 час. в июле 1956 г. над ст. Севан, остров преобладали северные и северо-восточные ветры с большими скоростями, то в сентябре 1957 г. повторяемость и скорости северных ветров уменьшились и, наоборот возросла повторяемость ветров южных и юго-западных направлений с относительно большими скоростями. Такие же различия в ветровом режиме наблюдались в эти периоды и на Шорже, а также на других пунктах, расположенных на побережье оз. Севан.

Считается, что в условиях пересеченного рельефа, характерного для бассейна оз. Севан, влияние общециркуляционных факторов на строение нижних слоев атмосферы очень мало. Следовательно, на строение нижних слоев атмосферы в основном оказывают воздействие характеристики подстилающей поверхности, т. е. местные условия. Но, как показывают приведенные автором данные за оба периода работы экспедиции, влияние процессов свободной атмосферы на строение нижних слоев оказалось значительно больше, чем можно было ожидать. В июле 1956 г. макросиноптические условия вызвали перенос воздушных масс внизу с севера и северо-востока. Эти потоки создали на ст. Севан, остров некоторое понижение среднемесячных температур воздуха и повышение влажности по сравнению с соответствующими многолетними данными. На станциях восточного побережья озера те же потоки благодаря опусканию с более высоких горных перевалов создавали фёны, вызвавшие рост температур воздуха. Эти же потоки заглушали полностью все местные ветры термического происхождения.

В сентябре 1957 г. перестройка приземного и высотного барического поля частично отразилась на ходе метеорологических элементов не только у земной поверхности, но и на высотах.

Для характеристики метеорологических условий приведем данные по двум пунктам (табл. I).

Как показывают данные таблицы, метеорологические условия на оз. Севан в сентябре 1957 г. отличались от среднемноголетних величин особенно в северной части озера. Здесь наблюдались более высокие температуры воздуха с малыми значениями относительной влажности

и большим дефицитом насыщения. Вследствие этого наблюдалось уменьшение количества облаков нижнего яруса и ослабление скорости ветра.

Среднемесячная температура воды на Малом Севане в июле 1956 г. была 17,1, в сентябре 1957 г. — 18,4°, на Большом Севане соответственно 16,5 и 17,9°. Температура воды в озере, конечно, очень мало зависит от синоптической ситуации, но ею в значительной степени определяется соотношение температур воды и воздуха. Если в июле 1956 г. температура воды на Малом Севане была выше температуры воздуха, то в сентябре 1957 г. в полуденные часы наблюдалось обратное соотношение.

Таблица I

Среднемесячные значения метеорологических элементов

Период	В 13 час.				За сутки			
	температура воздуха, град.	влажность		дефицит влажности, мб	температура воздуха, град.	скорость ветра, м/сек.	количество нижней облач- ности, баллы	число дней с осадками
		относитель- ная, %	удельная, мб					
Севан, остров								
Июль 1956 г. . . .	17,1	67	13,0	6,7	14,7	5,4	4,8	7
Сентябрь 1957 г.	19,5	45	10,0	12,7	15,5	4,1	2,5	5
Сентябрь, много- летнее	15,9	61	—	—	13,0	—	—	—
Шоржа								
Июль 1956 г. . . .	20,4	51	12,1	12,0	16,4	4,8	3,4	7
Сентябрь 1957 г.	20,6	40	9,8	14,5	16,6	2,7	1,8	6
Сентябрь, много- летнее	17,2	54	—	—	—	—	—	—

Данные о распределении скорости v и направления ветра d над некоторыми пунктами оз. Севан помещены в табл. 2.

Для большей наглядности на рис. 1 приведено распределение направления ветра по высотам над оз. Севан за утренние и дневные часы в июле 1956 г. и сентябре 1957 г.

Следует отметить, что ст. Севан расположена в северной части оз. Севан, Шоржа — на восточном берегу, Мазра — в юго-восточной части озера, Мартуни — на юго-западном участке, Норатус — на западном берегу и ст. Новый Севан — в долине р. Раздан на расстоянии 10—12 км от берега.

Анализ шаропилотных наблюдений в июле 1956 г. на сравнительно густой сети станций, расположенных вокруг оз. Севан, показал, что в этот период бризы наблюдались в общем сравнительно редко и обычно в течение весьма короткого времени (до 3—4 час.) и только в отдельных пунктах (чаще всего в Шорже и Мартуни); на ст. Севан, остров и Мазре бризов отмечено не было.

На ст. Шоржа хорошо выраженный береговой бриз наблюдался только один раз 26/VII 1956 г. в 20 час. — нижний поток был высотой 400, верхний достигал 1000 м, максимальные скорости ветра у земной поверхности. Озерный бриз наблюдался несколько чаще, но обычно в короткие отрезки времени и только в период около 10—12 час., а после 12—13 час. разрушался потоками воздуха со склонов гор. Высота озерного

Таблица 2

Распределение скорости и направления ветра над оз. Севан

Время, час	Высота, км									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,25	1,50	2,0
Севан, остров										
1956 г.										
1 д	12	348	17	33	6,5	90	166	188	211	—
в	4,0	4,2	3,5	4,1	4,8	4,4	4,5	5,7	7	—
14 д	6	2	348	352	1	180	207	214	221	226
в	6,4	6,0	5,2	4,6	3,5	3,2	4,4	5,6	6,8	8,2
1957 г.										
7 д	339	1	64	85	126	153	172	202	252	263
в	1,8	1,8	2,1	2,7	3,4	4,7	4,8	4,8	4,8	7,0
15 д	351	310	309	298	275	255	237	240	243	241
в	5,1	5,4	5,5	5,3	5,0	6,1	6,0	5,7	5,4	6,5
Шоржа										
1956 г.										
5 д	31	70	95	117	150	151	166	180	192	212
в	2,3	3,3	3,1	3,1	3,1	3,7	5,6	5,7	5,8	8,5
17 д	35	47	54	145	326	224	206	220	229	239
в	5,7	5,3	4,2	3,3	2,4	2,6	3,7	4,6	5,5	7,7
1957 г.										
7 д	29	112	147	146	145	130	203	268	292	296
в	0,8	1,5	1,2	1,5	2,7	3,3	3,7	4,8	5,5	6,0
15 д	296	307	318	320	333	334	327	270	248	263
в	4,0	5,4	5,4	5,3	4,2	3,2	5,4	5,2	5,0	5,8
Мазра										
1956 г.										
5 д	89	104	106	114	144	151	181	190	197	225
в	2,8	4,4	4,8	4,4	3,2	2,5	3,1	3,7	4,4	5,2
17 д	87	93	93	104	136	157	203	224	238	230
в	6,5	5,9	6,6	6,4	4,0	3,4	3,9	4,1	4,2	5,8
1957 г.										
1 д	90	95	98	114	225	243	235	235	235	247
в	0,8	3,2	3,0	3,4	4,3	3,8	4,5	4,7	5,0	5,7
13 д	312	302	287	286	278	265	243	216	197	214
в	4,0	5,2	4,9	4,7	4,4	4,1	4,1	3,5	3,0	5,0
Маргуни										
1956 г.										
17 д	354	6	4	2	357	17	36	40	47	98
в	2,6	3,9	4,0	3,9	3,4	3,1	3,2	3,3	3,3	5,1

Время, час	Высота, км									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,25	1,50	2,0

1957 г.

7 d	225	207	205	203	192	196	192	216	239	240
v	2,5	2,9	2,2	2,3	2,7	3,3	4,6	5,1	5,5	6,9
15 d	355	19	27	101	290	270	243	238	231	216
v	3,2	3,3	3,7	4,3	5,4	4,2	4,8	4,7	4,6	6,5

Норатус

1957 г.

13 d	22	19	3	357	346	298	274	260	250	246
v	2,4	3,6	3,9	4,0	4,1	4,3	3,8	4,6	4,8	5,4

Севан, поселок

1956 г.

5 d	56	75	89	106	128	161	206	216	226	255
v	2,7	3,2	3,6	4,1	4,7	4,7	4,9	5,8	6,6	8,2
17 d	25	27	37	50	108	174	217	216	242	243
v	5,5	4,4	3,8	3,6	2,9	3,3	4,1	5,2	6,1	8,7

1957 г.

3 d	81	99	85	90	126	159	208	226	238	244
v	1,4	1,9	2,7	3,3	4,0	4,1	4,4	5,3	5,9	6,6
15 d	299	293	275	262	243	243	249	249	249	246
v	4,9	5,1	4,7	4,7	4,7	4,6	5,3	5,8	6,1	7,2

бриза была небольшой, около 150—200 м и только в отдельных случаях доходила до 300 м, скорость ветра 1—2 м/сек. Обратный поток был выражен отчетливо, но также занимал небольшой слой. В 14 час. бриза уже не было, в 8 час. он еще не наблюдался. Очевидно, в районе Шоржи сток воздуха с гор к 12—13 час. усиливался и нарушал бризовую циркуляцию. Несколько продолжительнее был период развития бриза в Мартуни, но и там отмечено всего два случая, когда бризовая циркуляция была в течение всего дня (17 и 21/VII). Менее продолжительные бризы наблюдались чаще. Максимальная высота озерного бриза в Мартуни достигала в 14 час. 700 м. Но 15 и 20/VII высота бриза была всего 80—200 м.

Возникновению бриза в Мартуни содействовали особенности макропроцессов — наличие двух противоположно направленных потоков, внизу северного или северо-восточного и наверху юго-западного.

В среднем в июле 1956 г. в утренние и дневные часы наблюдалось во всех пунктах примерно одинаковое направление ветра — внизу северное или северо-восточное, наверху с высоты 1—1,5 км юго-западное или западное. Под влиянием ориентировки долин внизу направление воздуха могло несколько изменяться. При мало меняющемся направлении ветра его скорость была минимальной в утренние часы и максимальной днем и местами даже вечером. В дневные часы скорость ветра возрастала не

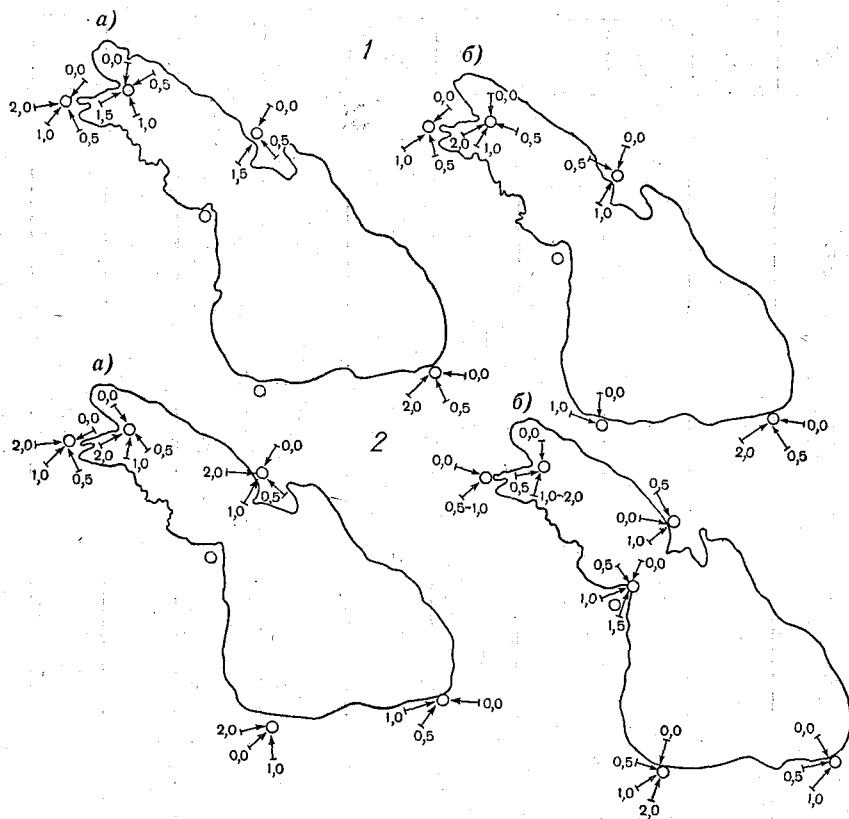


Рис. 1. Распределение направления ветра над оз. Севан.
 1 — июль 1956 г., 2 — сентябрь 1957 г., а — утро, б — день. Стрелки указывают направление ветра, цифры у стрелок — высоту (км), на которой оно определялось.

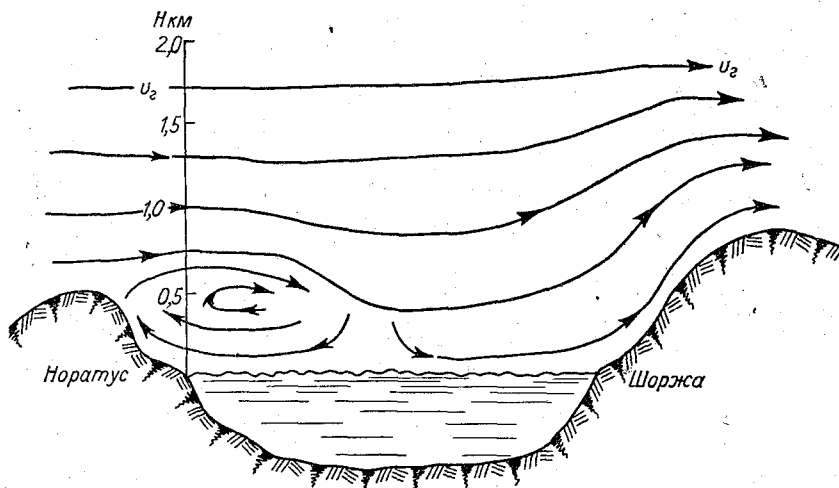


Рис. 2. Схема строения бризового потока над западным и восточным берегами озера.

по всему слою, а только у земной поверхности, причем с высотой до уровня 0,3—0,7 км она уменьшалась. Зона минимума скорости ветра совпадала со слоем максимального поворота ветра и его перехода на юго-западное и западное направления. Профиль скорости ветра в дневные часы с максимумом у земли и уменьшением с высотой указывает на наличие хорошо выраженного стока воздуха с гор, а следовательно, и на развитие нисходящих потоков над озером.

В сентябре 1957 г. в связи с ослаблением в нижних слоях атмосферы интенсивности общециркуляционных потоков создались более благоприятные условия для развития всех местных ветров над бассейном озера, в том числе и бризов.

Распределение направления преобладающего ветра на высотах в утренние и дневные часы приведено на рис. 1.

В утренние часы на всех береговых станциях наблюдался ветер с гор, который к уровню 1,0 км менял свое направление на западное или юго-западное.

В дневные часы в нижних слоях во всех пунктах ветер был направлен с озера на сушу. Для него характерна отчетливо выраженная смена направления с высотой на юго-западное и западное. В таких пунктах, как Шоржа или Мазра, не наблюдалось поворота ветра на 180° , т. е. смены направления на противоположное, подобно тому как это имеет место в Мартуни или Норатусе.

На рис. 2 приведен примерный разрез бризового ветра на западном и восточном берегах оз. Севан при наличии ветра общей циркуляции юго-западного и западного направлений. Очевидно, оборотная ветвь бризовой циркуляции наиболее отчетливо заметна в таких пунктах, где имеет место противоположное направление ветров — нижней ветви бриза и потока общей циркуляции. Совпадение направления этих потоков подавляет слабовыраженную обратную ветвь, и наличие термического ветра отражается только в виде некоторого уменьшения на высоте скорости антибризового ветра, что и имеет место в Шорже и Мазре.

ИЗМЕРЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА С САМОЛЕТА

В статье дается краткое описание прибора, позволяющего производить измерение скорости вертикальных потоков, и приводятся некоторые результаты исследования распределения вертикальных потоков по горизонтали и с высотой, полученные при испытательных полетах.

Пограничный слой атмосферного воздуха в значительной степени подвержен влиянию подстилающей поверхности, которая имеет различную шероховатость и различные теплофизические характеристики. Эти два основных фактора обуславливают возникновение конвекции и турбулентности, которые практически наблюдаются до 3—4 км. Толщина слоя перемешивания в свою очередь зависит от ряда факторов, например широты места, сезона, типа подстилающей поверхности, синоптических условий и т. д. Изучение пограничного слоя воздуха представляет исключительный интерес с точки зрения изучения переноса тепла и влаги от земной поверхности в вышележащие слои, что тесно связано с образованием и разрушением облаков. Для самого нижнего слоя толщиной 10—50 м, т. е. для слоя воздуха, непосредственно соприкасающегося с земной поверхностью, исследовался вопрос переноса тепла и влаги с помощью градиентных установок, однако эти исследования не всегда давали удовлетворительные результаты, в особенности когда градиентные установки располагались в холмистой местности.

Изучение всего слоя перемешивания позволило бы учесть те погрешности, которые получаются при измерении посредством градиентных установок, и дало бы возможность получить более правильное распределение метеорологических элементов в пространстве. Для этого целесообразно использовать метод самолетного зондирования, который имеет преимущества перед другими способами и позволяет изучить распределение метеорологических элементов над некоторой площадью в трехмерном измерении. Прежде метеорологическое оборудование такого самолета-зондировщика ограничивалось самолетным метеорографом СМ-43 и прибором, измеряющим перегрузки. Определение скоростей вертикальных потоков ветра производилось косвенным методом — путем пересчета величины перегрузок, испытываемых самолетом. Однако при расчетах вертикальных потоков ветра по перегрузкам приходится учитывать большое количество параметров: вес и площадь несущих плоскостей самолета, скорость полета, плотность воздуха и т. п. В результате данные о вертикальных потоках воздуха получались весьма приближенными.

В последнее время начали проводить детальные измерения термического состояния атмосферы с помощью различных малоинерционных термометров. Материалы исследований [1, 2], полученные с помощью таких термометров, дают представление о распределении температуры в свободной атмосфере по горизонтали и в слоях, где наблюдаются вертикальные потоки. По записям на осциллограмме наглядно определяются слои с конвекцией и турбулентным перемешиванием. Обнаруживаются также слои, где изменение температуры имеет волновой характер с большим периодом колебания. Малоинерционные термометры позволяют обнаруживать слои с термической неоднородностью и дают возможность определять величину этой неоднородности. Измерение в таких слоях скорости вертикальных потоков прямым способом еще не производилось.

В 1960 г. авторами был сконструирован прибор, позволяющий измерять с самолета вертикальные составляющие скорости ветра. Принцип

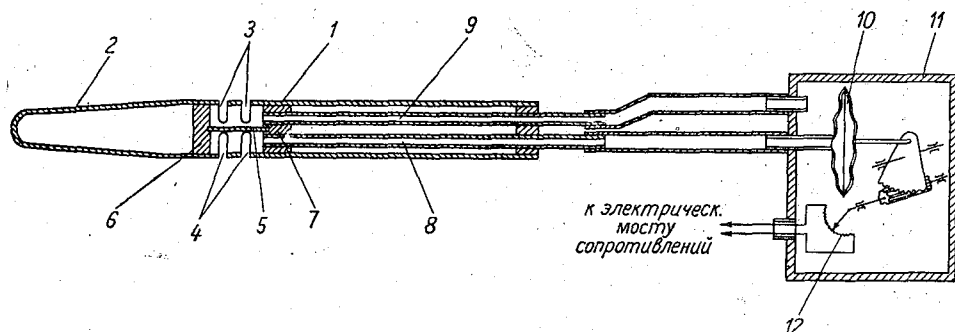


Рис. 1. Приемник воздушного давления измерителя вертикальных потоков (ИВП). 1 — трубка, 2 — наконечник, 3, 4 — статические щели, 5 — перегородка, 6, 7, — торцевые заглушки, 8, 9 — штуцера, 10 — манометрическая коробка, 11 — пластмассовый герметический корпус, 12 — потенциометр.

работы прибора заключается в измерении скоростного напора ветра (потока), направленного сверху вниз или снизу вверх относительно самолета. Основными частями прибора являются приемник воздушного давления, манометрический датчик с потенциометром и оптический самописец.

Приемник воздушного давления измерителя вертикальных потоков (ИВП) (рис. 1) состоит из трубки 1 с обтекаемым наконечником 2. В трубке 1 на расстоянии 4—5 диаметров от носика наконечника 2 в диаметрально противоположном направлении прорезаны статические щели 3 и 4. Эти щели разделены между собой перегородкой 5, концы которой припаяны к торцевым заглушкам 6 и 7. Таким образом, внутри трубки у статических щелей образуются две самостоятельные камеры — нижняя и верхняя, — изолированные друг от друга. Каждая камера имеет штуцера 8 и 9 для соединения с манометрическим датчиком, представляющим собой пластмассовый герметический корпус 11, в котором помещены манометрическая коробка 10 и потенциометр 12, движок которого связан с подвижным центром манометрической коробки. Пластмассовый корпус имеет два штуцера и герметический штепсельный разъем для подключения потенциометра в схему электрического моста сопротивлений. Нижняя статическая камера приемника воздушного давления соединяется с помощью резинового шланга и штуцеров с манометрической коробкой 10, а верхняя камера — с внутренней полостью корпуса 11.

Приемник воздушного давления ИВП устанавливается в носовой части фюзеляжа самолета (рис. 2) таким образом, чтобы одна статическая камера была обращена вверх, а вторая — вниз. Продольная ось приемника должна быть параллельна продольной оси самолета. При горизонтальном полете самолета статические щели воспринимают действие воздушного потока в пределах определенного телесного угла с раствором $\approx 100^\circ$.

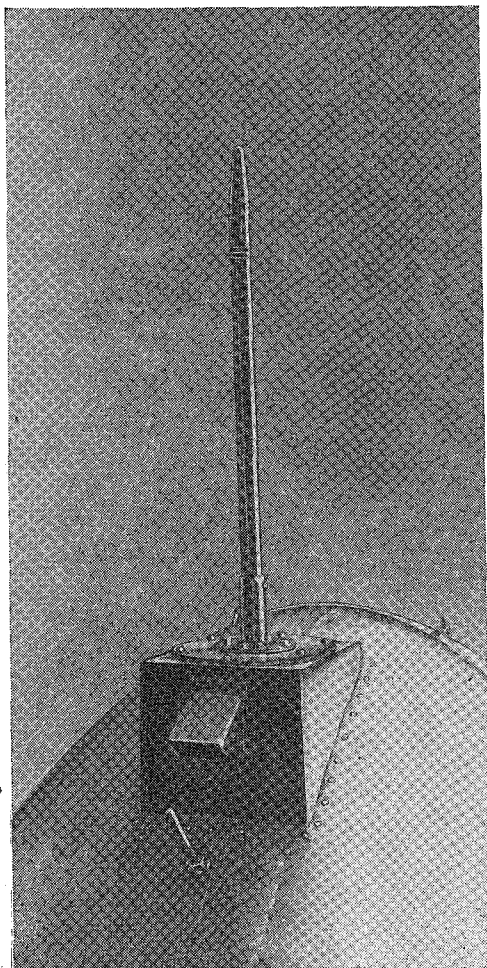


Рис. 2. Крепление прибора в носовой части фюзеляжа самолета. Вид снизу.

Следовательно, ИВП позволяет измерять вертикальную составляющую скорости ветра из ограниченного пространства.

Из экспериментальной аэродинамики известно, что при отклонении оси трубки Пито от направления потока на величину порядка $\pm 20^\circ$ скоростной напор и статическое давление практически остаются постоянными [3]. При горизонтальном полете самолета в спокойной атмосфере, где нет вертикальных потоков, обе статические камеры приемника воздушного давления подвержены одинаковому статическому давлению на уровне полета. Мембраны манометрической коробки в этом случае не будут испытывать никакого давления и самописец запишет ровную линию. В возмущенной атмосфере вертикальный поток ветра, воздействующий на верхнюю или нижнюю статическую камеру приемника воздушного давления, будет восприниматься манометрическими коробками. Следовательно, давление, создаваемое вертикальными потоками ветра на верхнюю или нижнюю статическую камеру, будет аналогично скоростному напору. Для вертикальных потоков ветра от 1 до 100 м/сек. и скорости полета самолета до 800—900 км/час, когда воздух еще можно считать несжимаемой средой, целесообразно применить для расчета вертикальной составляющей скорости ветра следующую формулу:

$$\Delta p = \frac{\rho v_v^2}{2}, \quad (1)$$

где Δp — давление, производимое вертикальным потоком ветра на статическую камеру, ρ — плотность воздуха, v_v — скорость вертикальных потоков.

Отсюда

$$v_v = \sqrt{\frac{2\Delta p}{\rho}}. \quad (2)$$

Из формулы (2) видно, что с увеличением высоты и уменьшением плотности скорость потока будет возрастать, хотя Δp может быть постоянным. Следовательно, для получения значения скорости действительных вертикальных потоков необходимо вводить поправку на плотность воздуха.

Испытания ИВП проводились на самолете ЛИ-2. Приемник воздушного давления ИВП был установлен в носовой части фюзеляжа самолета. Манометрический датчик с потенциометром размещался в непосредственной близости от приемника, и длина воздухопроводов не превышала 1 м. Инерция всей системы — приемник воздушного давления, манометрический датчик и самописец — составляла $\pm 0,2$ сек. Чувствительность прибора — 3 мм ординаты соответствуют 1 м/сек. скорости вертикального потока. В полете, кроме измерения вертикальных составляющих скоростей ветра, производилась регистрация давления на уровне полета, скорости самолета, температуры воздуха, пульсаций температуры и перегрузки самолета [4]. Запись велась на фотоленте двумя оптическими самописцами. Скорость протягивания ленты равнялась 1 мм/сек., а средняя воздушная скорость самолета — 200 км/час.

Измеритель вертикальных потоков испытывался в полетах 7, 8 и 10/VI 1960 г. в районе Ладожского озера. Представляет интерес рассмотреть результаты полетов за 8 и 10/VI, так как синоптическая обстановка в эти дни была различная. 8/VI полет происходил с 10 час. 00 мин. до 14 час. 00 мин. Ветер у земли на прибрежных станциях в среднем был северного направления со скоростью 2 м/сек.

Начало образования кучевых облаков наблюдалось в 10 час. 30 мин. на высоте 850 м. В 10 час. 50 мин. высота верхней границы Си достигала 1350 м, а к 11 час. 15 мин. высота отдельных вершин Си сопг была на уровне 2300 м. Общее количество облаков не превышало 5—6 баллов. Над Ладожским озером кучевые облака отсутствовали; над озером наблюдался редкий туман отдельными пятнами, верхняя граница которого находилась на высоте 50 м.

Испытание ИВП осуществлялось следующим образом: самолет производил горизонтальные площадки, т. е. горизонтальный полет в течение 15—16 мин. на высоте 50, 100, 200 и 500 м от уровня подстилающей поверхности с выдерживанием постоянной воздушной скорости и высоты. Полет проходил над одной и той же местностью, а курс самолета был перпендикулярен береговой линии. На каждой горизонтальной площадке самолет пролетал путь около 50 км, из них 25 км над сушей и 25 км над поверхностью озера.

8/VI 1960 г. при зондировании атмосферы вертикальные потоки ветра наблюдались в основном над сушей утром до высоты 850—900 м, а днем — до высоты 1200 м. Выше указанного уровня вертикальных потоков не было зафиксировано до высоты 3000 м.

В табл. 1 приведены предварительные результаты измерения вертикальных потоков над сушей и водной поверхностью, полученные 8/VI 1960 г. Как видно из таблицы, наиболее интенсивные вертикальные пульсации ветра наблюдаются над сушей в приземном 50-метровом слое воздуха на расстоянии 10—15 км от береговой линии. Здесь отдельные максимальные вертикальные порывы достигают 11 м/сек. В направлении озера они постепенно уменьшаются и в прибрежной 5-километровой по-

лосе составляют всего 5 м/сек. Над водной поверхностью в слое толщиной 50 м вертикальные потоки менее интенсивны, чем над сушей. Вблизи берега максимальные вертикальные потоки равны 2,5 м/сек., а на расстоянии 10—15 км от берега — 1 м/сек. Над водной поверхностью вертикальных потоков с интенсивностью от 3 м/сек. и более не наблюдалось, тогда как над сушей в 50-метровом слое воздуха они отмечались на протяжении 15 км в 23 случаях, на высоте 100 м в 13, а на высоте 500 м в 2 случаях.

Таблица 1

Вертикальные потоки воздуха 8/VI 1960 г.

Высота H, м	Расстояние от берега, км						Количество потоков с вертикальной скоростью 3 м/сек. и более		
	10—15	5—10	0—5	Линия берега	0—5	5—10	10—15	над сушей	над водной поверхностью
50	147	115	140			160	167	171	23
	11,0	9,0	5,0	2,5		1,8	1,0		
100	133	156	160		173	162	180	13	0
	2,0	4,0	4,0		1,0	0,5	0,5		
200	122	108	62		—	—	—	6	0
	2,5	4,0	2,5		0,3	0,3	0,3		
500	125	145	180		—	—	—	2	0
	3,0	3,5	1,0		0,3	0,0	0,0		
Макс. высота, м . . .			1200					500	

Примечания. 1. В числителе показано количество вертикальных потоков, направленных вниз и вверх, в знаменателе — максимальный поток в м/сек.

2. Тире (—) означает, что количество потоков подсчитывалось только с вертикальными скоростями 0,5 м/сек. и более.

Таким образом, наибольшая интенсивность вертикальных потоков воздуха отмечается над сушей, причем она уменьшается как с высотой, так и по направлению к озеру. Над водной поверхностью величина вертикальных потоков воздуха значительно меньше, чем над сушей, и интенсивность их постепенно уменьшается при удалении от береговой линии к центру озера. Над озером 8/VI 1960 г. вертикальные потоки наблюдались только до высоты 500 м.

10/VI полет проводился с 10 час. 20 мин. до 14 час. 20 мин. в том же районе. Порядок зондирования был таким же, как и 8/VI. Погодные условия 10/VI 1960 г. несколько отличались от условий погоды 8/VI. Наблюдалась облачность верхнего яруса; отдельные кучевые облака типа Ci hum. появились лишь к 13 час. и вскоре растеклись. 10/VI метеорологические станции в прибрежной полосе Ладожского озера в период от 10 до 14 час. отмечали порывистый ветер южного направления от 8 до 12 м/сек. Наибольшее различие в условиях погоды 8 и 10/VI заключа-

лось в ветровом режиме: если 8/VI ветровой поток не превышал 2—3 м/сек. и был направлен с озера на сушу, то 10/VI ветер был порывистым до 12 м/сек. и направлен с суши на озеро.

В табл. 2 даны результаты измерений вертикальных потоков воздуха, полученные 10/VI 1960 г. Во время этого полета наблюдалась значительная болтанка до высоты 1600 м как над озером, так и над сушей. Из таблицы видно, что наибольшая интенсивность вертикальных потоков приходится на приземный 50-метровый слой воздуха, где отдельные вертикальные порывы ветра достигают 14 м/сек. Скорость вертикальных потоков уменьшается с высотой и по направлению к водной поверхности. Над озером скорость вертикальных потоков меньше, чем над сушей, и ослабевает с удалением от берега, а также с увеличением высоты подъема.

Таблица 2

Вертикальные потоки воздуха 10/VI 1960 г.

Высота <i>H</i> м	Расстояние от берега, км						Количество потоков с вертикальной скоростью 3 м/сек. и более						
	10—15	5—10	0—5	Линия берега	0—5	5—10	10—15	над сушей	над водной поверхностью				
	над сушей				над водной поверхностью								
50	151 14,0	150 8,5	115 8,0	Линия берега	103 5,0	126 5,0	141 3,5	104	15				
100	136 12,0	106 10,5	113 7,0		79 5,0	86 4,0	74 3,0			64	6		
200	101 9,0	102 8,0	111 7,0		124 7,0	71 3,0	89 2,5					31	6
500	111 5,0	87 5,0	102 8,0		104 7,0	93 3,5	102 4,0						
Макс. высота, м . . .	1600			1600									

Примечание. В числителе показано количество вертикальных потоков, направленных вниз и вверх, в знаменателе — максимальный поток в м/сек.

Полупериод колебаний вертикальных потоков над сушей и водной поверхностью одинаков и составляет для нижнего 50-метрового слоя 24—27 колебаний на 1 км пути. С высотой он уменьшается и на уровне 500 м равен 6 колебаниям на 1 км пути.

Количество вертикальных потоков воздуха со скоростью от 3 м/сек. и более уменьшается с высотой и зависит от скорости ветра и подстилающей поверхности. Так, 8/VI количество вертикальных потоков от 3 м/сек. и более в приземном 50-метровом слое воздуха составляло в среднем 1,5 на 1 км пути, на высоте 500 м — 0,13 на 1 км пути, а 10/VI соответственно на тех же высотах около 7 и 1,5 на 1 км пути.

Испытания ИВП воздуха показали, что прибор работает вполне

удовлетворительно; его показания не зависят от изменения воздушной скорости самолета. В комплексе с другими приборами, как, например, с измерителем температурных пульсаций и измерителем перегрузок самолета, ИВП может дать полную картину атмосферной турбулентности в приземном слое воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вульфсон Н. И. Методы изучения конвективных движений в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1956.
2. Зайцев В. А. и Ледохович А. А. Температура вблизи верхней границы внутримассовых туманов и слоистых облаков. Труды ААНИИ, т. 228, вып. 1, 1959.
3. Мартынов А. К. Экспериментальная аэродинамика. Оборонгиз, 1950.
4. Зайцев В. А. и Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. Гидрометеиздат, Л., 1960.

ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВНУТРИ ГАЗОГЕНЕРАТОРА ТИПА АВГ-45

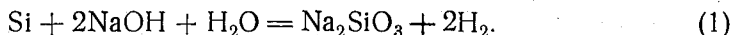
В статье кратко излагается способ и результаты измерений температуры внутри газогенератора высокого давления типа АВГ-45.

Проведенные исследования показали, что температура внутри газогенератора по всей длине баллона распределяется очень неравномерно, дает резко выраженный пик (рост и спад) в начале развития реакции, и что величина максимальной температуры значительно превышает температуру, указываемую в Наставлении по обеспечению водородом.

Для изучения процессов, происходящих внутри газогенераторов высокого давления типа АВГ-45 во время реакций получения водорода, для предотвращения образования твердых продуктов, затрудняющих очистку газогенераторов, а также для обеспечения безопасности работы с газогенераторами необходимо знать температуру и давление внутри газогенераторов при разных нормах закладки химикатов.

За последние годы опытным путем несколько раз изменялись нормы закладки химикатов для газогенераторов типа АВГ-40 и АВГ-45, но, по-видимому, эти нормы не являются окончательными и требуют своего обоснования.

Наиболее трудно измеряемой величиной при получении водорода в газогенераторе высокого давления и потому наименее известной является температура. Приблизительно среднюю величину температуры внутри газогенератора можно определить по теплоте образования веществ (табл. 1), входящих в уравнение реакции получения водорода,



Следует заметить, что это уравнение является простейшей схемой реакции получения водорода, на самом деле процессы внутри газогенератора проходят несколько сложнее [6].

Подсчитаем количество тепла, выделяемого при этой реакции на 1 кг кремния Si. Подставляя значения теплоты образования из табл. 1 в уравнение (1), получим количество тепла Q , выделившегося на 1 граммом кремния (1 граммом кремния = 28,1 г),

$$Q = 371,2 - (2 \cdot 101,96 + 68,35) = 99 \text{ ккал.}$$

Отсюда на 1 кг кремния выделится тепла

$$Q = \frac{1000 \cdot 99}{28,1} = 3520 \text{ ккал.}$$

Так как в реакцию вводится не чистый кремний, а ферросилиций с содержанием кремния от 75 до 80%, то получится, что 1 кг ферросилиция с содержанием кремния 77% (наиболее часто встречающийся) выделяет тепла при реакции получения водорода около 2710 ккал.

Зная скорость выделения и количество выделившегося тепла, количество взятых в реакцию веществ и их теплоемкость, изменение теплоемкостей с изменением температуры и давления, учитывая теплоемкость и массу баллона газогенератора, а также теплоотдачу к баллону и в воздух, можно рассчитать распределение температуры внутри газогенератора в отдельные моменты времени.

Таблица 1

Наименование вещества	Теплота образования, ккал/г · моль
Si	0
NaOH	101,96
H ₂ O	68,35
Na ₂ SiO ₃	371,2

Но учесть влияние всех этих факторов на ход и распределение температуры внутри газогенератора очень трудно. Поэтому в первом приближении автор решил задачу, приняв все теплоемкости постоянными и равными теплоемкостям веществ в обычных условиях (так как теплоемкости твердых и жидких тел изменяются при изменении температуры и давления сравнительно мало), пренебрегая теплотой растворения NaOH и теплотой испарения воды (так как вклад этих теплот в условиях опыта сравнительно невелик и действуют они в разных направлениях), а также теплоотдачей в воздух.

При этих допущениях для рекомендованных Наставлением шаропилотных норм (1250 г ферросилиция, 900 г NaOH и 6 л воды) расчет дает среднюю температуру внутри газогенератора около 300°, а для отмененных сейчас радиозондовых норм (2400 г ферросилиция, 1700 г NaOH и 10 л воды) — около 400°.

Учитывая, что, кроме средних температур внутри газогенератора, нужно знать распределение и изменение температуры с течением времени, и принимая во внимание трудности учета всех факторов, от которых зависит температура, обнаружили, что проще определить температуру и ее распределение внутри газогенератора опытным путем.

Методика измерений. Измерение температуры производилось с помощью термопары медь — константан. Для изготовления термопары использовали эмалированную проволоку из константана ($D=0,4$ мм) и меди ($D=0,3$ мм) длиной около 1,5 м.

Спай медь—константан, опускаемый внутрь газогенератора, был обеспечен плотной скруткой двух зачищенных концов проволок из константана и меди. Длина спая-скрутки равна 6—7 мм. Свободные концы термопары были выведены наружу через предохранительный клапан головки газогенератора, для чего вместо серебряной пластинки в головку газогенератора была вставлена гетинаксовая пластинка толщиной 3 мм. В гетинаксовой пластинке были сделаны два миллиметровых отверстия, нарезана в них резьба и ввернуты два латунных стержня. К этим стержням присоединялась с одной стороны термопара, с другой микроамперметр М-24—5.

Зарядка газогенератора производилась согласно существующей инструкции. После зарядки на баллон газогенератора навертывалась головка с термопарой и присоединялся микроамперметр. Длина концов термопары, равная 1,5 м, позволяла измерять температуру по всей длине баллона газогенератора как в жидкости, так и в газе. Отсчеты температуры и давления производились через каждые 30—60 сек. по микроамперметру и манометру.

Для исключения скручивания проволок термопары при закручивании головки газогенератора и сохранения некоторой параллельности между ними через каждые 10—20 см длины между проволоками термопары закреплялся изолятор.

Градуировка термопары была произведена до 640°, причем до 360° она была произведена с помощью ртутного термометра и проверена по точкам кипения воды и плавления олова. Самая высокая разность температур 640° была получена по точке плавления алюминия (659,8°).

Результаты измерений. Результаты измерений представлены в табл. 2 и на рис. 1 и 2.

Таблица 2

№ п.п.	Наименование и количество химикатов				Максимальная температура, град.	Максимальное давление, ат.	Время наступления (от начала закладки химикатов), мин.		Температура в момент максимального давления, град.	Температура в газогенераторной, град.		Примечание
	ферросилиций, г	NaOH, г	АПВ, г	вода, л			максимальной температуры	максимального давления		воздуха	воды	
1	1050	900	—	6	350	31	9	27	224	14	8	Измерения в жидкости То же " 15 см над жидкостью 40 см над жидкостью
2	1150	900	—	6	370	52,5	5,5	22	261	17	8	
3	1250	900	—	6	390	58	6	19	272	14	8	
4	1350	900	—	6	432	66	6,5	21	296	12	8	
5	1450	1000	—	6	495	81	6	16	306	15	8	
6	1350	1000	100	6	552	86	2	10	342	14	8	
7	1250	1000	—	6	537	63	5	18	345	17	8	
8	1250	900	—	6	390	58	6	19	272	14	8	
9	1250	800	—	6	370	50	5	24	257	18	8	
10	1250	700	—	6	306	40	8	40	227	12	8	
11	1000	700	—	5	235	30	6	30	215	15	8	
12	1250	900	—	6	258	61	12	17	246	17	8	
13	1250	1000	—	6	207	64	5	17	100	17	9	

Примечание. АПВ — алюминиевый порошок вторичный.

Из табл. 2 (строки 1—5) следует, что с увеличением нормы ферросилиция на каждые 100 г максимальная температура возрастает примерно на 30° и с увеличением нормы едкого натра на каждые 100 г максимальная температура возрастает примерно на 60—70°. Совершенно очевидно, что, увеличивая или уменьшая одновременно норму ферросилиция и едкого натра, получим еще большее увеличение или уменьшение температуры (табл. 2, строки 7 и 11).

В проведенных автором опытах максимальная температура внутри газогенератора достигала 550°. Причем такая температура была получена при небольших превышениях норм закладки химикатов, установленных в 1957 г. Можно предположить, что при прежних радиозондовых нормах, отмененных в 1957 г., максимальная температура жидкости во время реакции могла достигать еще больших величин.

На рис. 1 видно, что температура внутри газогенератора распределяется очень неравномерно. Наибольшая температура наблюдается в жидкости, т. е. в нижней части баллона, и наименьшая — в газе, в верхней части баллона. Причем, как видно на рис. 1, температура

по мере удаления от жидкости уменьшается очень быстро, становясь в центре баллона (45 см над жидкостью) меньше температуры жидкости примерно в три раза.

На рис. 1 и 2 видно, что температура внутри жидкости и газа с течением времени меняется очень неравномерно. В начале развития реакции получается резко выраженный рост (пик) температуры, соответствующий очень быстрому взаимодействию основной массы химикатов, затем температура резко падает за счет отдачи тепла непрореагировавшей массе химикатов, воде, баллону и превращения части воды в пар. После

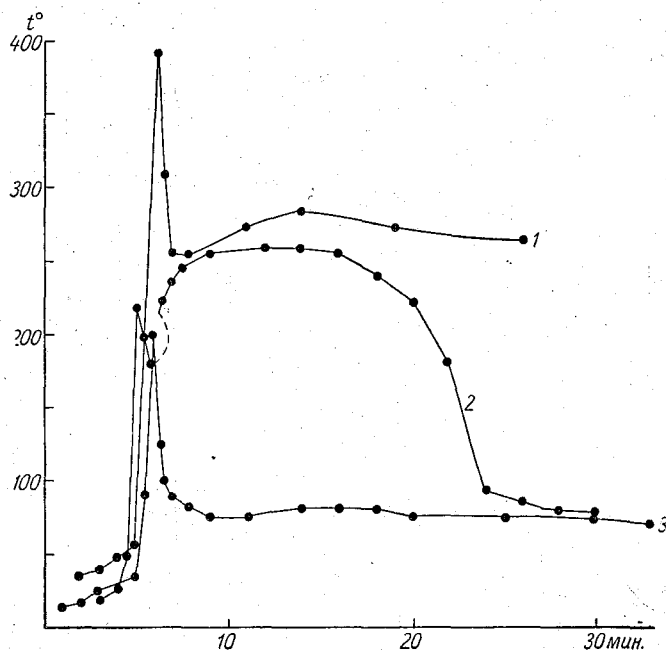


Рис. 1. Изменение температуры внутри газогенератора на разных уровнях.

1 — в жидкости, 2 — в газе (15 см над жидкостью), 3 — в газе (45 см над жидкостью).

резкого падения температуры наступает небольшое медленное повышение ее, соответствующее продолжению реакции непрореагировавших сразу химикатов, и наконец начинается медленное падение температуры и давления, соответствующее остыванию баллона.

На рис. 2 видно, что быстрый рост температуры жидкости сопровождается быстрым ростом давления, причем максимум давления наступает значительно позднее, чем максимум температуры.

Заключение

1. В результате выполненной работы определена температура жидкости и газа внутри газогенератора АВГ-45 при рекомендуемых Наставлением нормах закладки химикатов и небольших отклонениях от них. Причем максимальная температура реакции оказалась значительно выше указанной в Наставлении.

2. Ход и распределение температуры внутри газогенератора показывают: а) большую неравномерность ее по высоте, б) резко выраженный неравномерный ход температуры с течением времени, в) быстрое нарастание температуры с увеличением нормы закладки химикатов.

3. Неравномерность в ходе и распределении температуры и нарастание температуры с увеличением нормы закладки химикатов при

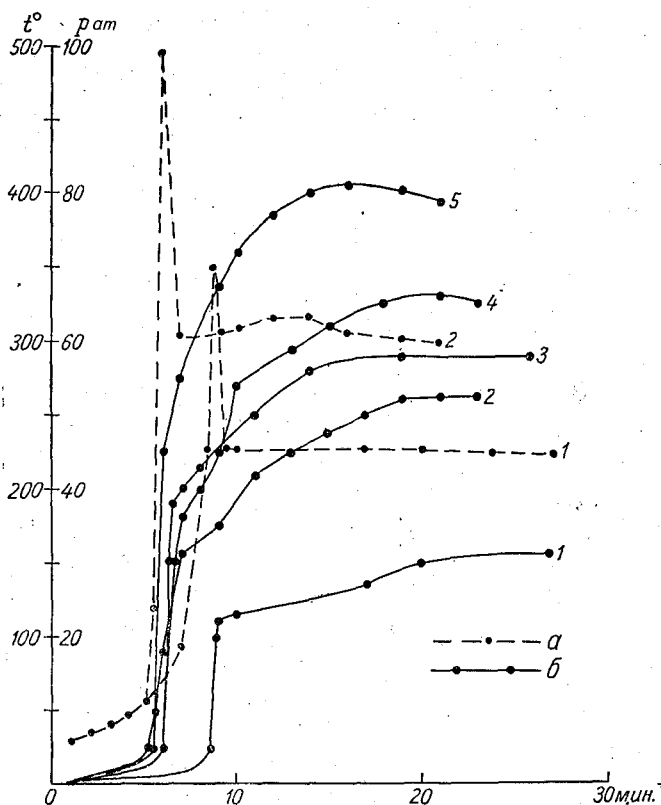


Рис. 2. Изменение температуры (а) и давления (б) при разных нормах закладки ферросилиция.

1 — 1050 г., 2 — 1150 г., 3 — 1250 г., 4 — 1350 г., 5 — 1450 г.

высоких давлениях может привести к нежелательным перенапряжениям в отдельных участках стенок газогенераторов и нарушить безопасность работы с ними.

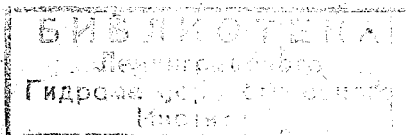
4. Зарядка газогенераторов АВГ-45 по утвержденной норме (1250 г ферросилиция, 900 г NaOH, 6 л воды) обеспечивает полную безопасность работы с газогенераторами, так как при этой норме не развиваются сравнительно высокие температуры и давление в газогенераторе даже в самое теплое время года не достигает величин, необходимых для срабатывания предохранительного клапана.

5. Срабатывание предохранительного клапана, считавшееся раньше нормальным явлением, следует рассматривать теперь как результат нарушения основных норм закладки химикатов и правил по технике газодобытия.

Примечание. Норму едкого натра (NaOH) следует уменьшить с 900 до 800—850 г, при этом выход водорода практически не уменьшится, а реакция выделения водорода будет протекать спокойнее и при меньшей температуре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наставление по обеспечению водородом гидрометеорологических станций. Гидрометеоздат, Л., 1957.
2. Справочник химика, т. I—III. Госхимиздат, М., 1951—1952.
3. Кедров Иванский В. Н., Стернзат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометеоздат, Л., 1953.
4. Федулов И. Ф., Киреев В. А. Учебник физической химии. Госхимиздат, М., 1954.
5. Киреев В. А. Курс физической химии. Госхимиздат, 1956.
6. Рыбаков Е. Т., Пиказин Я. С. Усовершенствование метода получения водорода для аэрологических целей. Труды ГГО, вып. 108, 1960.



СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
И. В. Васильченко. Об условии равновесного состояния атмосферы над уровнем конденсации	3
✓ П. А. Воронцов. Об условиях перехода низкой облачности в туман и тумана в низкую облачность	10
Ван Гуй-чинь, Г. П. Гущин. Колебания общего содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах	19
Г. П. Гущин, Р. Г. Романова. Сравнительные характеристики данных по атмосферному озону, полученных во время Международного геофизического года на некоторых станциях	37
И. И. Честная. О вертикальном распределении температуры и удельной влажности над бассейном оз. Севан	44
И. И. Честная, П. А. Воронцов. Распределение облачности в бассейне оз. Севан	50
П. А. Воронцов. О местных ветрах оз. Севан	55
В. А. Зайцев, А. А. Ледохович. Измерение вертикальных составляющих скоростей ветра с самолета	62
Е. Т. Рыбаков. Измерение температуры внутри газогенератора типа АВГ-45	69

Редактор *Л. Л. Беленькая*
Техн. редактор *М. И. Брайнина*
Корректоры: *М. А. Гальперина* и *К. И. Розина*

Сдано в набор 11/IV 1961 г.
Подписано к печати 23/VII 1961 г.
Бумага 70 × 108¹/₁₆ Бум. л. 2,38
Печ. л. 6,51 Уч.-изд. л. 6,13
Тираж 1000 экз. М-63726 Индекс МЛ-214
Гидрометеорологическое издательство.
Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 253 Цена 31 коп.

Типография № 8
Управления полиграфической
промышленности Ленсовнархоза
Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.