

06
Т78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

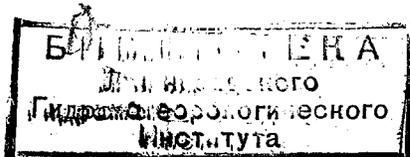


Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 105

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОГРАММЕ МГГ

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



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1960

АННОТАЦИЯ

В выпуск вошли статьи по результатам наблюдений в период МГГ за атмосферным озоном (три статьи) и за ядрами конденсации (две статьи); кроме того, две статьи посвящены исследованию аэрозолей в свободной атмосфере оптическими методами и другие две статьи содержат некоторые характеристики пограничного слоя атмосферы.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|--|------|
| ✓ Г. П. Гушин. Предварительные результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время МГГ в СССР. | 3 |
| Б. Е. Шнееров. Наблюдения над общим содержанием озона в атмосфере в период Третьей советской комплексной антарктической экспедиции (1957-58 г.). | 17 |
| ✓ Г. П. Гушин, Р. Г. Романова и К. И. Ромашкина. Измерение общего содержания атмосферного озона с самолета во время горизонтальных полетов. | 24 |
| А. Л. Дергач. Предварительные результаты наблюдений за атмосферными ядрами конденсации за период МГГ. | 30 |
| Е. С. Селезнева и М. И. Юдин. О закономерности вертикального распределения ядер конденсации в атмосфере. | 37 |
| ✓ Г. П. Гушин. Измерение оптической толщи аэрозолей в атмосфере. | 43 |
| В. И. Мюхкюря. К вопросу о вертикальном изменении аэрозольной составляющей показателя ослабления солнечного света в атмосфере. | 51 |
| Н. А. Лазарева. Определение аэроклиматических характеристик пограничного слоя атмосферы расчетным методом. | 57 |
| П. А. Воронцов и М. П. Чуринова. О связи коэффициента турбулентного обмена с числом Ричардсона. | 67 |

Редактор *Т. В. Ушакова*

Техн. редактор *А. Н. Сергеев*

Корректор *Б. А. Минц*

| | | |
|---|----------------------------------|------------------|
| Сдано в набор 18/II 1960 г. | Подписано к печати 30/VI 1960 г. | |
| Бумага 70×108 ¹ / ₁₆ | Бум. л. 2,25 | Печ. л. 6,17 |
| Тираж 1150 экз. | М-46547 | Уч.-изд. л. 5,89 |
| Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23. | Заказ № 87 | Индекс МЛ-281 |
| | | Бесплатно |

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

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА ВО ВРЕМЯ МГГ В СССР

В статье излагаются результаты наблюдений за общим содержанием атмосферного озона во время МГГ в СССР. Приводится предварительный анализ полученных материалов в связи с аэросиноптическими данными.

1. В результате организации работ по программе Международного геофизического года в СССР было открыто 11 озонометрических станций, их координаты и сроки начала работ приводятся в табл. 1.

При выборе мест для озонометрических станций руководствовались двумя основными положениями:

а) по возможности должен быть обеспечен широтный и долготный разрез территории СССР (вдоль $40-45^\circ$ с. ш. и около меридиана 40° в. д.);

б) должен быть освещен район Советской Арктики.

В организации и проведении работ по наблюдению за атмосферным озоном приняло участие ряд научно-исследовательских учреждений и организаций: Гидрометеорологическая служба, Ленинградский и Московский университеты, Академия наук Грузинской ССР и Главное управление Северного морского пути. Методическое руководство сетью озонометрических станций осуществляла Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова.

Основная цель озонометрических наблюдений заключалась в следующем:

а) изучение широтного и долготного распределения озона в атмосфере;

б) изучение годового хода озона над различными пунктами;

в) изучение связи озона с аэрологическими характеристиками атмосферы;

г) изучение связи озона с синоптическими условиями.

При этом имелось в виду изучить особенности в колебаниях и распределении озона над территорией СССР [3].

2. В программу наблюдений советских озонометрических станций во время МГГ входило измерение общего содержания атмосферного озона по прямому солнечному и лунному свету с интервалом в 20 минут, включая целые часовые сроки.

Для измерения общего содержания атмосферного озона использовались три типа приборов:

а) спектрофотометры с призмами или дифракционными решетками;

б) спектрографы;

в) электрофотометры со светофильтрами.

В качестве приборов первой и второй группы применялись отечественные спектрофотометры СФ-4 (Воейково, Абастумани), СФД-1 (Остров Диксон), ДМР-1 (Долгопрудная) и спектрограф ИСП-22 (Красная Пахра). Все эти приборы были предварительно приспособлены для измерения содержания озона. Для них были изготовлены специальные гелиостатические устройства, а в некоторых случаях и фотоэлектронные усилительные системы.

Таблица 1
Советские озонметрические станции

| Станция | Высота над уровнем моря (м) | Дата начала систематических наблюдений |
|----------------------------|-----------------------------|--|
| Абастумани | 1600 | Июль 1957 г. |
| Алма-Ата | 851 | Сентябрь 1957 г. |
| Владивосток | 80 | Август 1957 г. |
| Воейково | 74 | Апрель 1956 г. |
| Остров Диксон | 18 | Июль 1957 г. |
| Долгопрудная | 187 | Июль 1957 г. |
| Красная Пахра | 150 | Октябрь 1957 г. |
| Оазис Бангера ¹ | 28 | Январь 1958 г. |
| СП-6 ² | 0 | Апрель 1958 г. |
| Остров Хейс | 21 | Март 1958 г. |
| Эльбрус | 2100 | Ноябрь 1957 г. |

В качестве приборов третьей группы использовались озонграфы ОФЭТ-3 системы Родионова, Ошеровича и Безверхнего (станции Абастумани, Алма-Ата, Владивосток, Остров Диксон, Эльбрус) и озонметры автора, изготовленные в ГГО (станции Воейково, остров Хейс, Оазис Бангера, Мирный, СП-6, СП-8).

Принцип действия всех трех типов приборов основывался на измерении ослабления прямой ультрафиолетовой радиации солнца (или луны) в двух узких участках спектра, один из которых расположен в полосе поглощения озона, а другой — вне или на краю этой полосы. В приборах со светофильтрами использовались светофильтры, центры полос пропускания которых совпадали с длинами волн 312 и 370 $m\mu$.

Последний вариант озонметра ГГО, названный универсальным, предназначен для измерения общего содержания атмосферного озона в дневных и ночных условиях как с поверхности земли, так и с самолета. Озонметр может быть использован на сети станций также для исследований по атмосферной оптике [4].

Наличие различных приборов на сети озонметрических станций потребовало эталонного прибора, с которым можно было бы регулярно сравнивать все сетевые приборы. В качестве эталонного прибора был выбран спектрофотометр Добсона, оптическая часть которого представляет собой двойной кварцевый монохроматор. Фотоэлектрическая часть спектрофотометра Добсона была изготовлена заново в ГГО на отечественных лампах и фотоумножителе [1]. Выбор спектрофотометра Добсона в качестве эталонного прибора объясняется тем, что этот прибор получил широкое распространение и применение на всемирной сети озонметрических станций. Перед началом МГГ было произведено подробное исследование и градуировка спектрофотометра Добсона [1].

¹ С января 1959 г. перенесена в Мирный.

² С мая 1959 г. перенесена на СП-8.

3. Для градуировки озонметрических приборов со светофильтрами путем сравнения со спектрофотометром Добсона в ГГО было разработано два метода. Главная трудность здесь заключалась в том, что разные по типу приборы имели различную спектральную чувствительность к свету из-за различия в светоприемниках, а также разную ширину выделяемых спектральных участков, центры которых не совпадали между собой.

Для приборов ОФЭТ-3, имеющих три отдельных световых входа (использовалось только два), был разработан метод определения градуировочных коэффициентов, служащих для расчета общего содержания озона. Для этого в известной формуле [7] для двух длин волн

$$x = \frac{L_0 - L - m(\beta - \beta')}{\mu(\alpha - \alpha')} \quad (1)$$

справедливой для двух узких и близких между собой участков спектра, полагалось $\alpha - \alpha' = B$, $\beta - \beta' = C_1$, $\frac{C_1}{B} = C$. В применении к приборам со светофильтрами формула (1) принимает вид

$$x = \frac{L_0 - L}{\mu B} - C \quad (2)$$

В формуле (2) x — общее содержание озона в сантиметрах, $L_0 = 1g \frac{I_0}{I_0}$, $L = 1g \frac{I'}{I}$, где I и I' — интенсивности прямого солнечного света для двух участков спектра, μ — озонная масса, B и C — постоянные величины. Значение L_0 для отдельных серий измерений находилось из графика $L(\mu)$ как ордината при $\mu = 0$, и затем из многих серий определялась средняя величина за годичный срок.

При расчетах в формулу (2) подставляется среднее годовое значение L_0 .

Величина C_1 , представляющая собой разность коэффициентов рассеяния в чистой атмосфере для двух взятых участков спектра, выбиралась эмпирически и считалась постоянной для высот солнца от 15 до 65°. Градуировочный коэффициент B находился как средняя величина из формулы (2) при наличии данных об озоне, полученных параллельно по спектрофотометру Добсона.

Для озонметров автора, имеющих один световой вход, был разработан второй метод обработки и градуировки с помощью озонной номограммы [4]. Озонная номограмма позволяет быстро определить общее содержание озона, если известны отношения двух отсчетов для первого и второго светофильтров и высота солнца. Для расчета номограмм предварительно определялась общая спектральная чувствительность озонметра с помощью калиброванного монохроматического источника света, в качестве которого служил спектрофотометр СФ-4 с водородной лампой и с комбинацией светофильтров УФС-2 и ЖС-3 в кюветной камере.

Калибровка монохроматора производилась при помощи вакуумной термодпары, соединенной с двухкаскадным фотоэлектрооптическим усилителем.

Расчет номограммы производился с помощью формулы Бугера, причем участки спектра, соответствующие полосам пропускания первого и второго светофильтров, разбивались на интервалы по 2 $m\mu$. При этом учитывали распределение энергии в спектре солнца и ослабление света в чистой атмосфере и пренебрегали влиянием аэрозолей, поскольку выбранные участки спектра были близки друг к другу.

Отношение отсчетов для данных двух светофильтров и фотоэлемента является в этом случае функцией высоты солнца и общего содержания озона.

Градуировка производилась путем параллельных измерений потока прямого солнечного света по озонометру и по спектрофотометру Добсона. По спектрофотометру Добсона находилось общее содержание озона в атмосфере. Высота центра солнечного диска определялась с помощью теодолита ШТ с точностью до $0,1^\circ$. По данным о содержании озона и высоте солнца с помощью номограммы находилось отношение $\frac{I}{I_0}$. Найденное таким образом отношение сравнивалось с отношением отсчетов, полученным непосредственно с помощью озонометра. Из сравнения находился градуировочный коэффициент, на который впоследствии умножалось отношение отсчетов, полученное непосредственно с помощью озонометра. Градуировочный коэффициент находился как средняя величина из многих параллельных измерений. Влияние колебаний температуры компенсировалось введением поправочных множителей к коэффициенту градуировки. Описанный второй способ градуировки и обработки данных наблюдений для озонометрических приборов со светофильтрами, помимо того, что он значительно упрощает обработку, позволяет использовать эти приборы в более широком диапазоне высот солнца. Кроме того, в отличие от первого, второй метод позволил, находясь на уровне моря, градуировать приборы, предназначенные для горных станций и для измерений с самолета.

Все сетевые озонометрические приборы перед началом измерений и во время МГГ были проградуированы с помощью спектрофотометра Добсона. Для поверочных градуировок был создан легкий инспекторский озонометр, который регулярно сравнивался со спектрофотометром Добсона. С этим прибором сравнивались при инспекторских поездках стационарные озонометры (Абастумани, Алма-Ата, Эльбрус).

С началом МГГ мировая озонометрическая сеть, насчитывающая около 100 станций, перешла на использование новых коэффициентов поглощения озона, полученных Вигру [5], [13]. Было выяснено, что старые коэффициенты поглощения озона, которые использовались для измерений в ультрафиолетовой части спектра, были завышены на 30—40%.

В результате перехода к новым коэффициентам поглощения общее количество озона оказалось в среднем на 36% больше, чем значения, которые получались при использовании старых коэффициентов. Это обстоятельство следует учитывать при сравнении старых и новых данных по озону.

4. До начала МГГ в Советском Союзе не существовало сети озонометрических станций, работающих по одинаковой программе с помощью калиброванных приборов. В результате создания небольшой сети станций удалось впервые получить систематические сведения о содержании озона над рядом районов Советского Союза.

Однако следует сразу отметить, что в настоящее время число открытых станций явно недостаточно, чтобы характеризовать распределение озона над всей обширной территорией СССР.

В настоящее время в ГГО собран и обработан материал дневных наблюдений за озоном в 1957-58 г. по 11 советским станциям.

На рис. 1 показаны среднемесячные значения общего содержания атмосферного озона по 9 станциям за 1958 г. Из рассмотрения рис. 1 следует, что на всех станциях наблюдается годовой ход общего содержания озона. Максимальное количество озона в атмосфере на всех широтах, где происходили наблюдения, отмечается весной, минималь-

ное — осенью. Максимум и минимум содержания озона наступает на разных станциях в разные месяцы. Так, в Абастумани и Алма-Ате максимальное количество озона наблюдалось в феврале, в Воейково и Красной Пахре — в марте; на острове Диксон — в мае. Минимум озона наблюдался в Абастумани и на Эльбрусе в сентябре — октябре, в Воейково — в ноябре.

Падение количества озона от весны к осени происходило быстрее всего над полярными станциями, медленнее всего — над станциями, расположенными в южных широтах СССР.

Следует отметить, что уже в июне над Воейково озона больше, чем над Островом Хейс, Островом Диксон и СП-6. Эти данные подтверждают результаты наблюдений Гётца и Добсона, отметивших, что

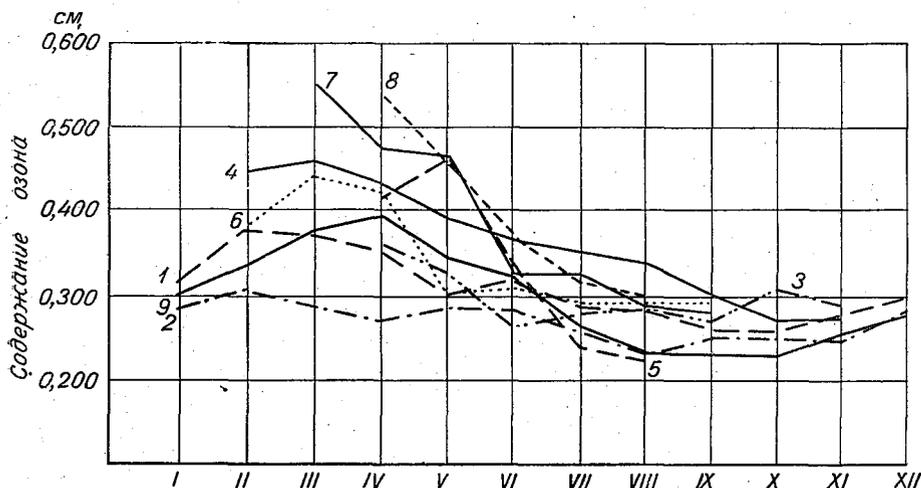


Рис. 1. Среднемесячные значения общего содержания озона в атмосфере в 1958 г.

1 — Абастумани, 2 — Алма-Ата, 3 — Владивосток, 4 — Воейково, 5 — Остров Диксон, 6 — Красная Пахра, 7 — Остров Хейс, 8 — «Северный Полюс-6», 9 — Эльбрус.

летом и осенью максимум общего содержания озона наблюдается не на полюсе, а на широте около 60° [7].

Для характеристики широтного хода общего содержания атмосферного озона в разное время года построены графики, показанные на рис. 2. Для построения этих графиков использовались данные станций, расположенных вблизи меридиана 40° с. ш. (Абастумани, Эльбрус, Красная Пахра, Воейково, Остров Диксон, Остров Хейс и СП-6). При этом особенно важное значение имеют наблюдения в высоких широтах на Острове Хейс, СП-6 и на Острове Диксон.

Из рис. 2 следует, что от широты 40° до широты 60° с марта по октябрь имеется по среднемесячным данным отрицательный градиент озона. В марте он равен в среднем $0,005$ см/град., а в октябре — $0,002$ см/град.

Из рис. 2 также следует, что с марта по октябрь максимального количества озона не наблюдается постоянно над полюсом, а от месяца к месяцу максимум смещается вдоль меридиана.

В мае максимум озона наблюдается на широте около $75-80^\circ$, в июне—августе — на широте около 60° .

Следует заметить, что убывание озона над полярными широтами от весны к лету происходит одновременно с увеличением притока солнечной радиации в этих широтах.

Изучение кривых дневного хода общего содержания атмосферного озона не обнаружило определенных изменений количества озона по отношению к местному полдню, когда ультрафиолетовая радиация солнца в атмосфере достигает максимума. В течение дня общее содержание озона в Воейково иногда изменялось весной на 17%, в начале осени на 12%. Нерегулярные колебания общего содержания озона от дня ко дню в Воейково достигали в течение декады весной 33%, в начале осени 17%. Появление (исчезновение) переменной облачности вне телесного угла прибора обычно не вызывало заметного изменения содержания озона, если это появление не было связано с определенного рода изменением синоптической обстановки в районе наблюдений.

Изучение суточного хода общего содержания атмосферного озона важно для решения вопроса о влиянии солнечной радиации на общее

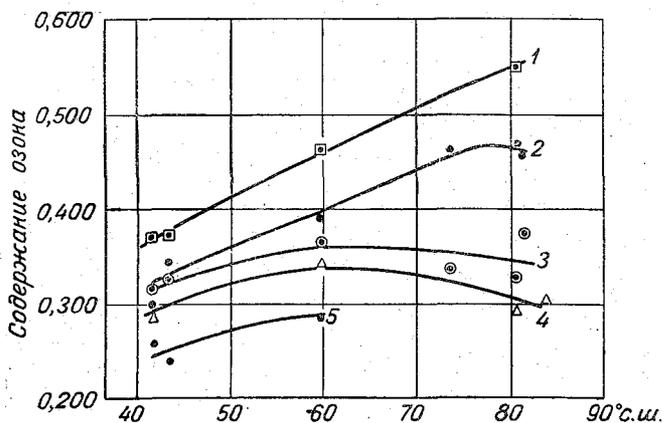


Рис. 2. Широтный ход общего содержания атмосферного озона в 1958 г. по данным советских озонметрических станций.

1 — март, 2 — май, 3 — июнь, 4 — август, 5 — октябрь.

содержание озона в атмосфере. Рассмотрение многочисленных рядов наблюдений за озоном, полученных в светлое время суток, показывает, что дневные колебания радиации не вызывают заметных изменений общего содержания озона в атмосфере. Измерения общего содержания атмосферного озона во время солнечного затмения, произведенные в последние годы, также не обнаружили изменений в толще озона за время затмения [2], [12], [14].

В то же время одновременно с медленными колебаниями радиации, такими, как сезонные, происходят сезонные колебания толщи озона. Очевидно, что колебания радиации с коротким периодом времени (часы, дни) не вызывают заметных изменений общего содержания озона, а колебания с длинным периодом вызывают.

Этот вывод подтверждается расчетом интервала времени, необходимого для восстановления фотохимического равновесия озона.

По наиболее новым подсчетам Дюча [10], период «иолувосстановления» нормальной концентрации озона на широте 45° составляет: на высоте 40 км 8 часов, на высоте 35 км — 28 часов, на высоте 30 км — 6 суток, на высоте 25 км — 46 суток, на высоте 20 км — 230 суток. Это означает, что ниже уровня 25 км фотохимическое равновесие озона практически никогда не наступает и колебания радиации с коротким периодом (порядка одних суток) вызывают изменения в самом верхнем слое озона, доля которого в общем содержании не превышает 2—3%.

В последнее время прямыми измерениями с самолета удалось выяснить, что в тропосфере содержится очень мало озона и что непосредственно выше тропопаузы имеет место резкое повышение концентрации озона [9]. Выше 25—30 км озон находится в фотохимическом равновесии с излучением солнца, поэтому его концентрация изменяется там вполне закономерным образом и почти не зависит от атмосферной циркуляции.

В слое от тропопаузы до высоты 25—30 км атмосферный озон не связан с колебаниями солнечной радиации, происходящими с периодом меньше чем 1—2 декады. Изменения содержания озона в этом слое для идеального случая отсутствия движений в атмосфере происходили бы

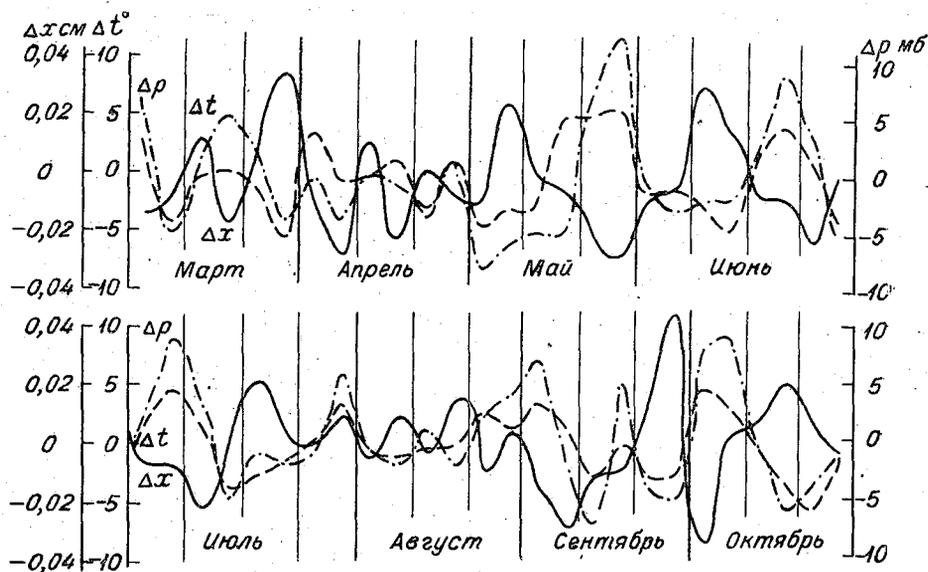


Рис. 3. Колебания температуры, давления на высоте 6 км и общего содержания атмосферного озона.

Δp , Δt , Δx — отклонения средних пятидневных значений температуры, давления и озона от соответствующих среднегодовых кривых.

под действием медленных колебаний радиации. Всякое горизонтальное перемещение воздушных масс в указанном слое вследствие наличия широтного и долготного распределения озона приводит к изменению количества озона над местом наблюдений. Отсюда следует, что в стратосфере (т. е. в слое от тропопаузы до 30 км) наблюдающиеся быстрые (порядка часов и дней) нерегулярные колебания содержания озона должны быть связаны с атмосферной циркуляцией. В настоящее время этот вывод подвергается детальному изучению. Имеющиеся данные действительно подтверждают тот факт, что содержание озона тесно связано с циркуляцией в атмосфере [8]. Однако для более полного изучения этого вопроса в настоящее время не имеется необходимых аэрологических и синоптических данных на высотах 15—70 км, а также подробных сведений об озоне.

5. С целью изучения связи между имеющимися аэрологическими данными и общим содержанием атмосферного озона были построены графики, показанные на рис. 3 и 4. На рис. 3 по данным наблюдений в Воейково за 1958 г. приведены кривые Δp , Δt и Δx , причем первые две относятся к уровню 6 км. Кривая Δp изображает отклонение средних пятидневных значений давления на высоте 6 км от соответствующих значений давления по сглаженной годовой кривой на этой высоте.

Кривая Δt характеризует аналогичную величину для температуры. Кривая Δx изображает отклонения среднепятидневных значений общего содержания атмосферного озона от соответствующих значений озона по сглаженной годовой кривой. Использование отклонений Δp , Δt и Δx вместо самих величин сделано для исключения сезонных колебаний этих величин.

Из рассмотрения кривых на рис. 3 следует, что общее содержание озона и температура, а также общее содержание озона и давление на высоте 6 км тесно связаны друг с другом и имеют противоположный ход.

Изучение аналогичных кривых для высоты 12 км приводит к заключению, что температура на высоте 12 км не имеет определенной связи

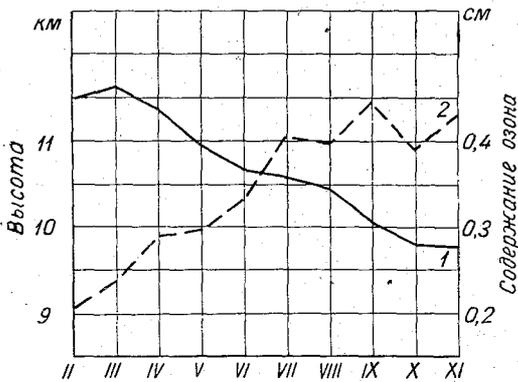


Рис. 4. Среднемесячные значения общего содержания атмосферного озона (см) и высота тропопазузы (км) в пос. Воейково (1958 г.).
1 — озон, 2 — тропопазуза.

с содержанием озона, в то время как давление на этой высоте сохраняет связь с количеством озона и изменяется, как и на высоте 6 км, противоположно по отношению к ходу количества озона.

На рис. 4 приводятся кривые, показывающие изменение среднемесячных значений высоты тропопазузы (кривая 2) и общего содержания атмосферного озона (кривая 1) в пос. Воейково за 1958 г. Кривые, показанные на рис. 4, обнаруживают тесную обратную связь между общим содержанием озона и высотой тропопазузы.

Для изучения связи между содержанием озона и аэрологическими данными в свободной атмосфере были вычислены коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 2. Аэрологические данные использовались для высот не более 20 км.

Рассмотрение табл. 2 приводит к следующим выводам:

а. Наиболее тесная связь между общим содержанием озона и температурой в пос. Воейково наблюдается в апреле—мае на высоте 6 и 9 км, наименее тесная — осенью. Коэффициент корреляции между содержанием озона и температурой на высоте 9 км достигает весной значения $-0,78$. Этот вывод находится в согласии с данными Юхансена, полученными им в Тромсе [11].

б. На высотах 3, 6 и 9 км над пос. Воейково коэффициенты корреляции между содержанием озона и температурой с марта по октябрь 1958 г. отрицательны.

в. Весной и осенью связь между содержанием озона и температурой над пос. Воейково на высотах 12, 15 и 20 км возрастает с высотой. Весной на этих высотах коэффициенты корреляции отрицательны, осенью — положительны.

г. При переходе через тропопазузу коэффициент корреляции между содержанием озона и температурой претерпевает резкий скачок. Он либо меняет знак, либо уменьшается, приближаясь к нулю. Это обстоятельство соответствует известному положению, что температурный градиент вдоль меридиана при переходе от тропосферы к стратосфере часто меняет знак.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между содержанием озона и температурой и между содержанием озона и давлением в свободной атмосфере, Воейково, 1958 г.

| Компоненты | Станция | Высота (км) | | | | | |
|--------------------------------|------------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 3 | 6 | 9 | 12 | 15 | 20 |
| С марта по октябрь | | | | | | | |
| Содержание озона — температура | Воейково | —0,75 | —0,74 | —0,76 | 0,11 | 0,08 | 0,02 |
| | Оксфорд | | | | 0,65 | 0,60 | |
| | Ароза | | | | 0,42 | 0,65 | |
| | Алма-Ата | | | | 0,88 | | |
| Апрель — май | | | | | | | |
| | Воейково | —0,65 | —0,70 | —0,78 | —0,16 | —0,30 | —0,53 |
| | Тромсе | | —0,60 | | | | |
| Июль — август | | | | | | | |
| | Воейково | —0,42 | —0,47 | —0,45 | 0,55 | 0,58 | 0,53 |
| Сентябрь — октябрь | | | | | | | |
| | Воейково | —0,25 | —0,42 | —0,39 | 0,31 | 0,58 | 0,62 |
| С марта по октябрь | | | | | | | |
| Содержание озона — давление | Воейково | —0,46 | —0,66 | —0,71 | —0,63 | —0,39 | —0,10 |
| | Оксфорд | | | —0,55 | —0,51 | —0,44 | |
| | Ароза | | | —0,76 | —0,55 | —0,28 | |
| Апрель — май | | | | | | | |
| | Воейково | —0,32 | —0,58 | —0,62 | —0,78 | —0,84 | —0,79 |
| Июль — август | | | | | | | |
| | Воейково | —0,53 | —0,49 | —0,49 | —0,50 | —0,55 | —0,1 |
| Сентябрь — октябрь | | | | | | | |
| | Воейково | —0,12 | —0,21 | —0,28 | —0,26 | —0,05 | 0,54 |
| Май 1958 г. | | | | | | | |
| Содержание озона — температура | Владивосток | —0,71 | —0,70 | —0,71 | —0,39 | 0,58 | 0,28 |
| | Сентябрь 1957 г. | | | | | | |
| | Владивосток | —0,60 | —0,64 | —0,52 | —0,24 | 0,53 | 0,47 |
| Декабрь 1958 г. | | | | | | | |
| | Владивосток | —0,56 | —0,37 | 0,03 | 0,48 | 0,37 | — |

Таблица 2а

Коэффициенты корреляции r между содержанием озона и толщиной слоя 300—500 мб и между содержанием озона и высотой тропопаузы. Воейково, 1958 г.

| Компоненты | Период | r |
|--|------------------------------|-------|
| Содержание озона — толщина слоя 300—500 мб | Март — октябрь | —0,77 |
| | Апрель — май | —0,80 |
| | Июль — август | —0,33 |
| | Сентябрь — октябрь | —0,39 |
| Содержание озона — высота тропопаузы | Март — октябрь | —0,79 |

д. Связь между содержанием озона и температурой над Владивостоком имеет такой же характер, как и над пос. Воейково, за исключением того, что над Владивостоком на высотах 15 и 20 км коэффициенты корреляции как весной, так и осенью положительны.

е. Наиболее тесная связь между содержанием озона и давлением над пос. Воейково наблюдается в апреле—мае на высоте 15 км, наименее тесная связь отмечается осенью.

Коэффициент корреляции между содержанием озона и давлением на высоте 15 км достигает в апреле—мае значения —0,84.

ж. Коэффициенты корреляции между содержанием озона и давлением на всех рассматриваемых высотах в пос. Воейково отрицательны, за исключением высоты 20 км, где осенью наблюдаются положительные коэффициенты корреляции.

з. Коэффициенты корреляции между общим содержанием озона и толщиной слоя 300—500 мб отрицательны, имеют наибольшее значение весной, достигая в апреле—мае —0,80.

и. Коэффициент корреляции между общим содержанием озона и высотой тропопаузы с марта по октябрь 1958 г. в пос. Воейково равен —0,79.

Для сравнения в табл. 2 приводятся некоторые коэффициенты корреляции, полученные в Оксфорде, Арозе, Тромсе и Алма-Ате до начала МГГ [7], [8]. Знаки коэффициентов корреляции, полученных в разных местах, совпадают между собой. Из сравнения следует, что полученные разными авторами коэффициенты корреляции давление — содержание озона меньше различаются между собой, чем коэффициенты корреляции температура — содержание озона.

Общий вывод, который можно сделать из рассмотрения табл. 2, сводится к тому, что существует заметная связь между количеством озона, который в основном содержится в стратосфере, и аэрологическими характеристиками в тропосфере и стратосфере и что эта связь наиболее тесная в весеннее время.

То обстоятельство, что указанная связь теснее всего весной, вероятно, объясняется тем, что в это время года широтное распределение содержания озона от экватора и почти до полюса имеет наибольший градиент, направленный к экватору (рис. 2). В другое время года этот градиент меньше и на широте 60—70° меняет знак на обратный. Так как при расчете табл. 2 использовались нерегулярные колебания содержания озона с коротким периодом, то причиной указанных связей не может быть солнечная радиация. Если считать, что температура в тропосфере и стратосфере изменяется вследствие изменения толщи озона, через которую проходит радиация, и изменения содержания озона считать первичными, то невозможно объяснить изменение знака коэффициента корреляции содержание озона — температура весной и осенью в стратосфере. Совершенно непонятно также с этой точки зрения изменение коэффициента корреляции содержание озона — температура весной: его рост с высотой в тропосфере, резкое падение у тропопаузы и затем снова рост в стратосфере. В качестве причины, объясняющей рассмотренные здесь связи, следует выдвинуть атмосферную адвекцию, которая в стратосфере изменяет содержание озона над местом наблюдений и одновременно в тропосфере изменяет аэрологические характеристики. Следует заметить, что на существование в стратосфере адвекции, приводящей к значительным изменениям температуры, указывает ряд авторов [6].

б. Адвекция вдоль меридиана в стратосфере связана с перемещением оси струйного течения к югу или северу. В свою очередь перемещение оси струйного течения связано с перемещением высотных лож-

бин и гребней. Изучение высотных синоптических карт позволило установить, что высотная ложбина над районом Ленинграда, отмечаемая на уровне поверхности 300 мб, часто вызывает повышение общего содержания озона над Воейково. Наоборот, появление высотного гребня над Ленинградом приводит к понижению общего содержания озона над Воейково. Особенно четко это проявляется зимой и весной, что связано с большим озонным градиентом вдоль меридиана в эти сезоны. При этом получается, что область повышенного содержания озона располагается над полярными районами, очерченными зоной струйного течения. Южнее этой зоны обычно отмечается область пониженного содержания озона. На рис. 5 для примера показан случай высотной ложбины

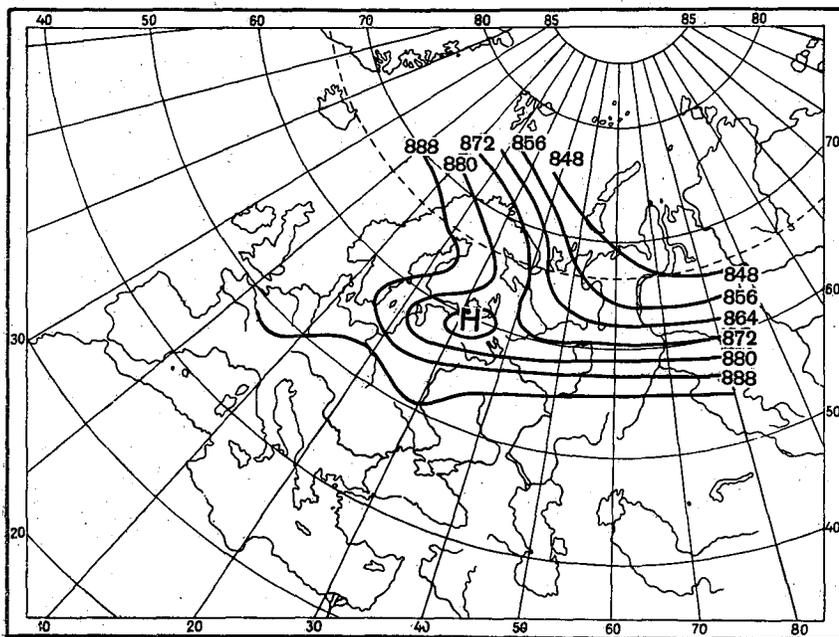


Рис. 5. Карта барической топографии поверхности 300 мб 30 марта 1958 г.

$$x = 0,511, \Delta x = 0,031.$$

над Воейково 30 марта 1958 г. Сплошные линии на рисунке — изогипсы поверхности 300 мб. Точкой указано местоположение Воейково. Общее содержание озона над Воейково в этот день было очень высоким и равнялось 0,511 см. Отклонение от среднедекадного значения было положительным и составляло 0,031 см.

На рис. 6 также для примера приведен случай высотного гребня над Воейково 16 апреля 1958 г. Общее содержание озона над Воейково в этот день было низким и составляло 0,392 см. Отклонение от среднедекадного значения было отрицательным и равнялось $-0,047$ см. Подобные результаты были получены для ряда ложбин и гребней над другими пунктами наблюдений.

Ввиду того что на периферии высотных ложбин и гребней часто отмечаются струйные течения, отделяющие области высотной полярной депрессии, богатые озоном, от остальных областей, было решено исследовать зависимость между содержанием озона над районом Ленинграда и расстоянием по меридиану от Ленинграда до зоны струйного

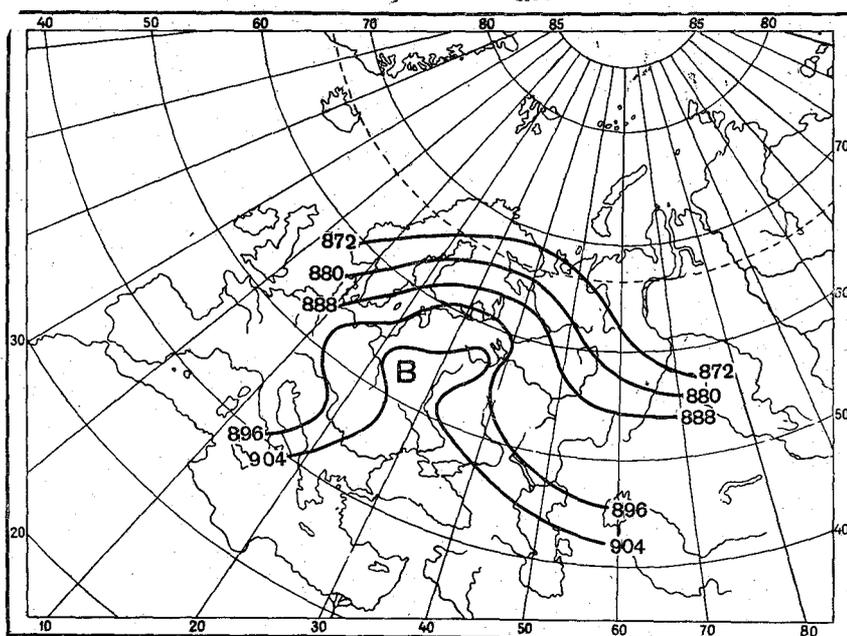


Рис. 6. Карта барической топографии поверхности 300 мб 16 апреля 1958 г.
 $x = 0,392, \Delta x = -0,047$.

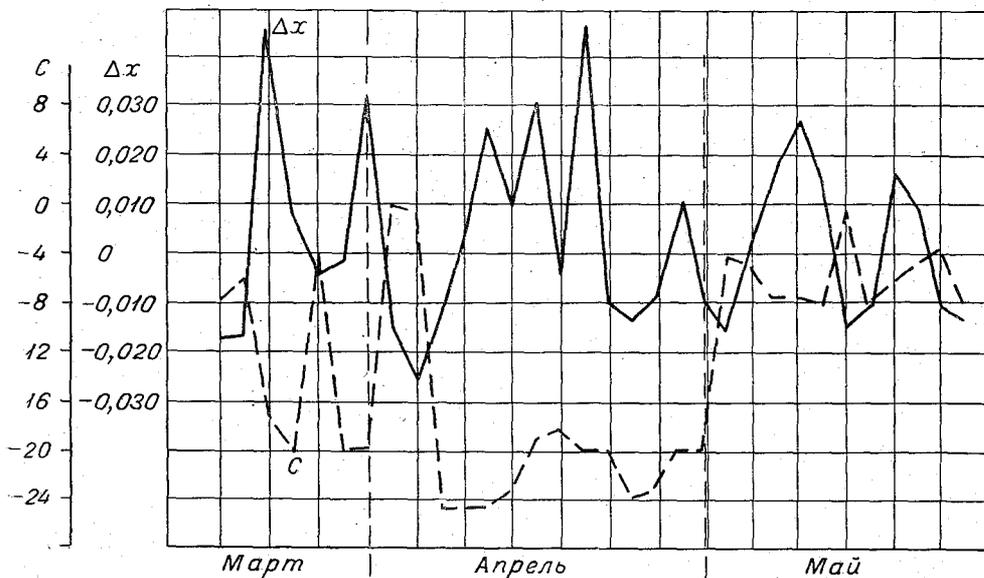


Рис. 7. Ход среднесуточных отклонений общего содержания атмосферного озона Δx (см) от среднедекадных значений и ход индекса C в пос. Воейково (1958 г.).
 Индекс C обозначает расстояние в градусах по меридиану от Ленинграда до оси струйного течения, которое прослеживается вблизи уровня поверхности 300 мб.

течения. Результаты этого исследования показаны на рис. 7. Сплошная линия представляет собой отклонения общего содержания атмосферного озона от среднедекадных значений (Δx в сантиметрах), пунктирная линия — расстояние в градусах вдоль меридиана 30° в. д. от Ленинграда до оси струйного течения (индекс C в градусах), причем это расстояние считалось положительным, если струя располагалась к северу от Ленинграда, и отрицательным, если струя была южнее.

Для построения графиков на рис. 7 выбирались дни в марте, апреле и мае 1958 г., когда, с одной стороны, хорошо выраженное струйное течение пересекало меридиан 30° в. д. и когда, с другой стороны, производились наблюдения за озоном в Воейково.

Из рис. 7 следует, что кривые Δx и C имеют в основном противоположный ход. Это значит, что при передвижении струи на юг от Ленинграда содержание озона над Ленинградом увеличивается и, наоборот, при передвижении струи на север от Ленинграда содержание озона над Ленинградом уменьшается. Этот вывод находится в согласии с предыдущим выводом о влиянии высотных ложбин и гребней на общее содержание озона.

Основными результатами настоящей работы являются следующие:

1) разработана методика для измерения содержания озона приборами со светофильтрами;

2) получен широтный и сезонный ход общего содержания атмосферного озона над рядом пунктов СССР, включая Арктику. Отмечено резкое уменьшение общего содержания атмосферного озона над полярными широтами при переходе от весны к лету;

3) исследована связь между общим содержанием озона и аэрологическими характеристиками в атмосфере на разных высотах в Воейково и Владивостоке и вычислены коэффициенты корреляции. Наиболее тесная связь между указанными величинами наблюдается весной. В районе тропопаузы отмечена наименьшая связь между содержанием озона и температурой;

4) отмечено, что весной в районе высотных ложбин наблюдается повышенное общее содержание озона, а в районе высотных гребней — пониженное общее содержание озона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гушин Г. П. К вопросу об измерении общего содержания атмосферного озона и его вертикального распределения. Метеорология и гидрология, № 6, 1957.
2. Гушин Г. П. Содержание озона в атмосфере над районом Ленинграда во время солнечного затмения 30 июня 1954 г. Труды ГГО, вып. 72. 1957.
3. Гушин Г. П. Исследование атмосферного озона. Информационный бюллетень «Международный геофизический год», № 5. Изд-во АН СССР. 1958.
4. Гушин Г. П. Измерение озона с самолета. Труды ГГО, вып. 93. 1959.
5. Гушин Г. П. Основные таблицы для расчета общего содержания атмосферного озона при наблюдении оптическим методом. Труды ГГО, вып. 93. 1959.
6. Зубьян Г. Д. О межширотном обмене теплых и холодных масс воздуха в стратосфере зимой. Метеорология и гидрология, № 1, 1959.
7. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд-во АН СССР. М.—Л. 1951.
8. Хвостиков И. А. Озон в стратосфере. Успехи физических наук, т. 59, вып. 2. 1956.
9. Brewer A. W. Ozone concentration measurements from an aircraft in N. Norway. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 83, № 356, 1957.
10. Dutsch H. U. Das atmosphärisch Ozon als Indikator für Strömungen in der Stratosphäre. Archiv für meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, serie A, Band 9, 1 Heft. 1956.

11. Johansen H. On the relation between meteorological conditions and total amount of ozone over Tramsö. Polar Atmosphere Sympos. Part 1. Meteorol. Sec. (AGARD Oslo, 2nd—8th July, 1956). London—New York—Paris—Los-Angeles, Pergamon Press, 1958.
 12. Svensson B. Observation on the amount of ozone by Dobson spectrophotometer during the solar eclipse of June 30, 1954. Archiv geofis., v. 2, № 6, 1958.
 13. Vigroux E. Contribution a l'etude experimentale de l'absorption de l'ozone. Annales de physique, m 8, 1953.
 14. Fournier d'Albe et S. J. Rasool. Observations de l'ozone atmospherique pendant une eclipse totale du soleil, Extrait des Annales de Geophysique tome 12, n° 1, Janvier—Mars. 1956.
-

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОБЩИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ В ПЕРИОД СОВЕТСКОЙ КОМПЛЕКСНОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ТРЕТЬЕЙ ЭКСПЕДИЦИИ (1957-58 г.)

В статье приводятся результаты наблюдений над общим содержанием озона во время Третьей советской комплексной антарктической экспедиции. На основании морских наблюдений построен широтный разрез содержания озона в атмосфере. Рассмотрен также годовой ход содержания озона на антарктической станции Оазис.

I

Согласно программе Международного геофизического года в числе прочих работ, проводимых Третьей советской комплексной антарктической экспедицией, предусматривалась организация систематических наблюдений над общим содержанием озона в атмосфере.

В связи с этим озонометрическая лаборатория Главной геофизической обсерватории предоставила в распоряжение экспедиции портативный полевой прибор — озонометр конструкции Г. П. Гущина. Этот прибор вместе с приставкой для ночных наблюдений предназначен для измерения содержания озона по прямому солнечному или лунному свету и представляет собой интегральный электрический фотометр с магнито-вым фотоэлементом, смонтированный на теодолите [2]. Для выделения участков ультрафиолетовой части спектра используются два стеклянных светофильтра с максимумами пропускания при 311 и 372 м μ . В лаборатории была подготовлена также номограмма, позволявшая определять общее содержание озона в сантиметрах непосредственно по данным наблюдений без дополнительных расчетов. Перед отправкой в Антарктиду прибор был отградуирован в Главной геофизической обсерватории по спектрофотометру Добсона. Полученный переводный множитель ($k=1,17$) использовался при вычислениях во время экспедиции. По возвращении в апреле 1959 г. была вновь произведена поверка прибора. Выяснилось, что переводный множитель вместе с переходом к коэффициентам Вигру следует уменьшить на 30%. Приводимые ниже данные рассчитаны с учетом изменения переводного множителя.

Прибор оказался весьма надежным и простым при эксплуатации в условиях Антарктиды, и для его обслуживания было достаточно одного человека. Судовые наблюдения оказались более сложными. К тому же вследствие недостаточной герметизации приемной части морская влага в конце рейса проникла внутрь прибора. В результате объем работ на судне не был выполнен в полной мере.

Результаты наблюдений обрабатывались на месте. В середине 1958 г. в соответствии с соглашением о международном сотрудничестве были произведен обмен данными по озону между советской экспедицией и американской станцией Литтл-Америка.

Большую помощь в организации и проведении наблюдений оказал начальник антарктической станции Оазис Б. И. Имереков.

II

Программа работ по озонметрии разделялась на два этапа: 1-й этап — наблюдения по пути следования от берегов Советского Союза до Антарктиды, 2-й этап — наблюдения на континенте.

Морские наблюдения производились с борта т/х «Кооперация», вышедшего из Калининграда 1 ноября 1957 г. В начале плавания погода и состояние моря не благоприятствовали проведению наблюдений и только с 12 ноября, когда теплоход вышел в Атлантический океан, установилась ясная малооблачная погода. В продолжение всего плавания на корабле велись четырехсрочные метеорологические наблюдения и составлялись синоптические карты погоды. Дальность видимости определялась визуально.

Во время наблюдений прибор устанавливался на капитанском мостике. Здесь меньше ощущалась качка корабля и не мешали обзору палубные надстройки. Подготовка прибора к наблюдениям занимала 10—15 минут. Отсчеты делались каждые 15—30 минут при ясном небе. В случае облачности сроки отсчетов изменялись. Основную трудность в наблюдениях представляла фиксация отклонения стрелки в самый момент попадания солнечного луча в приемную часть прибора, так как даже при штиле незаметное на глаз покачивание корабля ощутимо сказывалось при измерениях. Поэтому наблюдать приходилось вдвоем. Один «ловил» солнце, другой записывал отсчет в момент прохождения солнечного диска через перекрестье теодолита. Это обстоятельство увеличивало также время между отсчетами по каждому из фильтров.

Высота солнца определялась с помощью теодолита, причем бралось среднее значение из двух отсчетов. Необходимо отметить, что, хотя в условиях качки было невозможно установить теодолит точно по горизонтальному уровню, однако проведенные несколько раз параллельные отсчеты по секстанту дали одинаковые результаты. После прекращения наблюдений прибор убирался в помещение.

Судовые наблюдения велись в течение 11 дней плавания. Измерения производились преимущественно после полудня при высотах солнца не ниже 20° . Максимальная отмеченная высота солнца равна 82° (21° ю. ш.). Продолжительность наблюдений составляла от 1 до 5,5 часа в день.

III

На основании полученных данных был построен меридиональный разрез общего содержания озона в атмосфере от 32° с. ш. до 38° ю. ш., включая наблюдения, проведенные на экваторе (рис. 1). Каждая точка графика соответствует среднему значению содержания озона за день, отнесенное к среднему местоположению судна. Осреднение производилось по 10—19 наблюдениям. Значения озона, показанные треугольниками, были получены на станции Абастумани 10 и 19 ноября 1957 г. Квадратиком показано значение содержания озона, измеренное под Ленинградом в Воейково 12 ноября 1957 г. Результаты измерений показывают, что над океаном осенью в Северном полушарии имеется широтный ход общего содержания озона. При переходе от более высоких широт к низким его величина уменьшается как в Северном, так и в Южном полушариях. Минимум отмечается в экваториальной области. Это наименьшее значение равно 0,195 см и приходится на экватор и 3° с. ш. Величины общего содержания озона над океаном в Северном полушарии близки к значениям, полученным в это же время года на соответствующих широтах над сушей. Что касается Южного полушария, то

здесь различия оказались значительно большими. Так, вместо ожидаемого повышения содержания озона в южных умеренных широтах здесь оказался минимум, равный 0,188 см. Такие низкие значения наблюдались в течение всего дня наблюдений 8 декабря 1957 г., причем максимальные отклонения от среднего значения в дневном ходе не превышали 25%.

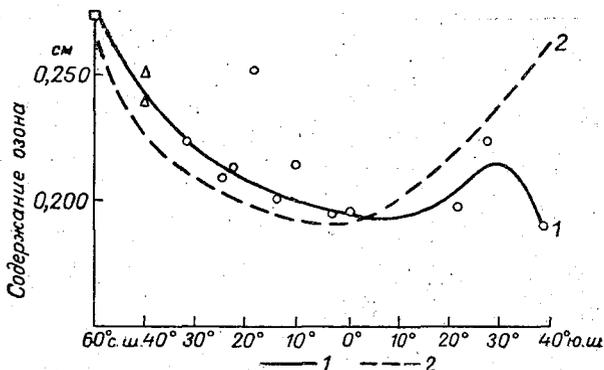


Рис. 1. Широтное распределение содержания озона по наблюдениям на т/х «Кооперация»
1 — по измерениям над океаном, 2 — по измерениям над сушей.

IV

Озонометрические наблюдения на материке во время Третьей советской антарктической экспедиции начались летом 12 января 1957 г. Местом наблюдений была антарктическая станция Оазис, расположенная



Рис. 2. Общий вид антарктической станции Оазис. Ноябрь 1958 г.

в восточной части Земли Королевы Мэри, с координатами 66° ю. ш. и 101° в. д.

Лето и осень 1958 г. оказались благоприятными для наблюдений. В период с января по март было 28 ясных малооблачных дней, штормо-

вые ветры наблюдались сравнительно редко, температура воздуха достигала 10° . Необходимо также отметить, что атмосфера над Антарктидой в ясные безветренные дни отличалась исключительной прозрачностью, видимость, определенная визуально, превышала 50 км, дымка отсутствовала. Это объясняется сухостью воздуха и отсутствием пыли. В таких условиях даже при небольших высотах солнца, около 40° , при-

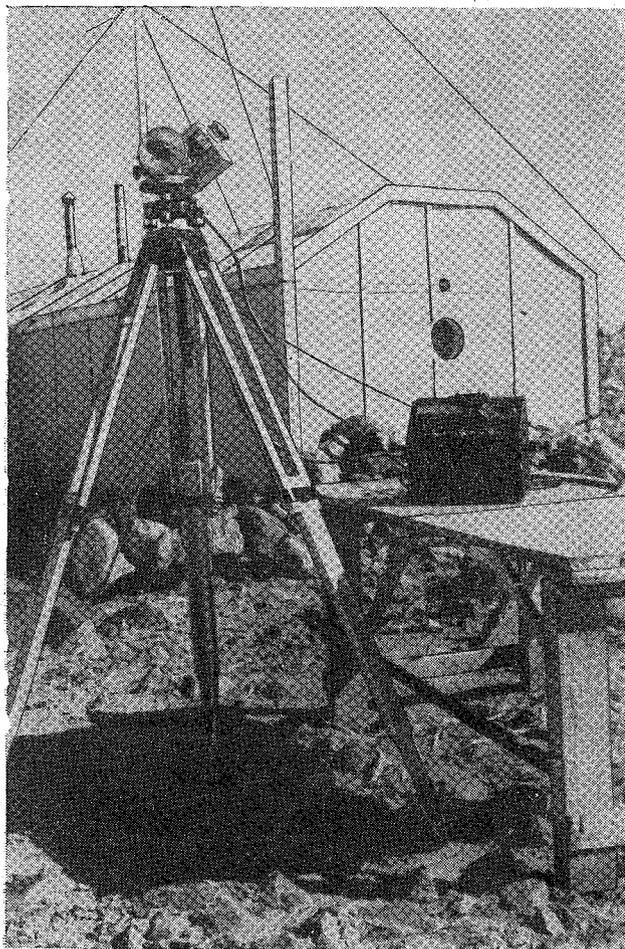


Рис. 3. Озонометрическая установка во время наблюдений. Январь 1958 г.

ходилось уменьшать чувствительность прибора, чтобы стрелка индикатора не выходила за пределы шкалы, чего никогда не случается при наблюдениях в северных широтах, например в пос. Воейково.

Отсчеты по прибору брались через каждые 15—20 минут, причем продолжительность наблюдений в течение дня колебалась от 4 до 11 часов в зависимости от условий погоды и высоты солнца. Максимальная продолжительность наблюдений была 18 января 1958 г., когда наблюдения велись непрерывно в течение 19 часов. В табл. 1 приведено число дней наблюдений за год.

В начале апреля полуденные высоты солнца стали настолько малы, что вести наблюдения по прямому солнечному свету оказалось невоз-

можным. В связи с этим зимой было проведено несколько измерений с помощью ночной установки. Однако обработка полученных данных связана с большими трудностями, поэтому период с апреля по август пока не рассматривается.

Таблица 1

| Наблюдения | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|
| Дневные | 9 | 9 | 10 | 1 | — | — | — | — | 4 | 2 | 2 | 3 |
| Ночные | — | — | 3 | — | — | 2 | 1 | — | — | — | — | — |

Наблюдения начались вновь лишь в конце сентября. Однако из-за неустойчивой погоды, частых штормовых и ураганных ветров, значительной облачности не было возможности провести большое число наблюдений. Тем не менее именно в этот период получен ценный материал, позволяющий судить об изменениях в содержании озона вблизи его максимальных значений.

17 ноября 1958 г. станция Оазис была закрыта и ее состав вывезен в пос. Мирный. Пользуясь несколькими солнечными днями удалось провести 6 дневных наблюдений в пос. Мирном.

Озонометрические наблюдения во время Третьей советской комплексной антарктической экспедиции были закончены 21 января 1959 г.

V

Средняя за год толщина приведенного слоя озона над Оазисом по материалам наблюдений составляет 0,386 см. Сравнение с данными других антарктических станций показывает, что по мере продвижения к югу общее содержание озона уменьшается. Так, на станции Холли-Бей (74° ю. ш., 23° з. д.) среднегодовое содержание озона равно 0,321 см, на станции Литтл-Америка (78° ю. ш. 162° з. д.) оно составляет 0,300 см. Такой ход наблюдается во все месяцы, за исключением января, когда максимум приходится на более высокие широты. По сравнению с пунктами, расположенными приблизительно на тех же широтах в Северном полушарии, в Антарктиде наблюдаются более высокие значения содержания озона. Так, в Тромсо (69° с. ш., 19° в. д.) среднегодовое значение составило 0,261 см [1], в Воейково под Ленинградом — 0,362 м.

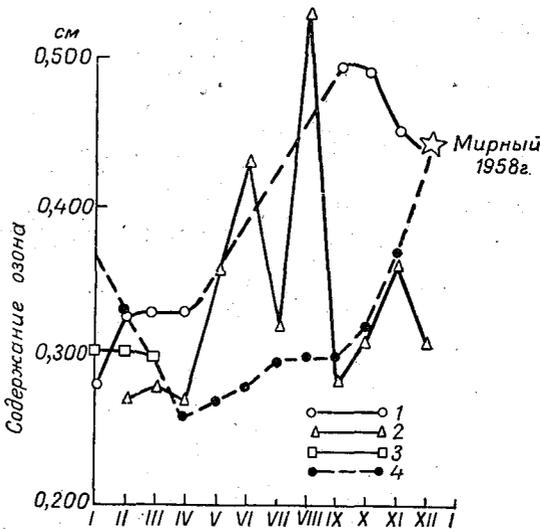


Рис. 4. Годовой ход общего содержания озона по данным антарктических станций. 1 — Оазис (1958 г.), 2 — Литтл-Америка (1957 г.), 3 — Литтл-Америка (1958 г.), 4 — Холли-Бей (1958 г.).

На рис. 4 приведен годовой ход общего содержания озона на трех антарктических станциях: Оазис, Литтл-Америка и Холли-Бей. Данные

по зарубежным станциям взяты из материалов симпозиума по озону, проходившего в Оксфорде в июле 1959 г.

Как видно из графика, в середине антарктического лета (в январе) на станции Оазис содержание озона минимальное (0,279 см). С наступлением осени оно несколько увеличивается, а ранней весной достигает максимума (0,498 см). Подобный ход наблюдается и на других станциях. Однако заметны и различия, обусловленные, по-видимому, тем, что станции находятся на различных широтах. Особенно велико расхождение при переходе от зимы к лету. Так, на станции Холли-Бей, распо-

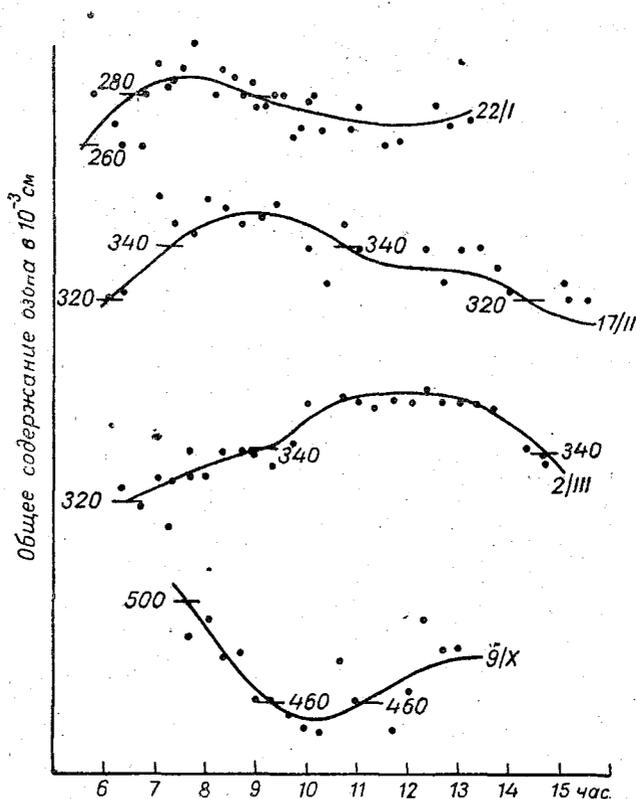


Рис. 5. Суточный ход общего содержания озона. Оазис, 1958 г.

ложенной на 8° южнее Оазиса, максимум в годовом ходе наступает лишь в декабре. Летом распределение озона по широтам более равномерное.

Как показали наблюдения, общее содержание озона в Антарктиде может меняться от года к году в весьма значительных пределах. Например, на станции Литтл-Америка средняя за февраль толщина озонового слоя изменилась в 1958 г. на 11% по сравнению с 1957 г. Еще больше эта разница для пос. Мирного.

Наименьшее количество озона на станции Оазис было зафиксировано 26 января в 12 час. 15 мин. по местному времени и составило 0,218 см, наибольшее — 28 сентября в 13 час. 30 мин. (0,550 см). Суточные колебания содержания озона не столь велики, как годовые, однако отклонения от среднесуточных значений могут достигать 15—20%. В подавляющем большинстве случаев наблюдался отчетливый суточный, точнее, дневной ход. На рис. 5 приведены в качестве примера суточные

изменения содержания озона для станции Оазис. Наблюдения велись при одинаковых атмосферных условиях. Сопоставление полученных результатов показывает, что положение максимума в дневном ходе не остается неизменным. Весной и летом он приходится на утренние часы, осенью максимум наблюдается после полудня. Впрочем, имеющихся данных недостаточно, чтобы сделать определенные выводы о суточном ходе содержания озона, и этот вопрос требует дальнейших исследований.

Общее содержание озона неоднократно рассматривалось в связи с метеорологическими условиями [1]. Выяснено, что содержание озона связано с метеорологическими элементами на разных высотах. Для Антарктики в качестве примера были сопоставлены среднесуточные значения содержания озона на станции Оазис со средними величинами приземного давления и температуры за соответствующие сутки. Оказалось, что связь содержания озона с давлением выражена слабо и носит сезонный характер. Так, в январе и в первой декаде февраля ход содержания озона обратен ходу давления с коэффициентом корреляции, равном $-0,67$. Во второй и третьей декаде февраля, а также в марте изменения общего содержания озона в основном следуют ходу давления. Что касается связи с температурой, то здесь коэффициент корреляции оказался необычно высоким ($-0,87$). По-видимому, это связано со смесью воздушных масс, от чего в равной мере зависят непериодические изменения как температуры, так и общего содержания озона.

В заключение автор приносит глубокую благодарность Г. П. Гушину за помощь при выполнении данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд-во АН СССР. М.—Л. 1951.
2. Гушин Г. П. Измерение озона с борта движущегося корабля. Информационный сборник, № 7. Гидрометеониздат. Л. 1959.

ИЗМЕРЕНИЕ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА С САМОЛЕТА ВО ВРЕМЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПОЛЕТОВ

В работе приводятся результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время горизонтальных полетов на самолете над территорией СССР осенью 1958 г. и весной 1959 г.

Рассматривается влияние синоптической обстановки на горизонтальное распределение озона.

В статье [1] были описаны прибор, методика наблюдений и расчета общего содержания атмосферного озона при измерениях с самолета. В настоящей работе приводятся результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время двух маршрутных полетов в 1958 и 1959 гг.

В первом полете, происходившем в октябре—ноябре 1958 г. по маршруту Ленинград — Одесса — Минеральные Воды — Актюбинск — Алма-Ата — Свердловск — Ленинград, изучалось широтное и долготное распределение общего содержания озона в атмосфере в осеннее время года (маршрут полета показан на рис. 4). Во втором полете в мае 1959 г. по маршруту Ленинград — Мурманск — Ленинград — Одесса — Тбилиси — Одесса — Ленинград изучалось широтное распределение озона в весеннее время года. Во время полета, помимо содержания озона, также измерялась температура и влажность воздуха на уровне полета.

Для измерения содержания озона использовался озонометр со светофильтрами, изготовленный в экспериментально-производственных мастерских Главной геофизической обсерватории им. Воейкова, для измерения температуры и влажности использовался самолетный метеорограф и стоечный термометр. Всякий раз перед вылетом и после возвращения из полета озонометр сравнивался с эталонным прибором — спектрофотометром Добсона, установленным в пос. Воейково (Ленинградская область).

Измерения содержания озона с самолета позволили за сравнительно короткий промежуток времени охватить большой район с различными метеорологическими условиями. Ценность проделанных измерений заключается в том, что эти измерения были произведены одним и тем же прибором на большой площади и что эти измерения были сделаны на высоте в основном 3 км, где влияние аэрозолей и рассеянного света было значительно меньше, чем на поверхности земли. Все данные по озону в этой работе приведены по новой шкале Вигру.

В результате обработки наблюдений построено два графика широтного распределения общего содержания атмосферного озона (рис. 1).

На рис. 1 показан широтный ход общего содержания озона 24 и 25 октября 1958 г. вдоль меридиана 30° в. д. от Одессы до Ленинграда.

При сравнительно небольшом общем содержании озона наблюдается незначительное увеличение содержания озона с увеличением широты места. Однако это увеличение происходит не плавно, а по сложной кривой, причем на участке $46-54^\circ$ имеет место изменение знака широтного градиента озона.

На рис. 1 показан также широтный ход общего содержания атмосферного озона 7—9 мая 1959 г. вдоль меридиана 30° в. д. от Одессы до Мурманска (кривая 2). На рисунке хорошо видно возрастание общего содержания озона от 55 до 69° с. ш. Однако на участке от Одессы до Киева наблюдается небольшое уменьшение содержания озона.

Как и в предыдущем случае, измерения обнаружили сложный ход содержания озона по широте.

Долготное распределение содержания озона по данным полетов показано на рис. 2 и 3 (кривая x). Как видно из рисунков, долготное рас-

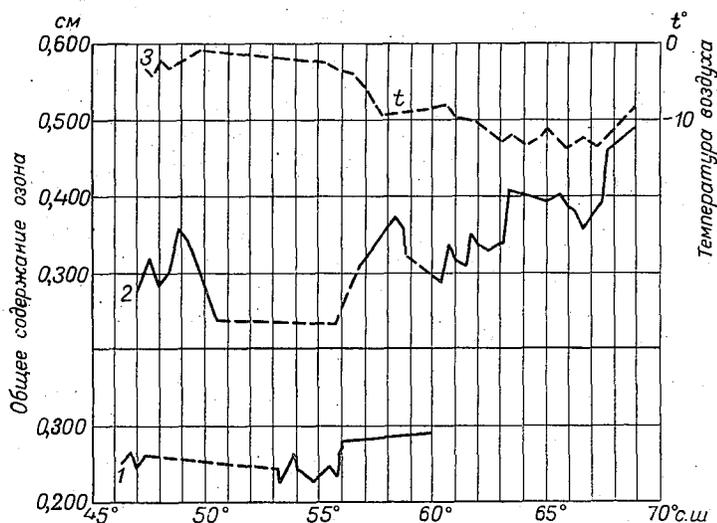


Рис. 1. Изменение общего содержания атмосферного озона вдоль меридиана 30° в. д. по данным самолетных измерений 24 и 25 октября 1958 г. (1), 7, 8 и 9 мая 1959 г. (2) и температура воздуха на высоте 3 км 7, 8 и 9 мая 1959 г. (3).

пределение не обладает постоянством и имеет довольно сложную структуру, связанную, как показано дальше, с синоптическими условиями в тропосфере и нижней стратосфере.

Для изучения связи между общим содержанием озона и температурой воздуха на высоте 3 и 2,1 км были построены кривые температуры на рис. 1, 2 и 3 (кривые t). Рассмотрение этих кривых совместно с кривыми распределения озона показывает, что содержание озона и температура воздуха на высоте 3 и 2,1 км связаны между собой и имеют обратный ход. Подобный результат был получен нами ранее иным путем при изучении связи между общим содержанием озона и температурой воздуха в свободной атмосфере над пос. Воейково и над Владивостоком [2]. Оказалось, что коэффициенты корреляции между температурой на высоте 3 км и общим содержанием озона над указанными пунктами весной, летом и осенью были отрицательны и равнялись для Воейково $-0,75$, для Владивостока $-0,65$.

Такая тесная связь общего содержания озона с температурой является, вероятно, следствием большого влияния аэросиноптических условий на изменение содержания озона.

На рис. 2 (точка 1) показан случай пересечения на самолете фронтальной зоны на маршруте Одесса — Минеральные Воды 26 октября 1958 г. при подходе к Ростову-на-Дону.

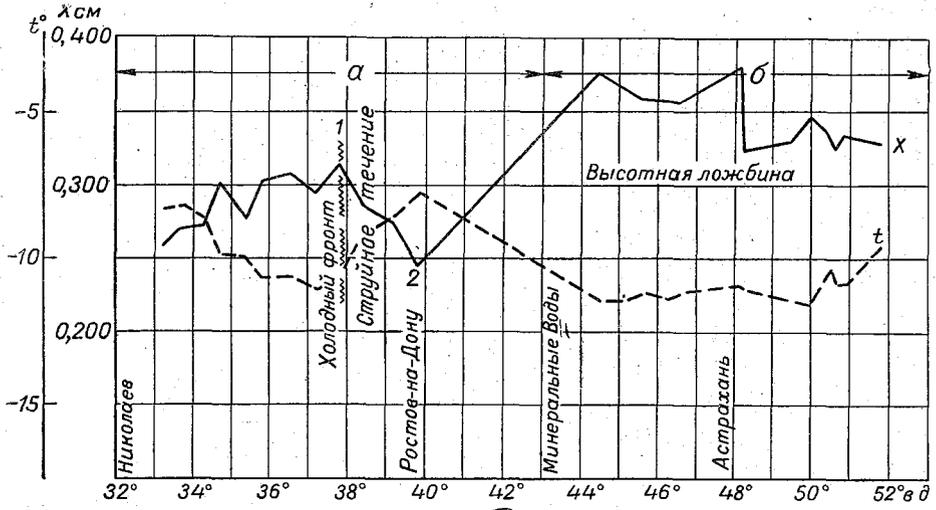


Рис. 2. Разрез по долготе, полученный с самолета.

x — общее содержание атмосферного озона в сантиметрах, t — температура воздуха на высоте 3 км в градусах. a — маршрут Одесса — Минеральные Воды 26 октября 1958 г., b — маршрут Минеральные Воды — Актюбинск 27 октября 1958 г.

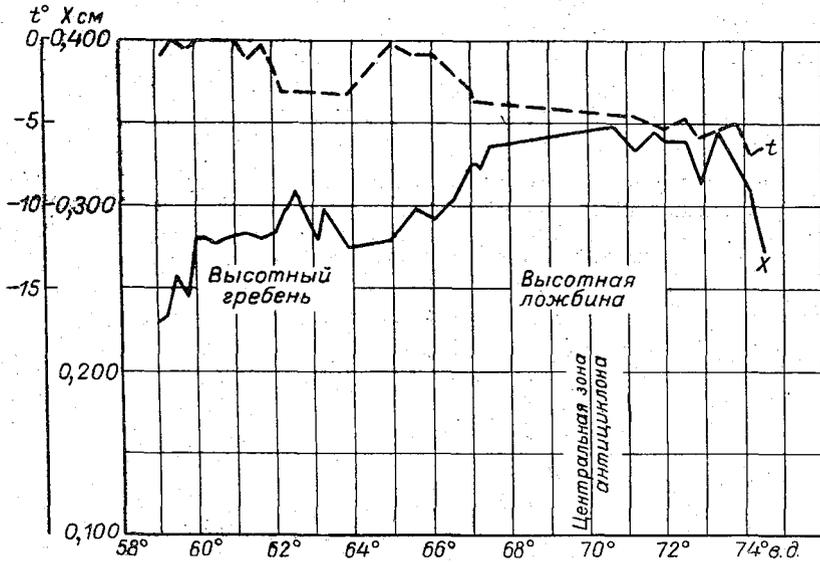


Рис. 3. Разрез по маршруту Балхаш—Актюбинск, полученный с самолета 3 ноября 1958 г. при полете через район антициклона.

x — общее содержание атмосферного озона в сантиметрах, t — температура воздуха в градусах на высоте 2100 м.

На высоте 3 км самолет вошел в теплую воздушную массу, в результате чего температура воздуха за короткий промежуток времени повысилась на 4°C . В то же время произошло уменьшение общего содержания озона на 23%. Рассмотрение карт барической топографии поверх-

ности 300 мб за 26 октября (рис. 4; маршрут обозначен пунктиром, участок 1—2 соответствует участку 1—2 на рис. 2) показало, что в момент пересечения фронтальной зоны над Ростовом-на-Дону располагалось струйное течение, проходящее по периферии высотной ложбины. В зоне струйного течения в верхней тропосфере и нижней стратосфере соприкасались различные воздушные массы, имеющие, по-видимому, разное содержание озона, что в конечном счете и привело к резкому колебанию общего содержания озона во время полета.

На рис. 4 видно, что в районе Ростова-на-Дону траектория полета пересекает ось струйного течения, причем направление полета таково, что самолет прошел из внутренней области высотной ложбины во внешнюю. Этот переход на кривой x (рис. 2) характеризуется быстрым понижением содержания озона (участок 1—2). Отсюда можно сделать предварительный вывод, что внутренние области ложбин, сообщаемые с высотной полярной депрессией и ограниченные струйным течением, характеризуются повышенным содержанием озона по сравнению с соседними областями. Горизонтальный градиент общего содержания озона, как это следует из рис. 2, достигает на участке 1—2 0,035 см/град. В то же время средний широтный градиент общего содержания озона в октябре 1958 г., по данным советских озонметрических станций, составлял всего 0,002 см/град. [2], т. е. был в 17 раз меньше. Данные о повышении общего содержания озона в области высотной ложбины совпадают с результатами, полученными по измерениям в пос. Воейково [2], а также в Оксфорде и Тромсе [4].

Дальнейший полет от Минеральных Вод до Актюбинска происходил на следующий день 27 октября на высоте 3 км в сравнительно холодной воздушной массе. Общее содержание озона было при этом довольно высоким и составляло в среднем 0,350 см. Рассмотрение карт барической топографии поверхности 300 мб за 27 октября (рис. 5) показало, что над районом маршрута располагалась хорошо выраженная высотная ложбина с осью, направленной на 3-часовой карте от Среднего Урала к Турции. В последующие сутки ось ложбины смещалась к востоку, так что в момент полета она пересекала траекторию полета. Эта ложбина позволила северным воздушным массам, богатым озоном, в тропосфере и нижней стратосфере проникнуть далеко к югу, включая район маршрута, и вызвала одновременно значительное понижение температуры в тропосфере.

На рис. 3 приведен случай пересечения самолетом антициклона над Казахстаном 3 ноября 1958 г. В центральной зоне антициклона было обнаружено повышенное содержание озона, составлявшее в среднем 0,340 см. Известно, что над северо-западной Европой в центральной части антициклона и в особенности в его тыловой части нередко наблюдается пониженное содержание озона [3]. В то же время по наблюдениям в Юго-Восточной Азии над Китаем и Японией в антициклонах наблюдается повышенное содержание озона [4]. Антициклон над Казахстаном похож по содержанию озона на азиатский антициклон.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Широтное распределение общего содержания атмосферного озона не характеризуется плавной кривой. Даже на сравнительно небольших расстояниях эта кривая имеет сложную структуру. В среднем на рассмотренных маршрутах с увеличением широты общее содержание озона увеличивалось.

2. Долготное распределение общего содержания озона также имеет сложную структуру, которая связана с высотным барическим полем. В частности, высотная ложбина над районом наблюдений сопровождалась повышенным содержанием озона.

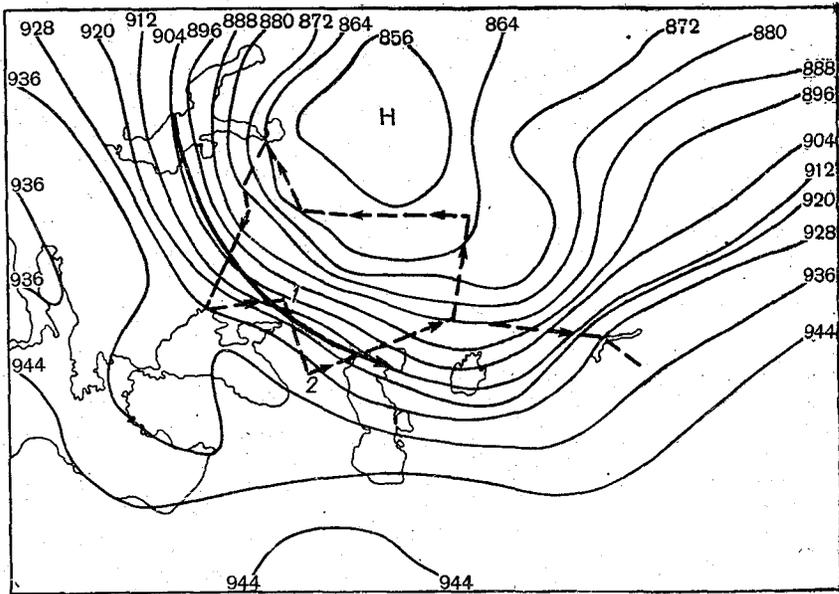


Рис. 4. Карта барической топографии поверхности 300 мб 26 октября 1958 г.

Сплошные линии — изогипсы, жирная сплошная линия — ось струйного течения, пунктирные линии — маршрут полета.

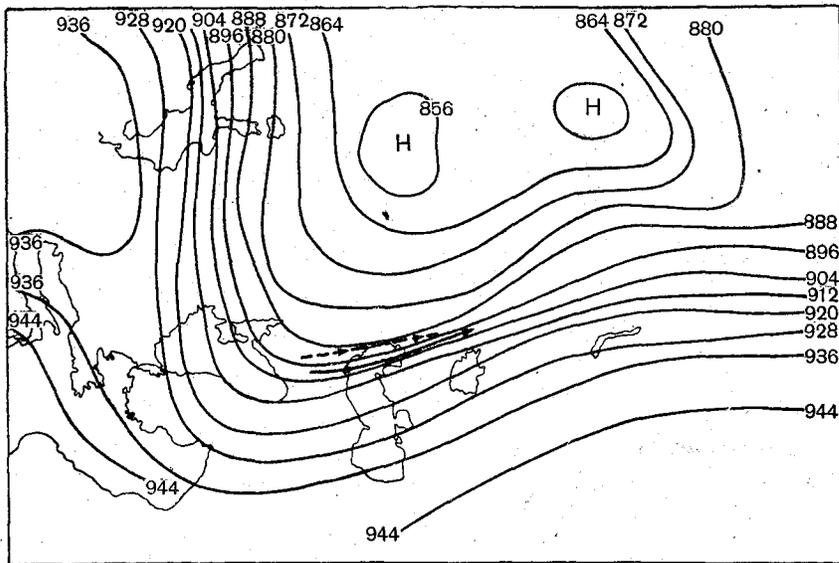


Рис. 5. Карта барической топографии поверхности 300 мб 27 октября 1958 г.

Усл. обозначения см. на рис. 4.

3. При пересечении зоны под струйным течением обнаружен значительный горизонтальный градиент общего содержания озона, превышающий во много раз обычный широтный градиент содержания озона и направленный из внутренней области ложбины, охватываемой струйным течением, во внешнюю область.

4. Во время маршрутных полетов обнаружена тесная связь между общим содержанием озона и температурой воздуха на высотах 3 и 2,1 км, причем кривые содержания озона и температуры имели противоположный ход.

В работе по измерениям содержания озона с самолета принимали участие сотрудники ГГО В. Б. Александрович и А. М. Шаламянский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гущин Г. П. Измерение озона с самолета. Труды ГГО, вып. 93. 1969.
2. Гущин Г. П. Предварительные результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время МГГ в СССР. (См. настоящий сборник).
3. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд-во АН СССР. М.—Л. 1951.
4. Хвостиков И. А. Озон в стратосфере. Успехи физических наук, т. 59, вып. 2. 1956.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ НАД АТМОСФЕРНЫМИ ЯДРАМИ КОНДЕНСАЦИИ ЗА ПЕРИОД МГГ

В статье приведены некоторые предварительные характеристики распределения ядер конденсации в атмосфере над шестью пунктами Европейской территории СССР, полученные по материалам наблюдений Международного геофизического года.

Изучение ядер конденсации наряду с другими важными проблемами метеорологии было включено в программу Международного геофизического года. Впервые в Советском Союзе организована сеть станций, на которой с января—марта 1958 г. проводятся регулярные наблюдения за атмосферными ядрами конденсации у поверхности земли и в свободной атмосфере.

До сих пор в свободной атмосфере проводилось мало наблюдений. В Западной Европе в разные годы было произведено 28 аэростатных подъемов [5]. В 1946 г. летом в районе г. Ленинграда под руководством Е. С. Селезневой выполнено 23 самолетных подъема; наблюдения проводили В. А. Зайцев и И. И. Честная [3]. В 1947 г. И. И. Гайворонским [1] (Центральная аэрологическая обсерватория) проведено 14 аэростатных подъемов под Москвой. По всем этим данным вследствие их малочисленности нельзя достаточно надежно судить о среднем распределении ядер по вертикали; к тому же эти данные трудно сравнимы, так как получены разными методами наблюдений. Однако уже и эти наблюдения показали, что убывание ядер по высоте происходит по экспоненциальному закону. Плавное убывание концентрации ядер с высотой нарушается при наличии задерживающих слоев, под которыми, как правило, наблюдается возрастание концентрации.

Обнаружено также изменение характера распределения ядер в разные часы суток, заметное уменьшение концентрации ядер в облаках [2, 3]. Гайворонский [1] провел ряд наблюдений в циклональную и антициклональную погоду и пришел к выводу, что в нижнем двухкилометровом слое в антициклональных условиях содержится большая концентрация ядер, чем в циклональных.

Все эти результаты и выводы нуждаются в дальнейшей проверке и уточнении на большом материале и для разных географических условий, что является одной из задач исследований ядер конденсации на материалах МГГ. Основные задачи исследований ядер конденсации и программа наблюдений советских станций были опубликованы в начале МГГ [6].

Сеть станций, выполняющих наблюдения за ядрами конденсации включает 6 пунктов самолетного зондирования атмосферы: Ленинград,

Москва (Внуково), Киев, Казань, Свердловск и Сталинград; методическое руководство работами станций осуществляет Главная геофизическая обсерватория (отдел аэрологических исследований).

Наблюдения за ядрами конденсации в свободной атмосфере в 1958 г. проводились в 03 и 15 часов по московскому времени несколько дней в месяц: в Ленинграде и в Москве один день в пятидневку (5, 10, 15, 20, 25 и 30-го числа каждого месяца), т. е. 6 дней в месяц, в остальных пунктах один день в декаду (5, 15, 25-го числа). Кроме того, все пункты вели наблюдения в международные метеорологические интервалы (в каждом квартале по 10 дней). Измерения осуществлялись на высотах 250, 500, 750, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 и т. д. через 500 м до потолка зондирований (6500—7000 м).

Наземные наблюдения велись в тех же пунктах по возможности ежедневно в 4 срока (03, 09, 15 и 21 час по московскому времени), за исключением Москвы, где наземные наблюдения проводились только в дни и сроки зондирований.

Для наблюдений в свободной атмосфере в экспериментальных мастерских ГГО изготовлены самолетные установки, разработанные Н. Н. Александровым и О. П. Петренчук [1]. Каждая установка состоит из счетчика Шольца, заборника проб наружного воздуха, осветительных устройств и амортизирующих приспособлений.

При измерениях необходимо обеспечить надежную изоляцию взятой пробы от воздуха внутри кабины самолета. Это было достигнуто применением специального заборника [1]. Заборник состоит из изогнутой трубки, выставляемой в отверстие на потолке самолета навстречу воздушному потоку, резинового шланга и дополнительного краника на насосе счетчика. Резиновый шланг соединяет трубку с дополнительным краником, который имеет 3 рабочих положения: а) обеспечивает непрерывный поток воздуха через систему заборника, б) во время забора пробы воздуха направляет его непосредственно в насос, в) позволяет устранить избыток давления воздуха в насосе, образовавшийся в результате скоростного напора при взятии пробы.

Таким образом, при взятии пробы исключено смешивание ее с воздухом изнутри кабины самолета.

Наблюдения на самолете проводились только при подъеме, что также необходимо во избежание засорения счетчика воздухом из кабины самолета во время введения пробы в камеру прибора.

Методика наблюдений за ядрами конденсации, а также особенности установки счетчиков на земле и в самолете описаны в Методических указаниях, переданных на пункты наблюдений.

Инженеры-аэрологи пунктов зондирований прошли стажировку (в течение 10—15 дней) при ГГО. Несмотря на это, в первые месяцы наблюдения оказались неудовлетворительными, так как работа со счетчиком, особенно на самолете, требует навыков и хорошего знания особенностей прибора. Надежные материалы наблюдений стали поступать лишь с марта—апреля 1958 г. Все же за последующие месяцы 1958 г. и за 1959 г. пункты зондирований представили в ГГО значительный и весьма ценный материал наблюдений. Большую работу по выполнению программы наблюдений и подготовке таблиц результатов наблюдений провели инженеры-аэрологи В. М. Архипов (Казань), А. И. Павленко (Киев), Е. А. Холодова (Свердловск), И. В. Покровская (Москва), Н. К. Важинский (Сталинград) и М. А. Беяшева (Ленинград).

В целом по станциям за 1958 г. получен материал, который по своему объему значительно превосходит материалы, содержащиеся в других работах. Число наблюдений по каждой станции указано в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что на всех пунктах проведено большое число зон-

дирований с измерениями ядер, однако оно различно, несмотря на одинаковую программу наблюдений. Так, между Ленинградом и Москвой эта разница составляет 57 зондирований, в Казани и Свердловске самолетных подъемов было выполнено в полтора-два раза больше, чем в Киеве и Сталинграде.

Таблица 1

Число наблюдений за ядрами конденсации за 1958 г.

| Пункт | Число самолетных зондирований | Число наземных наблюдений |
|----------------------------|-------------------------------|---------------------------|
| Ленинград | 163 | 768 |
| Москва (Внуково) | 106 | 119 |
| Киев | 66 | 1100 |
| Казань | 95 | 1282 |
| Свердловск | 126 | 1308 |
| Сталинград | 67 | 1136 |
| Сумма за год | 623 | 5713 |

Для всех пунктов найдены среднемесячные величины концентрации ядер у земной поверхности (рис. 1). Содержание ядер в приземном слое атмосферы в течение года не остается постоянным как от пункта к пункту, так от месяца к месяцу. По приведенным данным нельзя полностью судить о годовом ходе содержания ядер, поскольку отсутствуют данные за первые два месяца года, но предварительные замечания все же можно высказать. Прежде всего отмечается существенное различие в концентрациях ядер в Свердловске и в Москве по сравнению с остальными пунктами. Это объясняется расположением мест наблюдений по отношению к промышленным объектам. Пункт наблюдения под Свердловском находится на юго-восточной окраине города, поэтому при преобладающих западных и северо-западных ветрах дым и пыль переносятся к пункту со стороны города. Вблизи Москвы, во Внуково, велико влияние самого аэропорта, где большое загрязнение воздуха обусловлено, помимо промышленных источников, воздушным и наземным транспортом. В Ленинграде, где также велика промышленная деятельность, пункт зондирования почти всегда находится в стороне от промышленных дымов, которые сносятся в восточном направлении, поэтому концентрация ядер здесь значительно меньше, чем вблизи Свердловска и Москвы.

В Ленинграде, Свердловске, Москве отмечается заметное уменьшение концентрации ядер от зимы к лету, минимум концентрации приходится на июнь. Сравнительно слабо выражен годовой ход концентрации ядер в Киеве, Казани и Сталинграде. В Киеве наземные наблюдения ведутся на агрометеостанции, расположенной в черте города, в Казани — на восточной окраине города, поэтому в этих пунктах велико влияние городских условий. Несколько выпадает из общего хода по содержанию ядер Сталинград, где концентрация ядер сравнительно невелика, что может быть объяснено слабым влиянием города, так как аэропорт расположен к западу от Сталинграда (примерно в 25 км). В пунктах с более высокой концентрацией ядер конденсации не наблюдались значения меньше 2—3 тыс. на 1 см³; максимальные значения достигали 100—200 тыс. ядер на 1 см³.

Минимальное из отдельных измерений содержание ядер в атмосфере отмечено в конце весны, начале лета, при заторах холодных воздушных

масс с севера. Так, в один из таких дней под Ленинградом наблюдалось 300 ядер на 1 см^3 .

Переходим к рассмотрению полученных данных по вертикальному распределению ядер в свободной атмосфере. Большие различия в концентрациях обусловлены физико-географическими условиями, типом воздушных масс и состоянием полей метеоэлементов в этих массах. В качестве иллюстрации приведем данные двух зондирований, выполненных в районе Мурманска и Киева, во время научного полета 7—8 мая 1959 г. (рис. 2). В этих удаленных друг от друга и весьма различных по географическому положению пунктах распределение ядер конденсации резко отличается. Особенно велики расхождения в концентрации ядер в самом нижнем слое атмосферы.

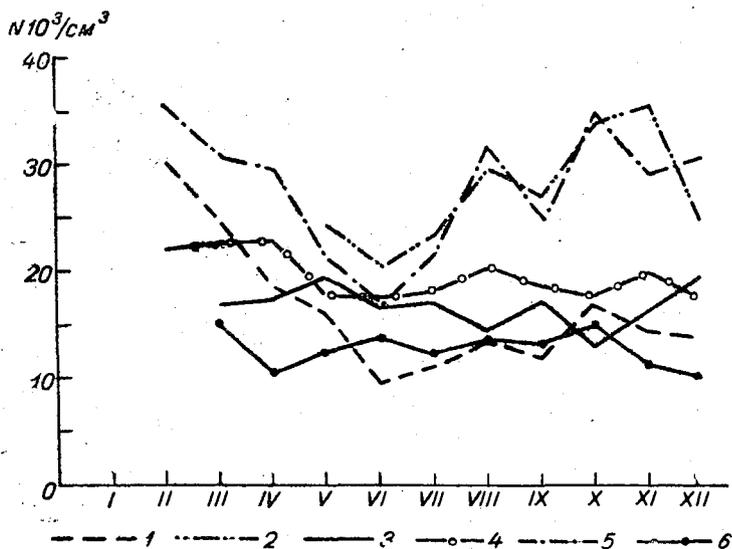


Рис. 1. Распределение ядер конденсации у земли за 1958 г.
1 — Ленинград, 2 — Москва, 3 — Киев, 4 — Казань, 5 — Свердловск,
6 — Сталинград.

На рис. 3 приведены кривые вертикального распределения ядер конденсации по каждому пункту в среднем за 1958 г. (данные по Свердловску полностью не обработаны, как требующие дополнительной проверки, и потому не приводятся). Все кривые распределения существенно различаются до высот 3,5—4 км, выше 4 км разница в содержании ядер очень мала.

Различие в ходе кривых прослеживается, если нанести распределение ядер с высотой в полулогарифмической шкале. Почти на всех кривых можно выделить три участка: а) от поверхности земли до высот 2—3 км, б) переходный слой от 2 до 3—4 км, в) слой выше 3—4 км. Наличие переходного слоя может быть обусловлено в некоторой степени методическими причинами. Дело в том, что на высотах 2—3 км обычно происходит смена счетных сеток (переход с сетки Z_1 на сетку Z_2). Параллельные наблюдения по двум сеткам на этих высотах лишь отчасти сгладили этот переход. Несомненно, имеют место также и физические причины, приводящие к различиям в распределении ядер по слоям атмосферы. Обычно ниже 2—3 км расположены задерживающие слои, которые нарушают плавное убывание концентрации ядер.

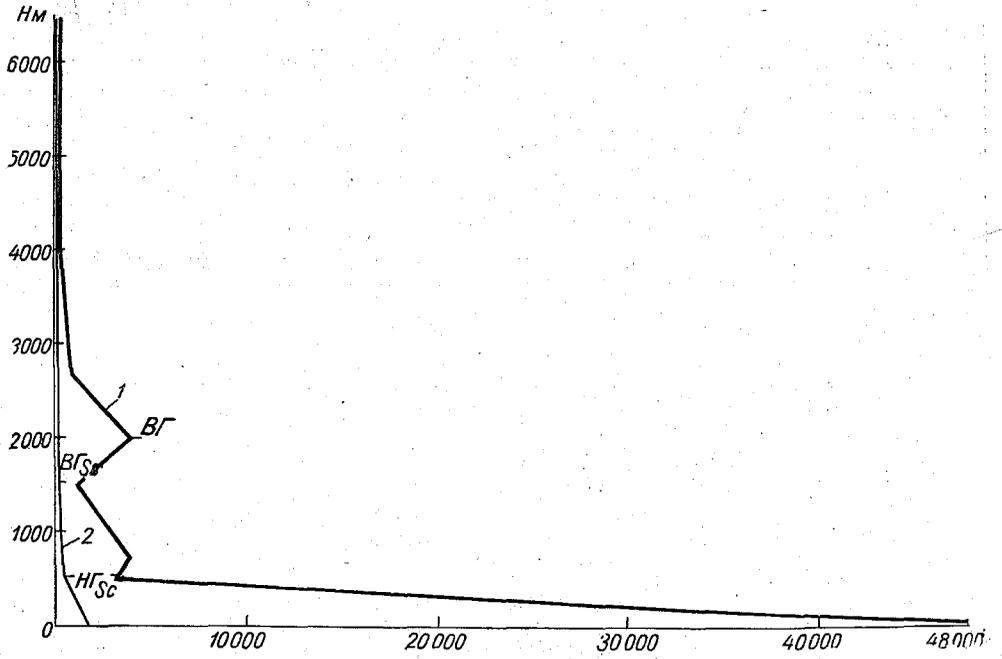


Рис. 2. Распределение ядер конденсации над Киевом 8 мая (1) и Мурманском 7 мая (2).

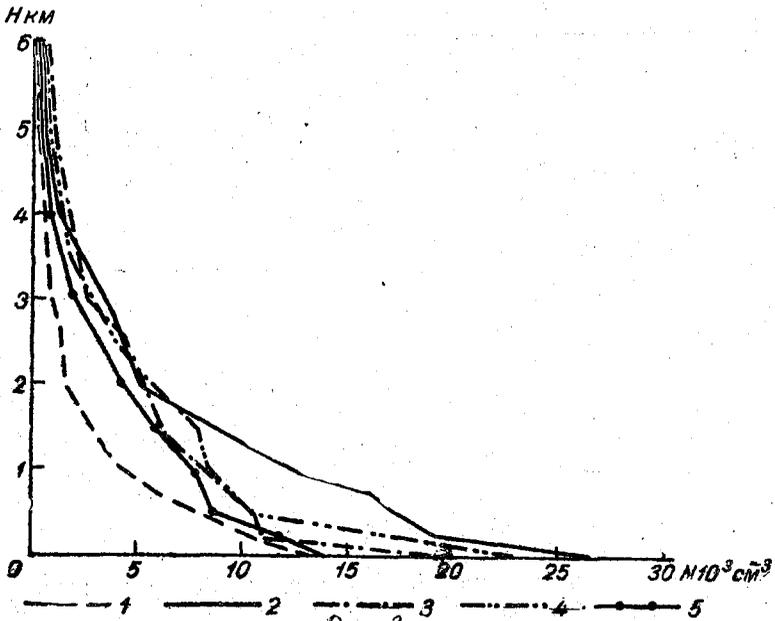


Рис. 3. Вертикальное распределение ядер конденсации (среднее за 1958 г.).

1 — Ленинград, 2 — Москва, 3 — Киев, 4 — Казань, 5 — Сталинград.

Для каждого отдельного слоя на рис. 4 убывание концентрации ядер с высотой, очевидно, можно представить экспоненциальной формулой

$$N = N_0 e^{-\frac{z}{h}}$$

Значения коэффициентов h , вычисленные для каждой станции по слоям, приведены в табл. 2.

Значения коэффициентов h по слоям

Таблица 2

| Пункт | Слой от 0 до 2—3 км | Слой от 3—4 до 6 км |
|----------------------|---------------------|---------------------|
| Ленинград | 940 | 2215 |
| Москва | 1400 | 1740 |
| Киев | 2500 | 2150 |
| Казань | 2500 | 1340 |
| Сталинград | 1670 | 1200 |

Разные значения h указывают на различия физических условий, определяющих вертикальное распределение ядер над различными пунктами. В нижнем слое атмосферы (до 2—3 км) сходные значения h получены для Москвы и Сталинграда (1400—1670) и для Киева и Казани (2500). Очень медленное убывание концентрации ядер с высотой над последними двумя пунктами может быть следствием значительной турбулентности или вызвано преобладанием очень мелких ядер. Наиболее быстрое убывание с высотой количества ядер происходит в районе Ленинграда ($h=940$ м).

Значения коэффициентов должны быть уточнены для разных сезонов и различных метеорологических условий. В отдельные дни наблюдалось самое разнообразное вертикальное распределение ядер, экспоненциальное убывание концентрации ядер нарушалось довольно часто.

Различие в содержании ядер над разными пунктами указывает на пространственную неоднородность в распределении ядер. Значительные горизонтальные неоднородности концентрации ядер конденсации были прослежены во время длительных полетов на одной и той же высоте. В качестве примера остановимся на результатах наблюдений на двух участках большого маршрута Ленинград—Тбилиси—Ленинград, по которому был совершен научно-исследовательский полет в мае 1959 г. На первом участке Ленинград—Минск полет происходил 8 мая на высоте 2100 м. Концентрация ядер конденсации во время полета изменялась от 200—300 до 3,5—4 тыс. в 1 см^3 . Во время второго полета на участке Тбилиси—Сухуми (высота 2300 м), состоявшегося 12 мая, содержание ядер в атмосфере также изменялось довольно значительно: от 200 до 2,2 тыс. (в 1 см^3), т. е. на порядок. Очевидно, наблюдающиеся горизонтальные неоднородности в распределении ядер конденсации могут возникать как вследствие чисто местных факторов (наличия местных источников загрязнения атмосферы), так и под влиянием общециркуляционных условий. Например, уже раньше было замечено резкое изменение концентраций ядер при смене воздушных масс [5]. Наблюдениями при горизонтальных полетах это подтвердилось.

Более подробный разбор результатов наблюдений по данному маршруту и другим горизонтальным полетам будет дан в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Н. Н. и Петренчук О. П. Метод измерения ядер конденсации в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
 2. Гайворонский И. И. О ядрах конденсации в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 4, М.—Л., 1949.
 3. Грабовский Р. И. Атмосферные ядра конденсации. Гидрометеоиздат. 1956.
 4. Зайцев В. А. Распределение ядер конденсации в дни с кучевой облачностью. Труды ГГО, вып. 7 (69). 1948.
 5. Селезнева Е. С. О ядрах конденсации в атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7, 1945.
 6. Селезнева Е. С. Изучение ядер конденсации и химических примесей в осадках в период МГГ. Информационный сборник, № 3, Комитет МГГ, ГУГМС. Гидрометеоиздат, 1957.
 7. Landsberg H. Atmospheric condensation nuclei Ergebnisse der Kosmischen Physik, Bd. III. Leipzig, 1938.
-

О ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЯДЕР КОНДЕНСАЦИИ В АТМОСФЕРЕ

В статье приводятся опытные данные, характеризующие среднее распределение по вертикали ядер конденсации, и теоретически рассматривается вопрос о закономерности распределения в условиях турбулентной атмосферы и при наличии коагуляции ядер.

Вертикальное распределение аэрозолей обычно описывается экспоненциальной функцией

$$N(z) = N_0 e^{-\frac{z}{h}} \quad (1)$$

где $N(z)$ и N_0 — концентрации частиц в единице объема (см^{-3}) на разных высотах и на начальном уровне измерения.

Такая закономерность в распределении частиц в атмосфере была получена эмпирическим путем, коэффициент h неоднократно определялся из опытных данных. Для наиболее мелких частиц, так называемых ядер конденсации Айткена (r от 10^{-6} до 10^{-4} см), были найдены [1, 2] значения $h \approx 750$ м, для крупных пылевых частиц $h \approx 100-200$ м.

Очевидно, величина h должна быть уточнена для различных физико-географических и метеорологических условий. Так как основным фактором, определяющим распределение аэрозолей по высоте, является вертикальный обмен, рассмотрим особенности распределения ядер в условиях летнего конвективного режима и развитой турбулентности.

Из материалов наблюдений за ядрами конденсации в период Международного геофизического года по трем пунктам самолетного зондирования атмосферы — Ленинград, Москва и Казань — отобраны наблюдения в летние дни при развитии конвективных облаков (различной мощности). В общей сложности по всем пунктам за лето 1958 г. дней с наблюдениями за ядрами конденсации в указанных условиях погоды оказалось 25, а число зондирований — 50¹. Для сравнения укажем, что в упомянутых работах [1] и [2] число зондирований составляло 14 и 23, а в известном исследовании Виганда [3] — 14, причем наблюдения последнего относились к различным сезонам и неоднородным условиям погоды.

Среднее распределение концентрации ядер конденсации по вертикали на основании указанных данных приведено на рис. 1. Это распределение до высоты 4 км можно характеризовать зависимостью

$$N = N_0 e^{-\frac{z}{1300}}, \quad (2)$$

где z в метрах.

¹ Эти данные пополнились результатами наблюдений за 1959 г., которые будут включены в дальнейшие разработки.

Выше 4 км убывание концентрации ядер с высотой замедляется, и коэффициент в формуле (2) для слоя от 4 до 6 км должен быть взят значительно большим (~ 3600 м).

От эмпирических формул других авторов уравнение (2) отличается несколько большим значением коэффициента h . По-видимому, это соответствует условиям более интенсивного вертикального обмена, при котором убывание концентрации ядер с высотой должно происходить медленнее.

Формула вида (1) для распределения ядер конденсации и других аэрозолей может быть выведена также и теоретическим путем при некоторых предположениях. Принимают, что при установившемся распределении аэрозолей по вертикали имеет место равновесие между турбулентным потоком частиц, направленным вверх, и нисходящим потоком их вследствие гравитационного оседания. Следовательно, можно написать

$$\frac{d}{dz} \left(K \frac{dN}{dz} \right) + v \frac{dN}{dz} = 0, \quad (3)$$

где K — коэффициент турбулентности, v — скорость оседания частиц, зависящая от их размера.

Для условий свободной атмосферы естественно принять $K = \text{const}$, тогда

$$K \frac{dN}{dz} + vN = 0 \quad (4)$$

и после интегрирования

$$N = N_0 e^{-\frac{v}{K} z} \quad (5)$$

Из формулы (5) следует, что убывание концентрации аэрозолей должно происходить тем быстрее, чем крупнее частицы (т. е. чем больше v), и тем медленнее, чем интенсивнее вертикальный обмен. Качественно этот вывод согласуется с опытными данными: концентрация мельчайших аэрозолей (ядер конденсации), действительно, убывает с высотой медленнее, чем концентрация крупных частиц; кроме того, для той же группы частиц (например, для ядер конденсации) в дневное время при интенсивном обмене убывание концентрации с высотой происходит медленнее, чем в утренние и вечерние часы [2]. Однако количественного соответствия между теоретической формулой (5) и эмпирическими данными не получается.

Так, для большинства ядер конденсации ($r \sim 10^{-5} - 10^{-4}$ см) скорость падения $v(r)$ составляет $10^{-4} - 10^{-2}$ см/сек., коэффициент турбулентности K для условий свободной атмосферы летом имеет порядок 10^5 см²/сек., следовательно, $h = \frac{K}{v} \approx 10^7, 10^9$ см, т. е. на 2—4 порядка отличается от эмпирического значения $h \approx 10^5$ см [см. формулу (2)]. Только для частиц $r = 10^{-3}$ см, для которых скорость падения $v(r) \approx 1$ см/сек. при $K = 10^5$ см²/сек. $h = 10^5$ см, т. е. соответствует приведенному выше эмпирическому значению. Для более крупных пылинок ($r \sim 5 \cdot 10^{-3} - 10^{-2}$ см) отношение $\frac{K}{v}$ оказывается чрезмерно малым ($\sim 10^3$ см) и снова не удовлетворяет опытным данным.

Указанное несоответствие, очевидно, является следствием упрощения задачи при ее теоретическом решении. В исходном уравнении (3) не отражены такие факторы, как расход ядер при конденсации и выпадении осадков, а также процесс коагуляции ядер. Последний процесс

должен иметь существенное значение в нижних слоях атмосферы, так как концентрация ядер конденсации здесь весьма значительная ($10^3 - 10^4 \text{ см}^{-3}$).

В общем виде уравнение баланса ядер конденсации при учете основных факторов можно записать следующим образом:

$$\frac{d}{dz} K \frac{dN}{dz} + v \frac{dN}{dz} - \alpha N^2 - \psi = 0. \quad (6)$$

В этом уравнении третий член учитывает коагуляцию частиц, которая, как известно, пропорциональна N^2 [4]; α — постоянная коагуляции. Последний член уравнения (6) должен отражать расход ядер в результате процесса образования облаков и выпадения осадков. Вид функции ψ определить не удалось, но качественно процесс расхода ядер можно представить следующим образом. Рост облачных капель в результате их слияния приводит к тому, что каждая крупная капля включает значительное число первичных ядер конденсации. Если из облака выпадают осадки и капли достигают земной поверхности, то часть ядер полностью удаляется из атмосферы. Если капли под облаком испаряются, то содержащиеся в них ядра оказываются перенесенными из более высоких в нижележащие слои атмосферы. При всех условиях выпадение из облаков крупных капель приводит к удалению части ядер из верхних слоев атмосферы и в конечном счете к более быстрому убыванию концентрации ядер с высотой. При таком механизме удаления ядер конденсации из более высоких слоев атмосферы можно принять, что расход ядер пропорционален N^2 , так как укрупнение и выпадение облачных элементов происходит в основном вследствие их коагуляции. В этом случае два последних члена уравнения (6) можно объединить, но коэффициент при N^2 уже будет отличаться от α .

При рассматриваемых условиях погоды (без осадков и несплошной облачности), когда зондирования проходили вне облаков, последним членом в уравнении (6) можно пренебречь. К тому же для айткеновских ядер конденсации член $v \frac{dN}{dz}$, как мы убедились выше, очень мал, и его можно отбросить. Поэтому уравнение баланса ядер конденсации можно написать в виде

$$\frac{d^2 N}{dz^2} - \frac{\alpha}{K} N^2 = 0. \quad (7)$$

Здесь, как обычно, для условий свободной атмосферы K принято постоянным.

После интегрирования уравнения (7), получаем

$$N = \frac{6K}{\alpha} \frac{1}{(z+C)^2}.$$

При $z=0$ находим

$$N_0 = \frac{6K}{\alpha} \frac{1}{C^2},$$

откуда

$$C = \left(\frac{6K}{\alpha N_0} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (8)$$

Окончательно

$$N = \frac{6K}{\alpha} \frac{1}{\left[z + \left(\frac{6K}{\alpha N_0} \right)^{\frac{1}{2}} \right]^2}. \quad (9)$$

Для характеристики вертикального распределения ядер конденсации удобно взять отношение

$$\frac{N}{N_0} = \frac{C^2}{(z+C)^2} = \frac{1}{1 + 2 \frac{z}{C} + \left(\frac{z}{C} \right)^2}. \quad (10)$$

Отсюда следует, что на высоте $z = C \frac{N}{N_0} = \frac{1}{4}$, что позволяет легко найти C из опытных данных. Для приведенного среднего распределения ядер конденсации (рис. 1) $C = 1,7 \cdot 10^5$ см.

Для вычисления C по формуле (8) нужно знать параметры K и α . Известно, что для свободной атмосферы коэффициент турбулентности можно принять равным $10^5 - 5 \cdot 10^5$ см²/сек; лишь при значительной неустойчивости атмосферы K может превышать эти значения.

О постоянной коагуляции α для условий свободной атмосферы ничего не известно. Теоретическое значение α , по Смолуховскому, равно $3 \cdot 10^{-10}$ см³/сек. Для приземного слоя атмосферы при изучении рассеяния частиц искусственных дымов Е. Н. Теверовский нашел для α значение $\sim 10^{-8}$, причем в зависимости от развития турбулентности и других метеорологических условий α может быть и значительно больше [5]. Некоторые авторы [6] считают, однако, что для размера частиц меньше 10^{-4} см следует принимать молекулярный коэффициент коагуляции равным $3 \cdot 10^{-10}$ см³/сек.

Для указанных двух значений α при $K \approx 10^5$ см²/сек. получаем $C = 4,5 \cdot 10^5$ и $0,8 \cdot 10^5$ см, т. е. при α теоретическом убывание по высоте концентрации ядер происходит очень медленно, при $\alpha = 10^{-8}$ — слишком быстро. На основании имеющихся данных о распределении ядер конденсации по вертикали можно оценить значение α .

На рис. 2 представлено изменение C в зависимости от K для разных заданных α . Для среднего распределения ядер в летних условиях $C \approx 2 \cdot 10^5$ см, а для отдельных географических пунктов C изменяется от $1 \cdot 10^5$ до $3 \cdot 10^5$ см. Так как K лежит в пределах $10^5 - 5 \cdot 10^5$ см²/сек., то, как видно из рис. 2, α должно иметь величину $3 - 5 \cdot 10^{-9}$ см³/сек. Как некоторое среднее значение можно принять $\alpha = 3 \cdot 10^{-9}$ см³/сек. В литературе имеется указание, что коэффициент α для ядер составляет $1,4 \cdot 10^{-9}$ [7], т. е. найденное нами значение близко к этой оценке.

Формула (10), учитывающая два процесса — турбулентный обмен и коагуляцию, — достаточно хорошо отражает среднее распределение айткеповских ядер конденсации (см. рис. 1), но не может быть распространена на крупные частицы с $r > 10^{-4}$ см. Для таких частиц существенную роль играет процесс седиментации, поэтому из уравнения нельзя исключить соответствующий член.

Кривая, рассчитанная по формуле (10), выше 3 км отклоняется от экспериментальной (рис. 2). По-видимому, это определяется тем, что нельзя принимать K постоянным. Резкие изменения K с высотой в связи с наличием инверсионных слоев, как известно, приводят к неравномерному убыванию содержания ядер в атмосфере. Частая повторяемость инверсии в некотором слое атмосферы может сказаться и на среднем распределении ядер конденсации, нарушая простую закономерность убывания концентрации ядер с высотой.

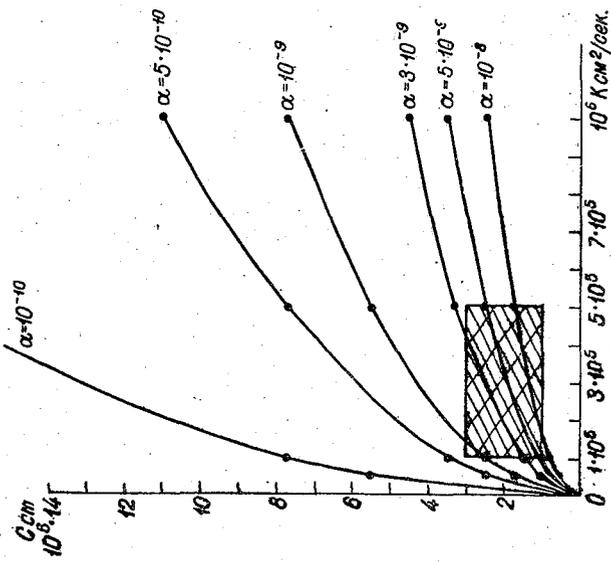


Рис. 2. Изменение параметра C в зависимости от K при заданных значениях α . Заштрихована область наиболее вероятных значений K и C для условий свободной атмосферы.

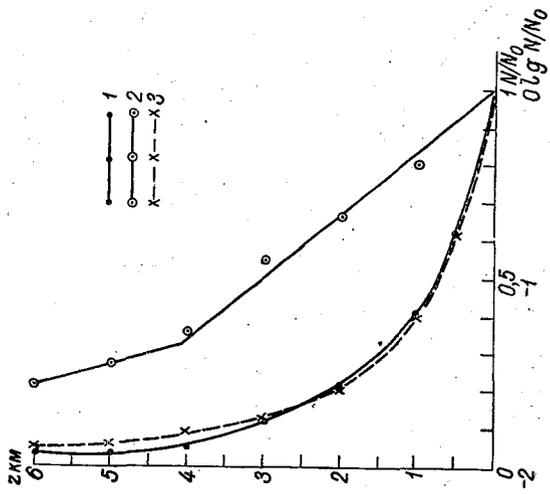


Рис. 1. Изменение с высотой концентрации ядер конденсации ($N/\text{см}^3$), лето 1958 г. 1 — экспериментальная кривая N/N_0 , 2 — экспериментальная кривая $\lg N/N_0$, 3 — вычисленная по формуле (10) при $C=1,7 \cdot 10^5$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Га́йворонский И. И. О ядрах конденсации в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 4, 1949.
 2. Зайцев В. А. Распределение ядер конденсации по высоте в дни с кучевой облачностью. Труды ГГО, вып. 7 (69), 1948.
 3. Wigan A. Die vertikale Verteilung der Kondensationskerne in der freien Atmosphäre. Ann. d. Phys. Bd 59, 1919.
 4. Смолуховский М. Теория коагуляции. Сборник статей «Броуновское движение». ОНТИ, 1936.
 5. Теверовский Е. Н. О диффузии и коагуляции частиц аэрозоля в турбулентном потоке в атмосфере. Новые идеи в области изучения аэрозолей. Сборник статей. Изд-во АН СССР, 1949.
 6. Годес О. М. и Чекунов А. А. Влияние атмосферной турбулентности на кинетику коагуляции аэрозолей. Коллоидный журнал, т. XIX, № 4. 1957 г.
 7. Левич В. Г. Физико-химическая гидродинамика. Изд-во АН СССР. 1957.
 8. Mason B. J. The physics of clouds, Oxford. 1957.
-

ИЗМЕРЕНИЕ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АЭРОЗОЛЕЙ В АТМОСФЕРЕ

Излагаются результаты измерений оптической толщи аэрозолей в 1958 г. Измерения производились в пос. Воейково с поверхности земли в двух участках спектра ($\lambda_1=322\text{м}\mu$ и $\lambda_2=456\text{м}\mu$) и с самолета над рядом районов СССР на высоте 6 км для $\lambda=370\text{м}\mu$.

Изменяющиеся со временем оптические характеристики атмосферы в видимой и ближней ультрафиолетовой области спектра (330—600 $\text{м}\mu$) определяются аэрозолями, так как для чистой атмосферы эти характеристики зависят только от высоты солнца или луны и могут быть найдены теоретически. Аэрозольный слой атмосферы весьма непостоянен, поэтому важно иметь систематические сведения об этом слое и его средние характеристики.

В озонметрической группе Главной геофизической обсерватории в 1958 и 1959 гг. производились измерения оптической толщи аэрозолей с земли и с самолета.

Ставилась задача получить систематические сведения об ослаблении света атмосферными аэрозолями в районе пос. Воейково в узких участках спектра.

Изучение аэрозольного ослабления с помощью неспектральных актинометрических приборов дает только осредненную картину, осложняемую влиянием водяного пара и не учитывающую зависимость аэрозольного ослабления от длины волны. В то же время систематические данные об аэрозольном ослаблении в узких участках спектра для разных сезонов, а также на высоте в атмосфере в настоящее время почти отсутствуют [2].

В данной работе приводится первая часть результатов измерений оптической толщи аэрозолей, полученных в 1958 г.

Измерения производились двумя приборами: спектрофотометром Добсона (наземные наблюдения) и самолетным электрофотометром, изготовленным в Главной геофизической обсерватории.

Применение спектрофотометра Добсона, представляющего собой двойной кварцевый монохроматор с фотоэлектрической системой и температурной компенсацией, позволило значительно повысить точность измерений аэрозольного ослабления.

Для аэрозольных измерений использовались две постоянно закрепленные щели монохроматора, введенные в прибор специально для изучения аэрозолей. Первая щель выделяла свет длиной волны 332 $\text{м}\mu$, вторая щель — 456 $\text{м}\mu$. Спектральные интервалы, выделяемые обеими щелями, были примерно одинаковыми и равнялись 3,0 $\text{м}\mu$. Прямое определение светового потока производилось для длины волны 456 $\text{м}\mu$. Для длины волны 332 $\text{м}\mu$ световой поток измерялся по отношению к длине волны 456 $\text{м}\mu$ с помощью нейтрального оптического клина.

Кроме указанных выше двух щелей, применялась третья щель, которая пропускала свет длиной волны 314 мμ, она в паре со щелью, которая выделяла свет длиной волны 332 мμ, служила для измерений атмосферного озона. В приборе была предусмотрена возможность быстрой проверки длин волн с помощью ртутно-гелиевой лампы. Наводка на солнце осуществлялась с помощью кварцевой призмы, причем использовался метод искусственного неподвижного источника света, роль которого играла рассеивающая свет матированная кварцевая пластинка, установленная перед входной щелью монохроматора. Телесный

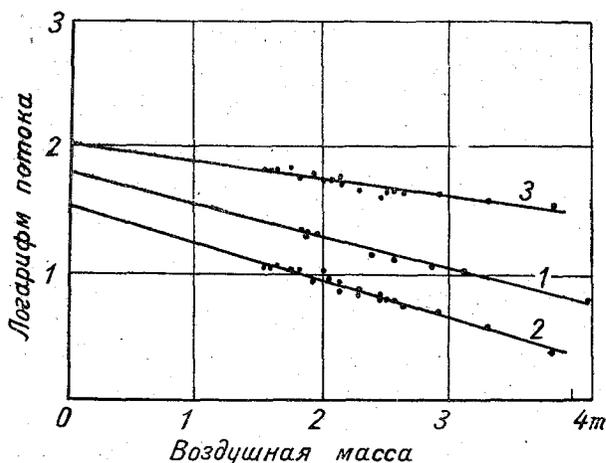


Рис. 1. График для определения постоянных солнечного спектра вне атмосферы.

1 — самолетный озонометр, 21 июня 1958 г., район Сталинграда, $\lambda=370$ мμ. 2 — спектрофотометр Добсона, 11 сентября 1958 г., пос. Воейково, $\lambda=456$ мμ. 3 — спектрофотометр Добсона, 11 сентября 1958 г., пос. Воейково, $\frac{\lambda_1 332}{\lambda_2 456}$ мμ.

угол гелиостатического устройства спектрофотометра в эквивалентной плоскостной мере составлял 8° .

Оптическая толщина аэрозолей определялась путем измерения потока прямого солнечного света в двух узких участках спектра с центрами 332 и 456 мμ при разной высоте солнца. Значения внеатмосферных потоков солнечного света в выбранных участках спектра определялись методом Бугера — Ланглея путем построения графиков зависимости логарифма потока от воздушной массы m и нахождения ординаты при $m=0$.

Было построено 70 таких графиков, один из которых в качестве примера приводится на рис. 1. По оси абсцисс отложены воздушные массы m , по оси ординат — логарифмы световых потоков. Постоянная внеатмосферного светового потока для выбранной длины волны находилась как среднеарифметическая величина из всех 70 графиков. Всего было произведено в 1958 г. 1520 отдельных измерений оптической толщи аэрозолей (табл. 1).

Вычисления производились по формуле Бугера

$$I_\lambda = I_{\lambda,0} 10^{-(\beta_\lambda + \delta_\lambda) m}, \quad (1)$$

где I_λ — поток прямого солнечного света с длиной волны λ на уровне прибора, $I_{\lambda,0}$ — внеатмосферный поток солнечного света с длиной волны λ , β_λ — оптическая толщина чистой атмосферы (по вертикали), δ_λ — оптическая толщина слоя аэрозолей (по вертикали), m — воздушная масса.

Таблица I

Средние суточные значения оптической толщи аэрозолей δ_1 (для $\lambda=332$ м μ)
и δ_2 (для $\lambda=456$ м μ) (десятичные), пос. Воейково, 1958 г.

| Дата | δ_1 | δ_2 | Число случаев наблюдений | Дата | δ_1 | δ_2 | Число случаев наблюдений |
|---------|------------|------------|--------------------------|---------|------------|------------|--------------------------|
| Февраль | | | | Май | | | |
| 20 | 0,078 | 0,049 | 8 | 2 | 0,089 | 0,051 | 8 |
| 21 | 0,034 | 0,019 | 10 | 4 | 0,088 | 0,078 | 1 |
| 25 | 0,122 | 0,080 | 21 | 5 | 0,135 | 0,084 | 4 |
| Среднее | 0,078 | 0,049 | | 9 | 0,188 | 0,118 | 23 |
| Март | | | | 10 | 0,214 | 0,156 | 9 |
| 8 | 0,031 | 0,017 | 17 | 11 | 0,126 | 0,057 | 6 |
| 16 | 0,045 | 0,047 | 5 | 14 | 0,105 | 0,051 | 16 |
| 17 | 0,092 | 0,060 | 43 | 15 | 0,138 | 0,099 | 26 |
| 18 | 0,085 | 0,058 | 20 | 22 | 0,229 | 0,170 | 9 |
| 19 | 0,070 | 0,051 | 1 | 23 | 0,073 | 0,039 | 13 |
| 20 | 0,125 | 0,084 | 16 | 26 | 0,338 | 0,208 | 20 |
| 21 | 0,049 | 0,028 | 16 | 27 | 0,256 | 0,188 | 21 |
| 22 | 0,081 | 0,043 | 20 | 29 | 0,364 | 0,264 | 9 |
| 25 | 0,350 | 0,272 | 5 | 30 | 0,118 | 0,072 | 13 |
| 26 | 0,207 | 0,165 | 5 | 31 | 0,157 | 0,084 | 16 |
| 27 | 0,101 | 0,075 | 6 | Среднее | 0,174 | 0,115 | |
| 29 | 0,137 | 0,095 | 12 | Июнь | | | |
| 30 | 0,138 | 0,101 | 12 | 1 | 0,076 | 0,036 | 22 |
| 31 | 0,101 | 0,063 | 24 | 2 | 0,106 | 0,058 | 7 |
| Среднее | 0,115 | 0,083 | | 3 | 0,150 | 0,092 | 6 |
| Апрель | | | | 4 | 0,272 | 0,176 | 10 |
| 1 | 0,080 | 0,050 | 18 | 7 | 0,100 | 0,037 | 5 |
| 2 | 0,072 | 0,039 | 19 | 9 | 0,360 | 0,287 | 4 |
| 3 | 0,238 | 0,208 | 2 | 10 | 0,342 | 0,245 | 5 |
| 5 | 0,079 | 0,039 | 16 | 12 | 0,066 | 0,028 | 22 |
| 7 | 0,065 | 0,041 | 19 | 14 | 0,105 | 0,096 | 13 |
| 8 | 0,039 | 0,025 | 12 | 17 | 0,107 | 0,056 | 17 |
| 9 | 0,188 | 0,128 | 24 | 18 | 0,129 | 0,082 | 25 |
| 10 | 0,101 | 0,050 | 16 | 19 | 0,123 | 0,070 | 28 |
| 11 | 0,074 | 0,041 | 19 | 20 | 0,164 | 0,109 | 27 |
| 12 | 0,072 | 0,046 | 11 | 21 | 0,090 | 0,043 | 10 |
| 13 | 0,096 | 0,067 | 7 | 24 | 0,188 | 0,133 | 25 |
| 14 | 0,069 | 0,038 | 8 | 25 | 0,128 | 0,069 | 9 |
| 16 | 0,199 | 0,157 | 11 | 26 | 0,208 | 0,146 | 27 |
| 20 | 0,118 | 0,064 | 7 | 28 | 0,284 | 0,232 | 4 |
| 21 | 0,081 | 0,043 | 4 | 29 | 0,250 | 0,177 | 28 |
| 23 | 0,097 | 0,047 | 11 | 30 | 0,213 | 0,130 | 33 |
| 24 | 0,133 | 0,099 | 5 | Среднее | 0,173 | 0,115 | |
| 25 | 0,109 | 0,058 | 5 | Июль | | | |
| 26 | 0,310 | 0,215 | 13 | 1 | 0,146 | 0,094 | 37 |
| 29 | 0,206 | 0,109 | 4 | 2 | 0,177 | 0,120 | 33 |
| Среднее | 0,124 | 0,078 | | 3 | 0,159 | 0,100 | 19 |
| | | | | 4 | 0,192 | 0,127 | 4 |
| | | | | 6 | 0,079 | 0,042 | 10 |
| | | | | 8 | 0,051 | 0,023 | 26 |
| | | | | 9 | 0,081 | 0,069 | 5 |

| Дата | δ_1 | δ_2 | Число случаев наблюдений | Дата | δ_1 | δ_2 | Число случаев наблюдений |
|---------|------------|------------|--------------------------|---------|------------|------------|--------------------------|
| | | | | Август | | | |
| 10 | 0,125 | 0,093 | 11 | 2 | 0,138 | 0,082 | 23 |
| 11 | 0,037 | 0,008 | 30 | 3 | 0,138 | 0,092 | 3 |
| 12 | 0,116 | 0,087 | 32 | 4 | 0,159 | 0,123 | 3 |
| 13 | 0,193 | 0,144 | 13 | 5 | 0,098 | 0,071 | 14 |
| 14 | 0,188 | 0,126 | 4 | 9 | 0,210 | 0,142 | 7 |
| 16 | 0,069 | 0,027 | 33 | 12 | 0,068 | 0,034 | 12 |
| 17 | 0,181 | 0,125 | 23 | 13 | 0,094 | 0,052 | 34 |
| 18 | 0,173 | 0,134 | 9 | 14 | 0,076 | 0,042 | 19 |
| 19 | 0,068 | 0,049 | 4 | 15 | 0,113 | 0,067 | 11 |
| 21 | 0,054 | 0,028 | 7 | 16 | 0,203 | 0,150 | 7 |
| 24 | 0,268 | 0,204 | 21 | 17 | 0,218 | 0,140 | 13 |
| 25 | 0,258 | 0,155 | 32 | 23 | 0,041 | 0,003 | 17 |
| 28 | 0,394 | 0,287 | 22 | 25 | 0,109 | 0,059 | 3 |
| 29 | 0,372 | 0,256 | 22 | 26 | 0,327 | 0,216 | 2 |
| 30 | 0,258 | 0,188 | 30 | 27 | 0,228 | 0,128 | 10 |
| 31 | 0,387 | 0,273 | 14 | 29 | 0,139 | 0,076 | 8 |
| Среднее | 0,175 | 0,120 | | Среднее | 0,148 | 0,092 | |

Из формулы (1) следует, что оптическая толщина аэрозолей

$$\delta_\lambda = \frac{\lg I_{\lambda,0} - \lg I_\lambda}{m} - \beta_\lambda. \quad (2)$$

При использовании длины волны 332 мμ вводилась поправка на содержание озона в атмосфере. Однако эта поправка обычно не превышала 10% оптической толщи аэрозолей и была почти постоянной величиной.

Для оценки погрешности, получающейся при измерении оптической толщи аэрозолей δ , использовалась формула (2).

На основании правил отыскания погрешностей из формулы (2) получаем

$$\Delta_\delta = \frac{1}{m} (\Delta_l + \Delta_{l_0}) + \frac{l + l_0}{m^2} \Delta_m + \Delta_\beta, \quad (3)$$

где $l = \lg I_\lambda$, $l_0 = \lg I_{\lambda,0}$ и знак Δ означает абсолютную погрешность величины. Абсолютная погрешность величины l равна

$$\Delta_l = 0,434 \frac{\Delta_I}{I}. \quad (4)$$

Для $I = 50 \mu\text{A}$ и $\Delta_I = 0,5 \mu\text{A}$ на основании (4) $\Delta_l = 0,004$.

В формуле (3) для средних условий можно положить $\Delta_{l_0} = 0,004$, $\Delta_\beta = 0,002$, $\Delta_m = 0,001$. Тогда абсолютная погрешность величины δ $\Delta_\delta = 0,006$, причем она будет мало изменяться с изменением высоты солнца. Относительная погрешность δ для средних значений этой величины составляла 3–5%.

Результаты измерений оптической толщи аэрозолей с февраля по август 1958 г. в пос. Воейково приводятся в табл. 1. В первой графе

таблицы указана дата измерений, во второй графе — средняя суточная оптическая толща аэрозолей δ_1 для $\lambda=332\text{ м}\mu$, в третьей графе — средняя суточная оптическая толща аэрозолей δ_2 для $\lambda=456\text{ м}\mu$, в четвертой графе — число случаев наблюдений в течение дня. Из табл. 1 следует, что средняя суточная оптическая толща аэрозолей для обеих длин волн колебалась в широких пределах: $\delta_1=0,031-0,394$ и $\delta_2=0,003-0,287$.

Из табл. 1 видно, что в отдельные дни наблюдалась очень высокая аэрозольная прозрачность атмосферы (21 февраля, 8 марта, 11 июля, 23 августа 1958 г.). Кроме того, наблюдались дни с очень малой аэрозольной прозрачностью атмосферы (9 июня, 28 июля 1958 г.).

Ход среднемесячных значений оптической толщи аэрозолей для двух длин волн показан на рис. 2. Из рис. 2 следует, что оптическая толща аэрозолей изменялась со временем одинаково для двух длин волн. Максимальное значение оптической толщи аэрозолей для обеих длин волн приходится на июль, минимальное — на февраль. Приведенные результаты находятся в согласии с выводами Н. Н. Калитина [1] и С. И. Сивкова [4], полученными при исследовании прозрачности атмосферы с помощью неспектральных актинометрических приборов, и с данными С. П. Попова [3], относящимися к широким спектральным участкам. Рассмотрение табл. 1 и рис. 2 позволяет сделать вывод, что аэрозольное ослабление в выбранных участках спектра зависит от длины волны, причем оно больше для $\lambda=332\text{ м}\mu$, чем для $\lambda=456\text{ м}\mu$.

Учитывая это обстоятельство, нами было вычислено значение показателя b в формуле Ангстрема

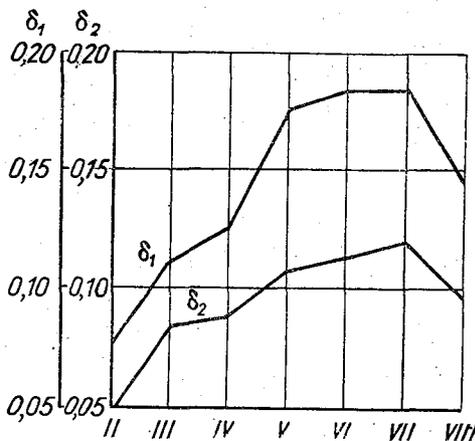


Рис. 2. Среднемесячные значения оптических толщин аэрозолей δ_1 и δ_2 для $\lambda=332\text{ м}\mu$ и $\lambda_2=456\text{ м}\mu$ (пос. Воейково 1958 г.).

Учитывая это обстоятельство, нами было вычислено значение показателя b в формуле Ангстрема

$$\delta = C\lambda^{-b}, \quad (5)$$

где C — постоянная величина.

Из формулы (5) для двух фиксированных длин волн λ_1 и λ_2 следует, что

$$b = \frac{\lg \frac{\delta_1}{\delta_2}}{\lg \frac{\lambda_2}{\lambda_1}}. \quad (6)$$

В результате вычислений по формуле (6) была получена табл. 2. При вычислении табл. 2 использовались среднемесячные значения δ_1 и δ_2 , взятые из табл. 1.

Из табл. 2 следует, что показатель b не имеет закономерного хода в течение года, среднее его значение за время наблюдений было равно 1,32.

Для более наглядного представления об ослаблении прямого солнечного света, вызываемого аэрозолями, нами была вычислена табл. 3,

в которой показаны среднемесячные значения ослабления света аэрозолями в процентах от внеатмосферного потока для двух участков спектра: $\lambda_1=332$ м μ и $\lambda_2=456$ м μ .

Из табл. 3 видно, что ослабление прямого солнечного света аэрозолями в выбранных участках спектра достигает в районе Ленинграда

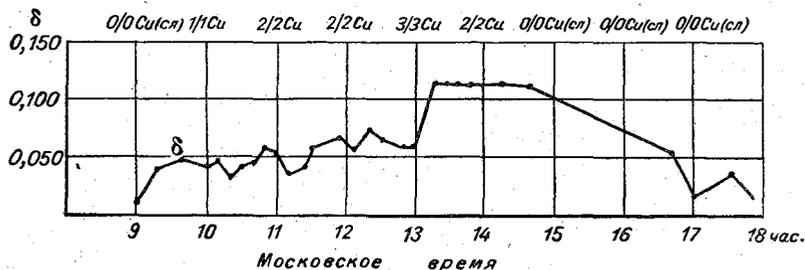


Рис. 3. Изменение оптической толщи аэрозолей δ для $\lambda=456$ м μ в течение дня. Сверху указана облачность в пос. Воейково 19 июня 1958 г.

значительной величины и в среднем для $\lambda=332$ м μ составляет 47,1% и для $\lambda=456$ м μ — 34,5%.

Таблица 2

Значение показателя b в формуле (5) на основании наблюдений за оптической толщиной аэрозолей в Воейково в 1958 г.

| Месяц | b |
|-------------------|------|
| Февраль | 1,48 |
| Март | 1,03 |
| Апрель | 1,48 |
| Май | 1,31 |
| Июнь | 1,30 |
| Июль | 1,20 |
| Август | 1,47 |
| Среднее | 1,32 |

Таблица 3

Ослабление солнечного света аэрозолями в процентах к внеатмосферному потоку для $\lambda_1=332$ м μ и $\lambda_2=456$ м μ ; пос. Воейково, 1958 г

| Месяц | λ_1 | λ_2 |
|-------------------|-------------|-------------|
| Февраль | 30,0 | 20,2 |
| Март | 41,2 | 31,8 |
| Апрель | 43,5 | 30,2 |
| Май | 55,2 | 41,2 |
| Июнь | 55,0 | 41,2 |
| Июль | 55,4 | 42,5 |
| Август | 49,5 | 34,6 |
| Среднее | 47,1 | 34,5 |

Изучение дневного хода оптической толщи аэрозолей позволило сделать вывод, что максимум оптической толщи аэрозолей чаще всего наступает в полдень или через час после полудня.

В качестве примера дневного хода оптической толщи аэрозолей приводится рис. 3. По оси абсцисс отложено время (московское) в часах, по оси ординат — оптическая толщина аэрозолей δ для $\lambda=456$ м μ .

Из рис. 3 следует, что максимальное значение δ наступает около 14 часов, т. е. через час после полуденной кульминации солнца. Сверху на рис. 3 нанесены ежечасные значения облачности 19 июня 1958 г. Во время наблюдений отмечались только кучевые облака. Увеличение оптической толщи аэрозолей сопровождалось появлением на небе облаков С_i, уменьшение сопровождалось исчезновением облаков С_i. Подобные результаты наблюдений, если они не осложнялись наличием С_i, были получены также и в некоторые другие дни.

Помимо наземных наблюдений, были произведены измерения оптической толщи аэрозолей с самолета на высоте около 6 км в ясные дни

Таблица 4

Значение оптической толщи аэрозолей δ_h (десятичное) для $\lambda = 370$ мк
 выше уровня 6 км в ясные дни

| Пункт зондирования и дата | Время (москов- ское) | | Высота (м) | δ_h | Пункт зондирования и дата | Время (москов- ское) | | Высота (м) | δ_h |
|-------------------------------------|----------------------------|------|---------------|------------|------------------------------|----------------------------|-------|---------------|------------|
| | час. | мин. | | | | час. | мин. | | |
| Ленинград 19 VI 1958 г. | 11 45 | | 6000 | 0,021 | | 9 07 | | 6000 | 0,033 |
| | 11 46 | | 6000 | 0,021 | | 9 08 | | 6000 | 0,034 |
| | | | | | | 9 10 | | 6000 | 0,035 |
| Ленинград 30 VII 1958 г. | 13 27 | | 5850 | 0,027 | Актюбинск 28 X 1958 г. | 8 47 | | 5800 | 0,030 |
| | 13 28 | | 5900 | 0,036 | | 8 49 | | 5900 | 0,032 |
| | 13 30 | | 6000 | 0,029 | | 8 50 | | 6000 | 0,028 |
| | 13 30 | | 6000 | 0,022 | | 8 51 | | 6000 | 0,028 |
| | 13 32 | | 6000 | 0,045 | | 8 52 | | 6000 | 0,024 |
| | 13 33 | | 6000 | 0,045 | | 8 52 | | 6000 | 0,024 |
| | 13 34 | | 6000 | 0,045 | | | | | |
| | 13 35 | | 6000 | 0,045 | | | | | |
| | 13 35 | | 6100 | 0,046 | Алма-Ата 2 XI 1958 г. | 6 48 | | 6000 | 0,030 |
| | 13 36 | | 6150 | 0,031 | | 6 48 | | 6000 | 0,030 |
| | 13 37 | | 6200 | 0,031 | | 6 49 | | 6000 | 0,031 |
| | 13 39 | | 6250 | 0,024 | | 6 50 | | 6000 | 0,028 |
| | 13 41 | | 6300 | 0,024 | | 6 51 | | 6000 | 0,018 |
| | 13 43 | | 6350 | 0,025 | | 6 52 | | 6000 | 0,022 |
| | 13 45 | | 6400 | 0,025 | | 6 53 | | 6000 | 0,028 |
| 13 46 | | 6450 | 0,026 | 6 54 | | 6000 | 0,029 | | |
| 13 48 | | 6500 | 0,027 | 6 55 | | 6000 | 0,024 | | |
| Ленинград 19 VIII 1958 г. | 13 25 | | 6000 | 0,061 | Актюбинск 3 XI 1958 г. | 14 22 | | 5800 | 0,023 |
| | 13 26 | | 6000 | 0,061 | | 14 26 | | 5900 | 0,021 |
| | 13 26 | | 6000 | 0,032 | | 14 26 | | 5900 | 0,025 |
| | 13 27 | | 6000 | 0,032 | | 14 27 | | 6000 | 0,024 |
| | 13 30 | | 6000 | 0,032 | | 14 28 | | 6000 | 0,021 |
| | 13 30 | | 6000 | 0,011 | | 14 29 | | 6000 | 0,023 |
| Ленинград 20 VIII 1958 г. | 12 05 | | 6000 | 0,027 | Свердловск 4 XI 1958 г. | 10 33 | | 5800 | 0,028 |
| | 12 05 | | 6000 | 0,027 | | 10 34 | | 5800 | 0,023 |
| | 12 06 | | 6000 | 0,047 | | 10 35 | | 5800 | 0,023 |
| | 12 07 | | 6000 | 0,027 | Ленинград 6 XI 1958 г. | 12 50 | | 5800 | 0,044 |
| | 12 08 | | 6000 | 0,027 | | 12 52 | | 5800 | 0,038 |
| | 12 10 | | 6050 | 0,019 | | 12 54 | | 5800 | 0,032 |
| | 12 15 | | 6200 | 0,021 | | 12 55 | | 5900 | 0,040 |
| | 12 16 | | 6250 | 0,022 | | 12 55 | | 5900 | 0,034 |
| | 12 18 | | 6300 | 0,022 | | 12 56 | | 5900 | 0,034 |
| | 12 20 | | 6350 | 0,013 | Среднее | | | | 0,030 |
| | 12 22 | | 6350 | 0,024 | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| Минеральные воды 27 X 1958 г. | 9 00 | | 5900 | 0,023 | | | | | |
| | 9 02 | | 5900 | 0,034 | | | | | |
| | 9 05 | | 6000 | 0,027 | | | | | |
| | 9 05 | | 6000 | 0,032 | | | | | |
| | 9 06 | | 6000 | 0,027 | | | | | |
| | 9 07 | | 6000 | 0,033 | | | | | |

над различными пунктами СССР. Была поставлена задача оценить величину оптической толщи аэрозолей в атмосфере выше уровня 6 км. Измерения оптической толщи производились с помощью самолетного электрофотометра со светофильтром, выделявшим участок спектра с центром $\lambda = 370 \mu\text{м}$. Ширина кривой спектральной чувствительности электрофотометра на половине высоты составляла 15 $\mu\text{м}$. Вычисления оптической толщи на высоте 6 км производились по формуле, аналогичной (2). Значение β_λ в формуле (2) умножалось на отношение $\frac{P}{P_0}$, где P — давление на высоте измерений, P_0 — давление на уровне моря.

Результаты измерений оптической толщи аэрозолей с самолета приводятся в табл. 4. При рассмотрении табл. 4 обращает на себя внимание тот факт, что оптическая толщина аэрозолей выше 6 км в ясные дни была довольно устойчивой величиной над различными пунктами Советского Союза. Колебания оптической толщи аэрозолей выше уровня 6 км (табл. 4) были значительно меньше, чем колебания всей оптической толщи аэрозолей (табл. 1). Из наблюдений и путем интерполяции была выведена средняя величина оптической толщи аэрозолей на уровне земли в Воейково для $\lambda = 370 \mu\text{м}$. Она оказалась равной 0,125. Из табл. 4 видно, что средняя величина оптической толщи аэрозолей на высоте 6 км равна 0,030. Отсюда следует, что выше уровня 6 км содержится еще значительная часть аэрозолей, составляющая 24% всей оптической толщи аэрозолей.

В выполнении некоторых разделов настоящей работы принимали участие сотрудники озонометрической группы Главной геофизической обсерватории Р. Г. Романова, К. И. Ромашкина, В. Б. Александрович.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калитин Н. Н. Об ослаблении солнечной радиации водяными парами и аэрозолями. Метеорология и гидрология, № 1, 1947.
2. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеоздат. Л., 1954.
3. Попов С. П. Прозрачность атмосферы в отдельных спектральных участках по измерению в Алма-Ата. Известия АН КазССР, сер. астрон. и физич., вып. 5, 1951.
4. Сивков С. И. Некоторые выводы из актинометрических наблюдений в Феодосии и Карадаге. Метеорология и гидрология, № 10, 1940.

К ВОПРОСУ О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ АЭРОЗОЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО СВЕТА В АТМОСФЕРЕ

Излагаются результаты наблюдений за вертикальным распределением аэрозольной составляющей показателя ослабления солнечного света в атмосфере в 1957 г. над южной частью Ладожского озера. Производится предварительный анализ распределения аэрозольной составляющей показателя ослабления солнечного света в атмосфере.

Солнечный свет, проходя через атмосферу, претерпевает частичное поглощение и рассеяние. Для характеристики атмосферы как оптической среды можно воспользоваться коэффициентом направленного пропускания

$$K_\lambda = \frac{I_\lambda}{I_{\lambda,0}},$$

где $I_{\lambda,0}$ — световой поток вне атмосферы, I_λ — световой поток, прошедший через атмосферу и сохранивший первоначальное направление, λ — длина волны света.

Но более удобно пользоваться величиной

$$\tau_\lambda = -\lg K_\lambda = \lg \frac{I_{\lambda,0}}{I_\lambda},$$

называемой оптической плотностью атмосферы. Величину τ_λ можно измерить в атмосфере на разных высотах h . Для приведения оптической толщи атмосферы к вертикальному направлению значение τ_λ делится на воздушную массу m .

Так как прямой солнечный свет, проходя через атмосферу, не поляризуется, то оптическая плотность атмосферы $\tau_{\lambda,\sigma}$ есть величина аддитивная и представляет собой сумму оптической плотности чистой релеевской атмосферы $\tau_{\lambda,\text{рел}}$ и оптической плотности $\tau_{\lambda,\text{аэр}}$ аэрозолей, находящихся в атмосфере,

$$\tau_{\lambda,\sigma} = \tau_{\lambda,\text{рел}} + \tau_{\lambda,\text{аэр}}.$$

Для оптической характеристики отдельных слоев атмосферы, заключенных между высотами h и h_1 , используется понятие показателя ослабления атмосферы.

Показатель ослабления на высоте h для длины волны λ , отнесенный к вертикальному направлению, равен

$$\alpha_{\lambda,h,\sigma} = \frac{1}{m} \lg \frac{I_{\lambda,h_1}}{I_{\lambda,h}}. \quad (1)$$

В формуле (1) $h > h_1$, а величины $I_{\lambda,h}$ и I_{λ,h_1} — потоки прямого солнечного света на уровнях h и h_1 . Так же, как и для оптической толщи, можно написать

$$\alpha_{\lambda,h,\sigma} = \alpha_{\lambda,h,p} + \alpha_{\lambda,h,a}, \quad (2)$$

где $\alpha_{\lambda, h, \text{рел}}$ — показатель ослабления чистой атмосферы на высоте h ,
 $\alpha_{\lambda, h, \text{аэр}}$ — показатель аэрозольного ослабления на высоте h .

С вопросами прозрачности атмосферы, которым посвящено значительное количество работ, приходится сталкиваться при решении целого ряда как оптических, так и энергетических задач. Однако имеющиеся работы не дают полного ответа на вопрос о распределении оптических плотностей по высотам. В связи с разработкой [1] в ГГО теории негоризонтальной видимости возникла необходимость в экспериментальном определении изменения показателя ослабления по высотам. С этой целью нами был использован метод определения показателя ослабления по измерению прямой солнечной радиации, падающей на перпендикулярную к* лучам площадку, находящуюся на разных высотах в атмосфере.

Начиная с февраля 1957 г. были проведены пробные наблюдения за изменением прямой солнечной радиации на различных уровнях над

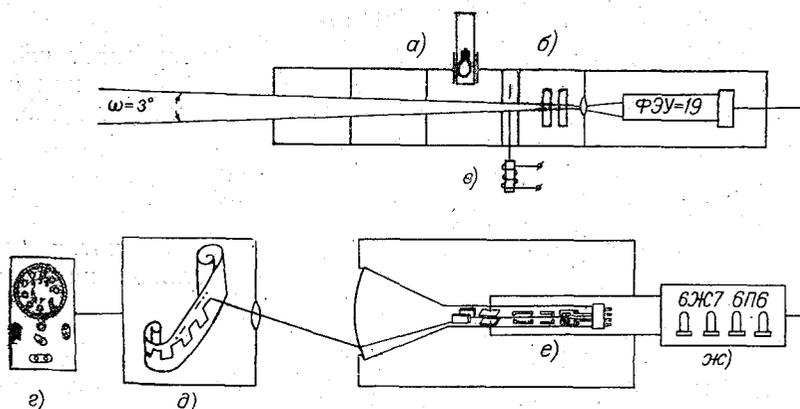


Рис. 1. Блок-схема электрофотометра.

а — световой эталон, б — светофильтры, в — электростатор, г — кодирующее устройство, д — фотокамера, е — осциллограф, ж — усилитель.

поверхностью земли с самолета. В полетах принимали участие автор статьи, научный сотрудник И. Н. Минин и механик Н. С. Фарафонов. Измерения проводились на универсальном электрофотометре конструкции автора [2].

Электрофотометр представляет собой агрегат, состоящий из оптической части, усилителя фототоков и регистрирующего устройства. Блок-схема электрофотометра показана на рис. 1. Оптической частью фотометра является труба, заполненная рядом зачерненных диафрагм. Входная ирисовая диафрагма позволяет менять угол зрения системы от 0,5 до 8°. На пути пучка света, выделяемого входной диафрагмой, поставлен подвижной световой эталон, электрический автоматический затвор, дающий световые импульсы длительностью 10 сек. с такой же скважностью. Далее световой поток, пройдя через ряд диафрагм и набор светофильтров, попадает на катод фотоумножителя ФЭУ-19.

При наблюдениях применялся зеленый светофильтр ЗС1 в сочетании с молочным стеклом. Максимум пропускания этой системы лежит в области 530 мμ.

Усилитель фототоков представляет собой мостовой усилитель постоянного тока (напряжения), выполненный на обычных пентодах типа 6Ж7 и 6П6. Вход усилителя имеет постоянную времени при наведении на солнце $RC=0,01$ сек., а при фотометрии эталона $RC=0,1$ сек. Регист-

стрирующее устройство представляет собой катодный осциллограф в сочетании с фотоприставкой, в которой непрерывно тянется обычная кинолента шириной 35 мм. Кодовое приспособление дает возможность впечатывать на эту киноленту высоту полета и условный код, соответствующий характеру осциллограммы.

Специальных мер по термостатированию светоприемника и светофильтров не применялось, так как во время измерения фотометр непрерывно обдувался теплым воздухом, выходящим из кабины самолета. Этого было достаточно, чтобы в условиях полета не происходило запотевания светофильтров и входного окна светоприемника.

Световой эталон помещался перед оптикой фотометра и по отсчетам по эталону можно было судить о стабильности работы всего измерительного канала. Измерения проводились из открытого окна самолета ЛИ-2. Один из наблюдателей вручную наводил фотометр на солнце при помощи прицельного устройства, состоящего из рамки с отверстием диаметром 1 мм, помещенной на переднем конце фотометра и матового стекла с концентрическими окружностями на другом конце. Такой прицел с базой 250 мм обеспечивал наводку фотометра на солнце с точностью $0,5^\circ$. При помощи специального устройства этот же наблюдатель время от времени (в момент разворота самолета) помещал на оптическую ось фотометра световой эталон-лампу на 6, 3V, питаемую от аккумулятора большой емкости. Эталон вводился в канал оптической части фотометра перед светофильтрами и своей арматурой закрывал солнечный свет, а свет от лампочки проходил через светофильтры на катод фотоумножителя.

Второй наблюдатель, следя за показаниями высотомера и процессом автоматической регистрации, делал соответствующие отметки на киноленте при помощи кодирующего устройства.

Как показал опыт, на самолете ЛИ-2 измерения прямой солнечной радиации таким путем можно проводить без затруднений как во время подъема самолета, так и во время снижения. Полеты проводились в районе южной части Ладожского озера.

Угол зрения фотометра при измерении составлял 3° . Опытным путем было установлено, что при небольших оптических плотностях этот угол может быть без ущерба для точности измерений доведен до 5° . При этом показания фотометра практически не меняются. Угол зрения фотометра можно довести до 1° , но это не совсем удобно, так как затрудняется наводка фотометра на солнце.

При измерениях напряжение на ФЭУ-19 устанавливалось и удерживалось в нужных пределах (400 V) с точностью до 1—2 V при помощи

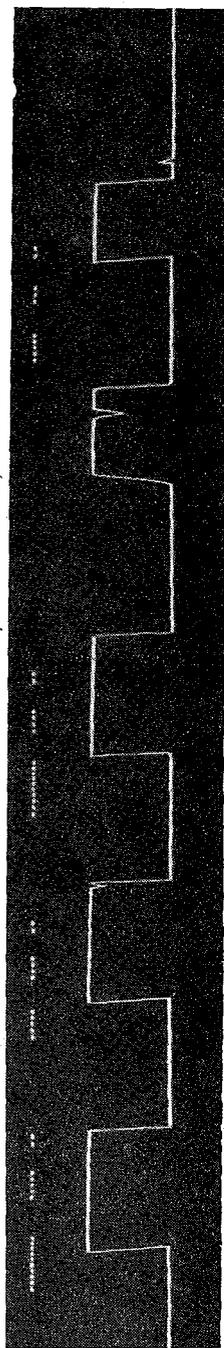


Рис. 2. Образец осциллограммы (фото) при полете на высоте 2350, 2400, 2450 и 2500 м.

регулятора и контролировалось вольтметром. Образец осциллограммы представлен на рис. 2. На основании данных, снятых с осциллограмм, составлялись графики, показывающие зависимость прямой солнечной радиации, падающей на перпендикулярную к солнечным лучам площадку, от высоты полета самолета. При обработке результатов наблюдений кривые на графиках (рис. 3) разбивались по высотам на участки, соответствующие слоям толщиной 0,5 км.

Показатель ослабления солнечного света определялся по формулам (1) и (2), причем показатель ослабления чистой атмосферы $\alpha_{h, \text{рел}}$

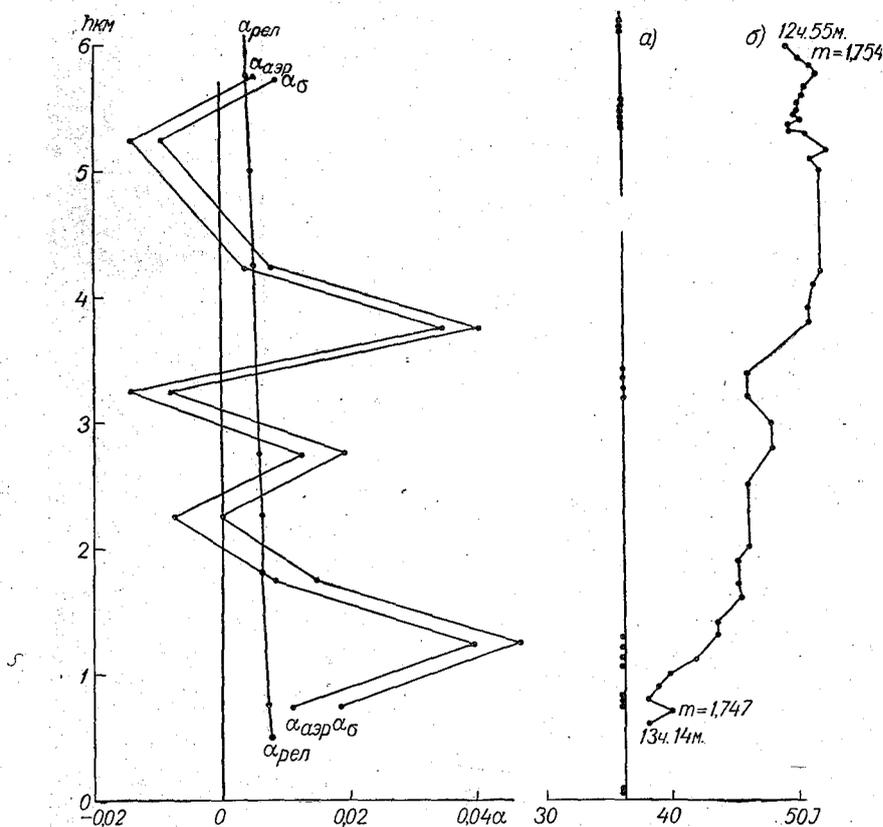


Рис. 3. График зависимости $I_{\lambda, h}$, I_{λ} эталона и α_s от высоты h . 2 апреля 1957 г.

а — световой поток эталона, б — световой поток солнца.

находился из таблиц, опубликованных в работе [3]. Так как обработка материалов наблюдений велась по относительным кривым, то не было необходимости устанавливать строго определенную чувствительность фотометра. В этом случае требовалось только постоянство чувствительности в течение полета.

Фотометр нашей конструкции отличается большой стабильностью чувствительности. Погрешность измерений в среднем не превышала 1% верхнего предела измеряемой величины. Чувствительность фотометра при этом была такова, что отклонение на максимальных высотах составляло 75% верхнего предела измерения. На рис. 3 нанесены точки, указывающие на яркость эталонного источника света. Как видно из этого рисунка, поток прямого солнечного света весьма причудливым

образом меняется с высотой, что указывает на большую изменчивость показателя ослабления. В это же время значения отклонений, снятые с эталона, остаются весьма стабильными.

Приведенные в табл. 1 величины показателя ослабления солнечного света вычислялись с учетом оптической массы атмосферы, отнесенной к моменту наблюдения. Работы по экспериментальному определению показателя ослабления проводились в феврале, марте, апреле 1957 г., в дни с различной синоптической обстановкой. В облачные дни наблюдения велись только над верхней, видимой глазом, границей облаков, которая доходила иногда до высоты 2 км. В ясные дни удавалось проводить измерения от уровня 500 м.

Результаты экспериментального определения показателя ослабления солнечного света в атмосфере по данным измерений прямого солнечного света с самолета показали следующее:

1. Из 15 случаев наблюдений, ни в одном из них не наблюдалось экспоненциального убывания $\alpha_{\text{аэр}}$ с высотой. Аэрозольный показатель ослабления изменялся сложным образом как во время подъема или спуска, так и при полете на одном уровне. Этот факт также подтверждается тем, что в ряде случаев при обработке материалов наблюдений получены нулевые и даже отрицательные значения показателя ослабления. Последнее говорит о неприменимости в таких случаях формул Релея к реальной атмосфере.

2. В некоторых случаях на высоте 2—6 км наблюдалось увеличение значения $\alpha_{h, \text{аэр}}$. Полученные данные свидетельствуют, по-видимому, о наличии в атмосфере локальных аэрозольных неоднородностей в виде невидимых простым глазом «облаков», а также «аэрозольных слоев», располагающихся на различных уровнях.

3. Рассматривая табл. 1 и рис. 4, в которых представлены аэрозольные составляющие показатели ослабления $\alpha_{\text{аэр}}$, полученные путем измерений, и $\alpha_{h, \text{рел}}$, вычисленные по формулам Релея для длин волн порядка 530 м μ , можно заметить общую тенденцию убывания $\alpha_{h, \text{аэр}}$ до высоты 5—6 км. На этой высоте $\alpha_{h, \text{аэр}}$ становится меньше $\alpha_{h, \text{рел}}$. Затем с высоты 5—6 км наблюдается некоторое увеличение $\alpha_{h, \text{аэр}}$, которое становится больше молекулярной составляющей. Аналогичный факт отмечен и в работе Г. П. Фарапоновой.

4. Сравнивая данные Фарапоновой [4], полученные для центральной части Европейской территории СССР, с данными автора, полученными для северо-западного района СССР, можно заметить, что во втором случае в среднем аэрозольные составляющие показателя ослабления

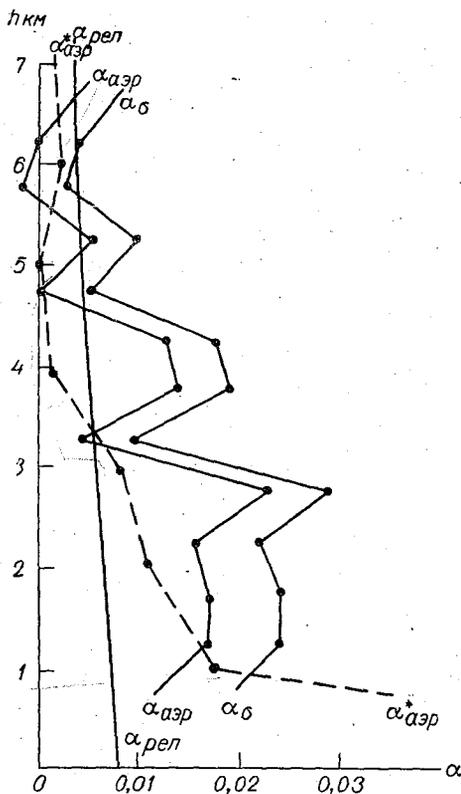


Рис. 4. Осредненный график зависимости показателя ослабления α_{σ} , $\alpha_{\text{аэр}}$ и $\alpha_{\text{рел}}$ от высоты h . $\alpha_{\text{аэр}}^*$ — кривая, полученная Г. П. Фарапоновой.

α_h , аэр несколько больше, чем у Фарапоновой; флуктуации показателя ослабления во втором случае также оказались большими. Это обстоятельство отнюдь нельзя отнести за счет случайных погрешностей измерений. Оно объясняется, очевидно, особенностью строения тропосферы в районе измерений в период наблюдений автора.

Таблица 1

| Высота (км) | 1/II | 14/II | 14/II | 14/II | 14/II | 6/III |
|----------------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|
| | Спуск | Подъем | Спуск | Подъем | Спуск | Спуск |
| 7 | 0,0087 | | | | | |
| 6 | 0,0044 | | | | | |
| 5 | 0,0061 | | | 0,0000 | -0,0028 | -0,0034 |
| 4 | 0,0065 | | | 0,0046 | 0,0091 | 0,0396 |
| 3 | 0,0048 | 0,0063 | 0,0023 | 0,0110 | 0,0113 | 0,0000 |
| 2 | 0,0068 | 0,0113 | 0,0046 | -0,0012 | 0,0453 | 0,0510 |
| 1 | 0,0056 | 0,0046 | 0,0070 | 0,0000 | 0,0474 | 0,0016 |
| | 0,0062 | 0,0104 | 0,0023 | 0,0000 | 0,0462 | 0,0445 |
| | 0,0000 | 0,0116 | 0,0105 | 0,0100 | 0,0750 | 0,0968 |
| | 0,0026 | | 0,0193 | 0,0234 | | 0,0332 |
| 1 | Облака | | | | | |

| Высота (км) | 2/IV | 2/IV | Число случаев | α_c | $\alpha_{\text{рел}}$ | $\alpha_{\text{аэр}}$ |
|----------------|---------|---------|------------------|------------|-----------------------|-----------------------|
| | Подъем | Спуск | | | | |
| 7 | | | 1 | 0,0087 | | 0,0047 |
| | | | 1 | 0,0044 | 0,0040 | 0,0004 |
| 6 | 0,0090 | 0,0091 | 6 | 0,0030 | | -0,0015 |
| 5 | 0,0090 | -0,0091 | 6 | 0,0100 | 0,0045 | 0,0054 |
| | 0,0070 | 0,0000 | 8 | 0,0053 | | 0,0003 |
| 4 | 0,0134 | 0,0091 | 8 | 0,0175 | 0,0050 | 0,0125 |
| | 0,0490 | 0,0410 | 8 | 0,0195 | | 0,0138 |
| 3 | -0,0222 | -0,0080 | 8 | 0,0099 | 0,0057 | 0,0042 |
| | 0,0111 | 0,0206 | 8 | 0,0294 | | 0,0230 |
| 2 | 0,0050 | 0,0000 | 6 | 0,0222 | 0,0065 | 0,0157 |
| | 0,0326 | 0,0160 | 2 | 0,0243 | | 0,0173 |
| 1 | 0,0000 | 0,0480 | 2 | 0,0240 | 0,0070 | 0,0170 |
| | | 0,0195 | 1 | 0,0195 | 0,0080 | 0,0115 |

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С. и Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
2. Мюхкюрэ В. И. Универсальный электрофотометр. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
3. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеиздат. Л. 1954.
4. Фарапонова Г. П. Измерения показателя ослабления солнечного света в атмосфере. Труды ЦАО, вып. 23, 1957.
5. Локтионов А. Г. Распределение частиц аэрозолей в свободной атмосфере. Известия АН СССР, серия геофизическая, № 3, 1958.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОКЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ РАСЧЕТНЫМ МЕТОДОМ

В работе излагается метод расчета аэроклиматических характеристик пограничного слоя с использованием данных самолетного зондирования, радиационного баланса подстилающей поверхности и теплофизических характеристик почвы. Приводятся результаты сравнений рассчитанных значений с наблюдаемыми или полученными другим расчетным методом по станции Колтуши Ленинградской области.

Прогноз целого ряда явлений, наблюдаемых в пограничном слое тропосферы, тесно связан с изучением закономерностей распределения метеорологических элементов в этом слое.

Распределение метеорологических элементов обуславливается структурой воздушных масс, поступающих на подстилающую поверхность, приходящей радиацией и теплофизическими характеристиками подстилающей поверхности. Как известно, профили температуры и скорости ветра и профиль турбулентного обмена в атмосфере взаимосвязаны. Поэтому очень важно получить одновременно распределение метеорологических элементов и коэффициента турбулентного обмена в пограничном слое.

В большинстве опубликованных работ при рассмотрении распределения метеорологических элементов по вертикали исследовался каждый элемент отдельно, а коэффициент турбулентного обмена определялся по наземным данным и экстраполировался на высоту пограничного слоя.

Следует отметить, что основная характеристика пограничного слоя — его высота H_n — до сих пор определялась ориентировочно. Действительно, H_n обычно определяется или по профилю ветра в точке, где прекращается рост скорости ветра и устанавливается постоянство его направления, или по распределению основных масс дымки и облаков нижнего яруса, или, наконец, по слою инверсии. Определение высоты пограничного слоя по указанным признакам часто очень затруднительно, а иногда и невозможно. Например, при самолетном зондировании встречается несколько слоев инверсии или не наблюдается резкого излома в профиле температуры воздуха, либо отсутствует нижняя облачность и т. п.

Д. Л. Лайхтманом были получены формулы, которые дают возможность более точно рассчитать H_n и K по известной скорости геострофического ветра, потенциальной температуре у земной поверхности и среднему температурному градиенту пограничного слоя. В более поздних работах Лайхтмана была решена задача для арктических условий, что позволяет одновременно определить ряд аэроклиматических характеристик при заданных условиях на верхней границе пограничного слоя [1]. При этом к обычной системе уравнений гидротермодинамики

автор добавляет уравнение баланса энергии турбулентности в интегральной форме и условие на верхней границе пограничного слоя. Задача решается им при следующих упрощениях:

1) коэффициент турбулентного обмена заменяется некоторым средним значением для всего пограничного слоя,

2) лучистый приток тепла в атмосфере считается пренебрежимо малым,

3) диссипацией энергии турбулентности в теплоту пренебрегается.

Решая замкнутую систему уравнений, Лайтман получил следующие выражения для определения высоты пограничного слоя, температуры подстилающей поверхности, коэффициента турбулентного обмена, скорости ветра и составляющих теплового баланса:

$$H_n^3 + AH_n^2 + BH_n + C = 0, \quad (1)$$

$$\text{где } A = \frac{1}{L} \frac{dq_m}{dT} \left[\frac{\beta}{0,2\omega_z \rho c_p} + \frac{Lq_m(T_H)(f_0 - f_H)}{c_p \gamma_a} \right],$$

$$B = - \left[\frac{2,3(1-\delta)\bar{T}V_g^2}{g\gamma_a} + \frac{R + \beta(\delta_0 - T_H)}{0,2\omega_z \rho c_p \gamma_a \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT}\right)} \right] \frac{1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT}}{\frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT}},$$

$$C = - \frac{\beta}{0,2\omega_z \rho c_p} \frac{2,3(1-\delta)\bar{T}V_g^2}{g\gamma_a \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT}};$$

$$\bar{K} = \frac{\omega_z H_n^2}{5,2}; \quad (2)$$

$$\bar{V}(z) = 0,29 V_g \ln \frac{z}{z_0}; \quad (3)$$

$$\frac{2,3(1-\delta)\bar{T}V_g^2}{g\gamma_a H_n} = \frac{T_H - T_0}{\gamma_a} + H_n = H_n \left(1 + \frac{\gamma}{\gamma_a}\right); \quad (4)$$

$$P = \rho c_p \omega_z \gamma_a \left(\frac{H_n}{2,28}\right)^2 \left(\frac{h^2}{H_n^2} - 1\right), \quad (5)$$

$$\text{где } h^2 = \frac{2,28\bar{T}(1-\delta)}{g\gamma_a} V_g^2;$$

$$LE = - \frac{L\omega_z H_n}{5,2} \left[q_m(T_H)(f_0 - f_H) + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} \Big|_{T=T_H} \right] P; \quad (6)$$

$$B_n = \beta \gamma_a H_n \left(\frac{h^2}{H_n^2} - 1\right) + \beta(T_H - \delta_0), \quad (7)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, L — скрытая теплота парообразования, $q_m(T_H)$ — насыщающая удельная влажность при температуре T_H , $\omega_z = \omega \sin \varphi$, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{сек.}^{-1}$ — угловая скорость вращения Земли, φ — широта места, f_0 — относительная влажность у земной поверхности, f_n — относительная влажность на верхней границе пограничного слоя, $\beta = \frac{1}{\frac{\delta_{сн}}{\lambda_{сн}} + \frac{\delta_{л}}{\lambda_{л}}}$ — коэффициент теплоотдачи ледя-

ного покрова, зависящий от толщины снега $\delta_{\text{сн}}$ и коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{сн}}$ и соответствующих характеристик для льда. \bar{T} — средняя температура слоя, V_g — скорость геострофического ветра, g — ускорение силы тяжести, γ_a — адиабатический градиент температуры, R — радиационный баланс земной поверхности, ϑ_0 — температуры воды, ρ — плотность воздуха, z_0 — параметр шероховатости, P — турбулентный поток тепла, LE — поток тепла, связанный с испарением и конденсацией, B_p — поток тепла к воде, обусловленный теплопроводностью, H_p — фактическая высота пограничного слоя.

Потоки P , LE , B_p принимаются положительными, если они направлены от деятельной поверхности; радиационный баланс принимается положительным, если вследствие лучистого теплообмена деятельная поверхность получает тепло. Уравнение третьей степени для определения высоты пограничного слоя приводится к безразмерному виду

$$H_*^3 + H_*^2 + \frac{B}{A^2} H_* + \frac{C}{A^3} = 0,$$

где H_* — безразмерная величина, причем $H_* = \frac{H_p}{A}$; последнее уравнение решается графически.

По двум параметрам $\frac{B}{A^2}$ и $\frac{C}{A^3}$, отложенным соответственно по осям ординат и абсцисс, которые в свою очередь определяются через заданные внешние параметры, на графике на-

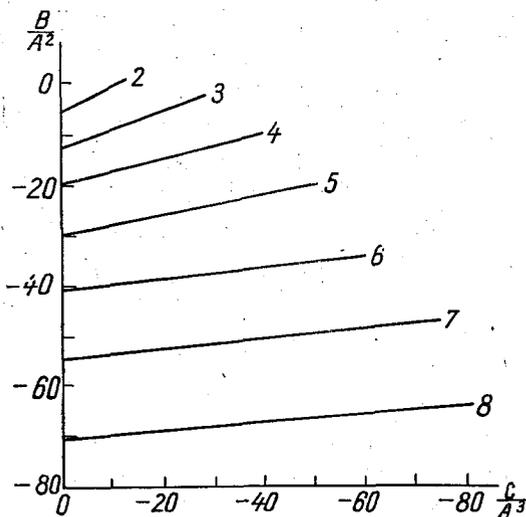


Рис. 1. Номограмма для определения высоты пограничного слоя.

ходится H_* ; затем из равенства $H_* = \frac{H_p}{A}$ определяется H_p . Определение высоты пограничного слоя ведется методом последовательного приближения. На рис. 1 дана зависимость H_* от двух безразмерных параметров $\frac{B}{A^2}$ и $\frac{C}{A^3}$.

Целью настоящей работы было исследование изложенного метода для условий, отличных от арктических. Расчеты проводились по материалам станции Колтуши Ленинградской области.

В первом варианте расчета предполагалось, что вертикальный турбулентный поток тепла пропорционален отклонению температурного градиента от адиабатического значения. Результаты получились неудовлетворительными, так как за все месяцы года турбулентный поток тепла оказался отрицательным, т. е. потоки оказались направленными сверху вниз. Этот результат противоречит общепринятому представлению, что атмосфера получает тепло от земной поверхности, нагреваемой солнцем.

При втором варианте расчета предполагалось, что вертикальный турбулентный поток тепла пропорционален отклонению температурного градиента от равновесного значения, равного 0,5—0,6 град/100 м.

В табл. 1 для сравнения рассчитанных величин приводятся наблюдаемые значения $T_{\text{наб}}$ и $V_{0, \text{наб}}$ и значения потоков тепла, полученных другим расчетным методом, в данном случае градиентным.

Из этих данных следует, что рассчитанные температура у земли и скорость ветра на высоте флюгера довольно хорошо согласуются с наблюдаемыми значениями. Наибольшее расхождение в температуре наблюдается в мае (2°С). Наибольшее расхождение в скорости ветра наблюдается в январе и составляет 1,5 м/сек.

Таблица 1

Значения характеристик пограничного слоя (H_p , T_0 , V_0 , P и LE) по данным наблюдений в Колтушах и на основании расчетов по равновесному градиенту и градиентным методом

| Характеристика | Январь | Май | Июль | Сентябрь | Октябрь |
|------------------------------------|--------|------|------|----------|---------|
| H_p расчетная | 610 | 760 | 710 | 610 | 490 |
| T_0 { наблюдаемая | -8,2 | 8,6 | 16,2 | 10,7 | 4,0 |
| { расчетная | -7,0 | 11,5 | 18,6 | 11,7 | 3,0 |
| V_0 { наблюдаемая | 5,1 | 4,4 | 3,8 | 4,3 | 3,9 |
| { расчетная | 6,5 | 4,7 | 4,3 | 4,6 | 4,2 |
| P { получен градиентным методом | -5,9 | 2,5 | 2,3 | -1,6 | -3,2 |
| { расчетный | -1,8 | 10,8 | 6,9 | 0,74 | -1,6 |
| LE { получен градиентным методом | 0,35 | 11,4 | 21,2 | 9,8 | 2,9 |
| { расчетный | 3,4 | 20,8 | 27,4 | 4,6 | 3,0 |

Хуже согласуются величины турбулентного потока тепла и затраты тепла на испарение. Турбулентный поток тепла, рассчитанный по методу Лайхтмана, в среднем в три раза превосходит значения потоков, полученных градиентным методом. По-видимому, ошибка получается за счет неучета «вентильного эффекта». В условиях Арктики, где суточные колебания температуры и влажности почти отсутствуют, этим фактором можно пренебречь. В умеренных широтах суточные колебания температуры и влажности существенны, и их необходимо учесть при решении поставленной задачи.

Средний турбулентный поток тепла за определенный период выражается формулой

$$\bar{P} = -\overline{K\rho c_p \left(\frac{dT}{dz} + \gamma \right)}. \quad (8)$$

В действительности расчеты потоков ведутся обычно по приближенной формуле

$$\bar{P} = -\bar{K}\rho c_p \left(\frac{dT}{dz} + \gamma \right). \quad (9)$$

Как известно, среднее произведение величин $\overline{K \frac{dT}{dz}}$ не равно произведению средних из этих величин $\bar{K} \frac{dT}{dz}$, следовательно,

$$\bar{P} = -\overline{K\rho c_p \left(\frac{dT}{dz} + \gamma \right)} = -\mu_T \bar{K}\rho c_p \left(\frac{dT}{dz} + \gamma \right),$$

$$\text{отсюда } \mu_T = \frac{\overline{K \frac{dT}{dz}}}{\bar{K} \frac{dT}{dz}}.$$

Соответственно уравнение для расчета затрат тепла на испарение можно записать

$$\overline{LE} = -LK\rho \frac{dq}{dz} = -LK\rho\mu_q \frac{dq}{dz},$$

$$\text{отсюда } \mu_q = \frac{\overline{K \frac{dq}{dz}}}{\overline{K} \frac{dq}{dz}}.$$

Для определения коэффициентов μ_T и μ_q были использованы материалы серийных наблюдений, проведенных сотрудниками отдела ФПС ГГО на станции Колгуши за период 1947—1953 гг. Коэффициенты μ_T и μ_q определялись следующим образом. За каждый серийный срок наблюдений (в месяц было 4 серии, наблюдения проводились через 2 часа) вычислялось произведение K_z и Δt , затем выводилось среднее значение за сутки ($\overline{K \Delta t}$) из этих произведений. Далее было получено среднее за сутки значение \overline{K} и $\overline{\Delta t}$, при перемножении получили значение $\overline{K \Delta t}$. Отношение полученных произведений и давало значение μ_T . Подобным образом производился расчет коэффициента μ_q . Из полученных средне-суточных значений μ_T и μ_q вычислялось их среднemesячное значение.

Результаты расчета средних значений коэффициентов μ_T и μ_q приведены в табл. 2.

Таблица 2

Среднemesячные значения коэффициентов μ_T и μ_q

| Месяц | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| μ_T | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,7 | 2,3 | 2,1 | 2,2 | 1,9 | 1,6 | 1,0 | 0,9 | 0,9 |
| μ_q | 1,0 | 1,3 | 1,2 | 1,3 | 0,9 | 0,9 | 1,0 | 1,1 | 1,2 | 1,3 | 1,1 | 1,0 |

Значения μ_T , приведенные в табл. 2, в мае — августе в два раза превосходят значения за период январь — март и октябрь — декабрь. Такое различие, вероятно, является следствием большой величины суточной амплитуды температуры воздуха в летнее время.

Поскольку из-за недостаточного количества материала наблюдений (за каждый месяц проведено только по 4 серии) коэффициенты μ_T и μ_q определяются довольно грубо, для большей точности их определения получена зависимость между коэффициентом μ_T и среднemesячной амплитудой температуры воздуха. Полученная зависимость представлена на рис. 2.

Для теплового периода (май—август) коэффициент μ_T без больших погрешностей можно брать равным 2,1, для холодного периода (октябрь—март) — 1,0; в переходные месяцы (апрель и сентябрь) μ_T составляет 1,6. Коэффициент μ_q для всех месяцев года принят равным 1,0.

При введении полученных коэффициентов μ_T и μ_q в расчетные формулы уравнение для определения высоты пограничного слоя имеет вид

$$H_{\Pi}^3 + AH_{\Pi}^2 + BH_{\Pi} + C = 0, \quad (10)$$

где

$$A = \left[\frac{B}{0,2\omega_z \rho c_p \mu_T} + \frac{L q_m (T_H) (f_0 - f_H) \mu_q}{c_p \gamma_a} \right] \times$$

$$\times \frac{\gamma_a}{\gamma_a \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} \frac{\mu_q}{\mu_T} \right) - \gamma_p},$$

$$B = - \left[\frac{2,3(1-\delta)\bar{T}V_g^2}{g} + \frac{R + \beta (\vartheta_0 - T_H)}{0,2\omega_z \rho c_p \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} \frac{\mu_q}{\mu_T} \right)} \right] \times$$

$$\times \frac{1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} \frac{\mu_q}{\mu_T}}{\gamma_a \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} \frac{\mu_q}{\mu_T} \right) - \gamma_p},$$

$$C = - \frac{\beta}{0,2\omega_z \rho c_p \mu_T} \frac{2,3(1-\delta)\bar{T}V_g^2}{g \left[\gamma_a \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} \frac{\mu_q}{\mu_T} \right) - \gamma_p \right]}.$$

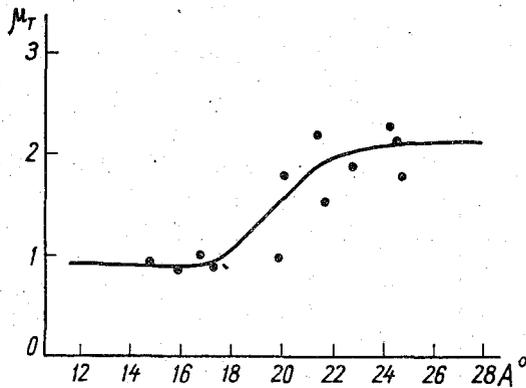


Рис. 2. Зависимость коэффициента μ_T от среднемесячной амплитуды температуры воздуха.

Формула для определения температуры воздуха у земли осталась без изменений, только значения H_n получены по формуле (10).

Формула для определения скорости ветра

$$\bar{V}_z = \sqrt{\frac{V_g \omega_z H_n}{2,28} \ln \frac{z}{z_0}}. \quad (11)$$

Формула для определения турбулентного потока тепла

$$\bar{P} = \frac{1}{5,2} \omega_z \rho c_p H_n \underbrace{[\mu_T (T_0 - T_H) - H_n \gamma_p]}_{P_1}. \quad (12)$$

Формула для определения затраты тепла на испарение:

$$\bar{LE} = \frac{1}{5,2} \omega_z \rho L H_n q_m (f_0 - f_H) \mu_q + \frac{\mu_q}{\mu_T} \frac{L}{c_p} \frac{dq_m}{dT} P_1. \quad (13)$$

Формула для определения потока тепла в почву

$$\bar{B}_n = \beta \gamma_a H_n \left(\frac{2,3\bar{T}(1-\delta) V_g^2}{g \gamma_a H_n^2} - 1 \right) + \beta (T_H - \theta_0). \quad (14)$$

Формула для определения коэффициента турбулентного обмена

$$K_z = \frac{\omega_z H_n^2}{5,2}.$$

Результаты вычислений аэроклиматических характеристик пограничного слоя с учетом вентильного эффекта приведены в табл. 3.

Таблица 3

Значения характеристик пограничного слоя по данным наблюдений в Колтушах и на основании расчетов

| Характеристика | Январь | Май | Июль | Сентябрь | Октябрь |
|-------------------------------|--------|------|-------|----------|---------|
| H_n расчетная | 640 | 880 | 920 | 700 | 500 |
| T_0 { расчетная | -6,9 | 8,6 | 15,6 | 10,1 | 3,7 |
| наблюденная | -8,2 | 8,6 | 16,2 | 10,7 | 4,0 |
| V_0 { расчетная | 6,6 | 5,1 | 4,5 | 4,8 | 4,2 |
| наблюденная | 5,1 | 4,4 | 3,8 | 4,3 | 3,9 |
| P { расчетный | -4,2 | 8,4 | 7,5 | 1,2 | -4,3 |
| получен градиентным методом | -1,8 | 10,8 | 6,9 | 0,74 | -1,6 |
| LE { расчетный | 2,4 | 16,3 | 22,9 | 8,6 | 1,7 |
| получен градиентным методом | 0,4 | 11,4 | 21,2 | 9,8 | 2,9 |
| \bar{K} расчетный | 5,17 | 9,77 | 10,67 | 6,18 | 4,24 |

Учет вентильного эффекта значительно улучшил результаты: гораздо лучше согласуется рассчитанная температура воздуха с наблюдаемой. Наибольшее расхождение наблюдается в январе и составляет 1,3°C. Расхождение рассчитанной скорости ветра с наблюдаемой не превышает 1,5 м/сек.

Турбулентные потоки тепла и потери тепла на испарение имеют хорошую согласованность в теплый период (апрель — сентябрь) с потоками, полученными градиентным методом. Наибольшее расхождение в значениях турбулентного потока тепла составляет 16—18%, расхождение в потере тепла на испарение — 18—20%.

Несколько хуже результаты сравнения составляющих теплового баланса за холодный период (октябрь — март). Так, например, в январе турбулентный поток тепла, рассчитанный изложенным методом, составляет — 4,5 кал/м²сек., а поток, рассчитанный градиентным методом, — 1,8 кал/м²сек. Такое расхождение можно объяснить тем, что сами потоки очень малы в холодный период и находятся в пределах ошибок вычисления. То же можно сказать и о потоках тепла в

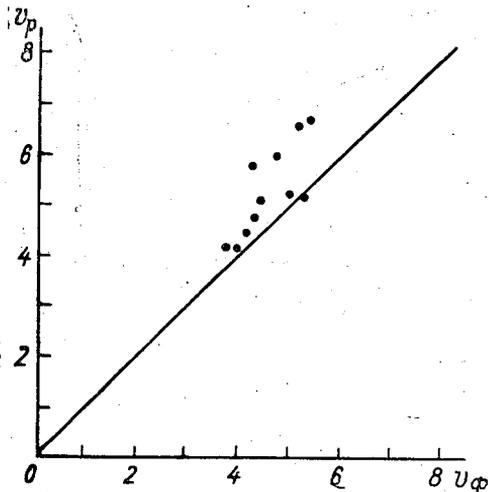


Рис. 3. Сравнение рассчитанных значений скорости ветра с опытными данными.

почву. Поэтому очень трудно вообще установить, какой из результатов ближе к действительным значениям.

На рис. 3 и 4 представлена связь рассчитанной температуры и скорости ветра с наблюдаемыми значениями.

На рис. 5 представлена связь величин турбулентного потока тепла и потери тепла на испарение, рассчитанных изложенным методом, с потоками, рассчитанными градиентным методом.

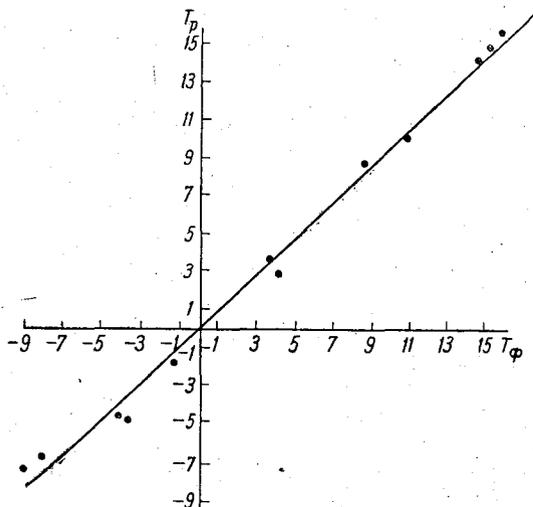


Рис. 4. Сравнение рассчитанных значений температуры воздуха с опытными данными.

Рассчитанная высота пограничного слоя и коэффициент турбулентного обмена сравнивались с данными, полученными П. А. Воронцовым [3] по следующим расчетным формулам Лайхтмана:

$$H_{\pi} = \frac{V_g^2}{2,1} \sqrt{\frac{\Theta_0}{\gamma_a - \gamma}}, \quad (15)$$

$$K_z = 3,2 V_g^2 \frac{\Theta_0 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi, \quad (16)$$

где V_g — скорость геострофического ветра, Θ_0 — потенциальная температура у земли, γ — средний градиент температуры в слое.

Кроме того, значения коэффициента турбулентного обмена сравнивались с K_z , полученными М. П. Чуриновой [6] для летнего периода.

Чуринова рассчитывала коэффициент турбулентного обмена по формуле Лайхтмана

$$K_z = \frac{2l (lg e)^2}{ctg^2 \alpha}, \quad (17)$$

где l — параметр Кориолиса, e — основание натурального логарифма,

$$ctg^2 \alpha = \left(\frac{d \lg [(u - V_g)^2 + v^2]}{dz} \right)^2$$

(u и v — горизонтальные составляющие скорости ветра, V_g — геострофический ветер).

Данные, приведенные в табл. 4, указывают на разный годовой ход высоты пограничного слоя. Объясняется это тем, что при расчетах

Воронцова число случаев со скоростями ветра менее 4 м/сек. занижено примерно на 50% за счет отсутствия данных, поэтому высоты осенью и зимой завышены.

Величины коэффициента турбулентного обмена хорошо согласуются со значениями, полученными Чуриновой и Воронцовым. К сожалению, сравнение значений \bar{K} с расчетами Чуриновой удалось провести

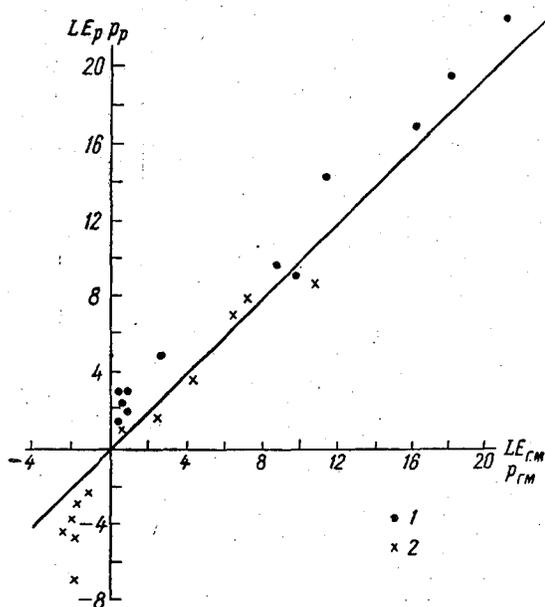


Рис. 5. Сравнение турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение, рассчитанных по методу Д. Л. Лайхтмана, со значениями потоков, полученных градиентным методом.

1 — LE , 2 — P .

только за летний период, так как для других сезонов коэффициент обмена определялся за дневные часы.

Таблица 4

Результаты сравнения высоты пограничного слоя и коэффициента турбулентного обмена, полученные различными методами

| Характеристика | Автор | Весна | Лето | Осень | Зима |
|----------------|----------------------|-------|------|-------|------|
| H_p | П. А. Воронцов . . . | 500 | 560 | 630 | 760 |
| H_p | Н. А. Лазарева . . . | 780 | 840 | 590 | 620 |
| \bar{K} | П. А. Воронцов . . . | 15,1 | 9,0 | 9,8 | 5,0 |
| \bar{K} | Н. А. Лазарева . . . | 7,9 | 9,0 | 4,6 | 4,5 |
| \bar{K} | М. П. Чуринова . . . | — | 12,3 | — | — |

Таким образом, исследование метода Лайхтмана с целью возможности применения для любых географических условий показало, что он может быть применен для расчета аэроклиматических характеристик пограничного слоя атмосферы при учете вентильного эффекта.

В уравнении теплового баланса предполагается, что вертикальный турбулентный поток тепла пропорционален отклонению температурного градиента от равновесного значения (0,5—0,6 град/100 м).

Приведенные в работе графики сравнения рассчитанных и наблюдаемых величин указывают на хорошую согласованность результатов и возможность использования изложенного метода для расчета аэроклиматических характеристик в пограничном слое атмосферы. Даже такая упрощенная схема расчета средних характеристик пограничного слоя дает правильные в качественном отношении результаты и в дальнейшем позволит выявить ряд закономерностей в распределении метеорологических характеристик пограничного слоя в различных географических районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 56 (118). 1956.
2. Лайхтман Д. Л. Закономерности физических процессов пограничного слоя атмосферы в Арктике. Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха. Сборник статей. Л. 1958.
3. Воронцов П. А. Некоторые вопросы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха. Сборник статей. Л. 1958.
4. Девятова В. А. Микроаэрологические исследования нижнего километрового слоя атмосферы. Гидрометеиздат. 1957.
5. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеиздат. Л. 1955.
6. Чурникова М. П. Некоторые данные о коэффициенте турбулентности в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 28. 1951.

О СВЯЗИ КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА С ЧИСЛОМ РИЧАРДСОНА

В статье приводятся результаты расчета коэффициента турбулентности (K) и чисел Ричардсона (Ri) по данным аэростатного зондирования в пос. Воейково.

Установлено, что связь коэффициента турбулентности с числами Ричардсона в пограничном слое слабо выражена; хорошо выражена в пограничном слое зависимость величин K и числа Ri от высоты и времени дня.

В настоящее время разработано большое количество методов вычисления коэффициента турбулентного обмена K в приземном слое на уровнях 1—10 м. Для получения значений K на больших высотах обычно проводится экстраполяция значений K , вычисленных на уровне 1 м, на весь пограничный слой, если задаваться профилем K . Но такого рода допущения могут дать более или менее надежные величины K обычно только до уровня 20—25 м.

Простых и надежных методов расчета K на разных уровнях в пограничном слое уже значительно меньше и использование их требует весьма сложной аппаратуры. Наиболее известными являются разного рода структурно-кинематические формулы, из которых распространена формула Ляпина

$$K_z = \frac{\overline{w'^2 \tau \overline{v}_z}}{2\Delta \overline{v}} \quad (1)$$

где $\overline{w'}$ и $\Delta \overline{v}$ — пульсационные значения вертикальной и горизонтальной составляющих скорости ветра, \overline{v}_z — средняя скорость ветра на уровне z , τ — среднее время сохранения вертикальных пульсаций одного знака.

В последнее время Д. Л. Лайхтманом дана формула подсчета средних для всего пограничного слоя значений K :

$$\overline{K} = 3,2 \overline{v}_g^2 \frac{\Theta_0 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi \left(1 - \frac{2,28}{\gamma} \right), \quad (2)$$

где \overline{v}_g — скорость геострофического ветра, Θ_0 — потенциальная температура у земли, γ_a и γ — сухоадиабатический и фактический вертикальный градиенты температуры, φ — широта места.

Но использование структурных формул затруднено из-за сложности получения значений $\overline{w'}$ и $\Delta \overline{v}$ в пограничном слое, а применение одних средних величин K часто бывает недостаточным при решении целого ряда задач. Отсюда возникла необходимость связать значения K с какой-либо другой величиной, характеризующей турбулентное состояние атмосферы, подсчет которой был бы более простым.

В настоящее время при исследовании условий развития и затухания турбулентных движений широко используется так называемое число Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2}, \quad (3)$$

где g — ускорение силы тяжести, T — абсолютная температура слоя, γ_a и γ — сухоадиабатический и фактический градиенты температуры, β — вертикальный градиент вектора ветра:

$$\beta = \sqrt{\left(\frac{\partial v_x}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v_y}{\partial z}\right)^2}, \quad (4)$$

v_x и v_y — проекции скорости ветра на горизонтальные оси x и y , z — высота.

Значение числа $Ri=1$ обычно принимается за критическое, разграничивающее условия, благоприятные для развития или ослабления турбулентности: при $Ri < 1$ турбулентность развивается, при $Ri > 1$ турбулентность ослабевает.

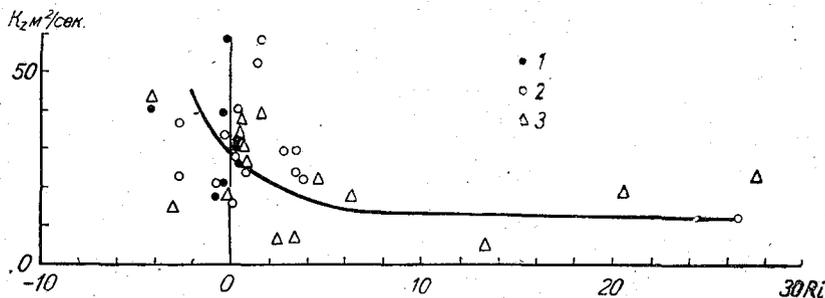


Рис. 1. Зависимость K_z от величины числа Ri .
1 — 100 м, 2 — 200 м, 3 — 500 м.

Нами сделана попытка проверить зависимость между K_z и Ri для нижнего 300-метрового слоя.

При аэростатных зондированиях в пос. Воейково производится подъем прибора, регистрирующего структуру воздушного потока, который измеряет все параметры, входящие в структурную формулу Ляпина.

По данным этих подъемов вычислялись K_z на уровнях 100, 200 и 300 м и сделаны подсчеты Ri в тех же слоях [3].

Вначале проведем сопоставление фактически подсчитанных значений Ri и K_z . Чтобы найти связь между числом Ri и K_z , были нанесены отдельные точки, но при этом получился сильный разброс точек, поэтому наблюдения были сгруппированы по диапазонам Ri : $Ri \leq 0$, $0 < Ri < 1$, $1 \leq Ri \leq 5$, $5 < Ri < 10$, $Ri > 10$ для слоев от земли до 100 м, от 100 до 200 м и от 200 до 300 м.

В табл. 1 приведены данные такого осреднения для числа Ri и K_z в течение дня и по высотам, h — число случаев.

Особенно четкой зависимости между числом Ri и K_z на всех уровнях и во все сроки не наблюдается. Для более наглядного представления приведем рис. 1, где по оси абсцисс нанесена величина Ri , а по оси ординат — K_z . В общем видно, что эта зависимость для малых чисел Ri нелинейная. Но, однако, заметно, что с увеличением числа Ri величина K_z уменьшается (на рис. 1 для каждой высоты точки обозначены

Таблица 1

Осреднение значения K_z по величинам R_i

| Высота (м) | Время (часы) | $R_i \leq 0$ | | | $0 < R_i < 1$ | | | $1 \leq R_i \leq 5$ | | | $5 < R_i \leq 10$ | | | $10 < R_i$ | | |
|------------|--------------|--------------|-------|-----|---------------|-------|-----|---------------------|-------|-----|-------------------|-------|------|------------|-------|-----|
| | | R_i | K_z | n | R_i | K_z | n | R_i | K_z | n | R_i | K_z | n | R_i | K_z | n |
| 100 | 8 | — | — | — | 0,37 | 33 | 5 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 200 | 8 | — | — | — | 0,34 | 33 | 4 | 3,40 | 30 | 2 | — | — | — | — | — | |
| 300 | 8 | — | — | — | — | — | — | 4,50 | 23 | 2 | — | — | — | — | — | |
| 100 | 10 | -4,02 | 41 | 13 | 0,25 | 31 | 7 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 200 | 10 | -2,72 | 37 | 5 | 0,28 | 28 | 7 | 2,94 | 30 | 3 | — | — | 38,5 | 22 | 4 | |
| 300 | 10 | — | — | — | 0,43 | 33 | 3 | 2,65 | 6 | 3 | — | — | 19,5 | 21 | 2 | |
| 100 | 12 | -0,27 | 40 | 23 | 0,16 | 16 | 7 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 200 | 12 | -0,25 | 34 | 10 | 0,71 | 25 | 3 | 1,55 | 59 | 2 | — | — | 26,5 | 12 | 2 | |
| 300 | 12 | -4,06 | 44 | 6 | 0,36 | 25 | 6 | 1,47 | 40 | 4 | — | — | 27,4 | 24 | 19 | |
| 100 | 14 | -0,72 | 18 | 15 | 0,14 | 27 | 2 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 200 | 14 | -2,68 | 23 | 10 | 0,32 | 41 | 4 | 1,40 | 53 | 2 | — | — | — | — | — | |
| 300 | 14 | 0,0 | 18 | 4 | 0,42 | 39 | 3 | — | — | — | 6,45 | — | 13,5 | 4,8 | 2 | |
| 100 | 16 | -0,34 | 22 | 8 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 200 | 16 | -0,51 | 21 | 5 | — | — | — | 3,53 | 25 | 5 | — | — | — | — | — | |
| 300 | 16 | -3,13 | 14 | 3 | 0,42 | 34 | 2 | 3,37 | 6 | 3 | — | — | — | — | — | |

разными значками). Примерно такие же зависимости между K_z и Ri приведены в работе В. А. Девятовой [4].

Ввиду того, что большей частью в литературе приводится K среднее для всего пограничного слоя, а об изменении K с высотой мало известно, то представляет интерес привести профиль K_z до высоты 300 м. Также интересно выяснить, как изменяется профиль K от срока к сроку. На рис. 2а приводим распределение K по высоте в разное время дня. Так как у земли величина K выражается в десятых или даже в тысячных долях $\text{м}^2/\text{сек.}$, то мы приняли значение K_z у земли, равное 0 для всех сроков наблюдений. Как видно из рис. 2а, максимального значения K_z достигает уже на 100 м в 8 и 10 часов, выше идет его убывание (кривые 1 и 2). В 12 час. 30 мин. профиль K_z изменяется. Очевидно, максимальное значение K_z будет на уровне 300 м или даже

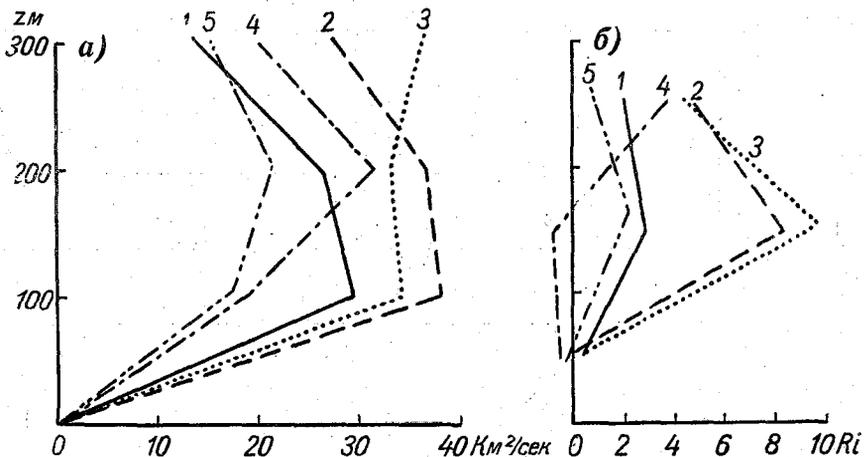


Рис. 2. Изменение K_z (а) и числа Ri (б) с высотой в разное время дня.

1 — 8 час., 2 — 10 час., 3 — 12 час., 4 — 14 час., 5 — 16 час.

выше (кривая 3). В 14 часов максимальное значение K_z отмечается на 200 м, позднее, т. е. в 16 часов, максимальное значение K_z также наблюдается на 200 м, хотя от 100 до 200 м его рост стал более замедленным.

Изменение числа Ri с высотой за те же сроки приведено на рис. 2б. Наибольшее значение числа Ri наблюдается в слое 100—200 м во все сроки, за исключением 14 часов. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что в первую половину дня указанный слой еще довольно устойчив и только в 14 часов число Ri становится отрицательным. На кривых 1 и 5 числа Ri близки друг к другу, что свидетельствует о том, что уровни турбулентности в эти сроки мало различаются между собой.

Для более подробного ознакомления с характеристиками K_z и числа Ri приведем еще изменение этих величин в течение дня. На рис. 3а дано изменение K_z в течение дня на разных высотах. Отчетливо видно, что максимум величины K_z на 300 м смещается к послеполуденным часам, тогда как на 100 м K_z достигает максимального значения к 10 часам.

На рис. 3б приведено изменение числа Ri в течение дня. В 100-метровом слое число Ri мало по абсолютной величине и мало изменяется во все рассматриваемые сроки. На 200 м — число Ri имеет большое значение в утренний срок, затем к 8 часам убывает, к 12 часам растет и к 14 часам убывает и достигает отрицательной величины. Ход

числа Ri в слое от 100 до 200 м можно объяснить ходом изменения градиента ветра с высотой $\frac{dv}{100}$. Как видно из рис. 4, $\frac{dv}{100}$ увеличивается к 8 часам (кривая 2), позднее убывает, а в 10—12 часов $\frac{dv}{100}$ имеет наименьшую величину вследствие значительного перемешивания. На-

ибольшая турбулентность на высотах 200—300 м наблюдается уже в послеполуденные часы, когда градиенты температуры и ветра увеличиваются.

В последних работах [5] и [6] Л. Т. Матвеев предложил формулу, связывающую K и число Ri для свободной атмосферы.

В формулу касательного напряжения вводится коэффициент турбулентного обмена как множитель пропорциональности:

$$\tau^* = -\overline{\rho v' w} = K \rho \beta. \quad (5)$$

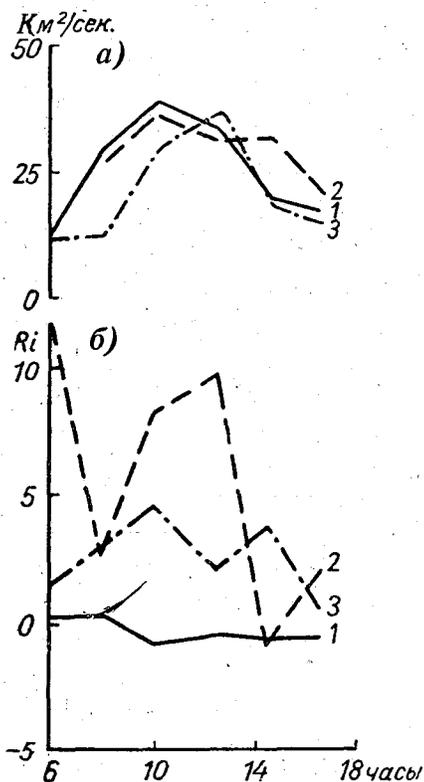


Рис. 3. Изменение K_z (а) и числа Ri (б) в течение дня на разных высотах.
1 — 100 м, 2 — 200 м, 3 — 300 м.

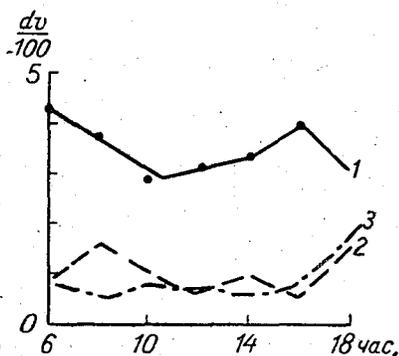


Рис. 4. Изменение градиента ветра в течение дня.
1 — 100 м, 2 — 200 м, 3 — 300 м.

Так как размерность $\left[\frac{\tau}{\rho}\right] = \text{м}^2/\text{сек}^2$, то эта величина по форме подобия и размерностей может быть представлена в виде

$$\frac{\tau}{\rho} = v^2 f(Ri), \quad (6)$$

где $f(Ri)$ — некоторая неизвестная функция параметра числа Ri . Из сравнения (5) и (6) следует, что

$$K \beta = v^2 f(Ri). \quad (7)$$

Таким образом, безразмерная величина $B = \frac{K \beta}{v^2}$ является функцией одного лишь числа Ri :

$$B = f(Ri) = \frac{K \beta}{v^2}.$$

Для свободной атмосферы Матвеев приводит следующую зависимость B от числа Ri :

$$\frac{K\beta}{v^2} = 10^{-4} (17,92 - 11,57 \lg Ri). \quad (8)$$

Значения числа Ri , а следовательно, и K в этой формуле определяются по данным температурно-ветрового зондирования.

Мы решили проверить зависимость между K и Ri в нижнем 300-метровом слое по методу Матвеева на материалах аэростатного зондирования в пос. Воейково. С этой целью был сделан подсчет функции

$B = \frac{K\beta}{v^2}$ и выписаны соответствующие значения числа Ri . Следует отметить, что параметр $\frac{K\beta}{v^2}$ в нижнем 300-метровом слое оказался значительно большим, чем в свободной атмосфере в основном из-за больших величин β и отчасти K и меньших значений v . При нанесении на график $\frac{K\beta}{v^2}$ и числа Ri разброс точек так же, как и у Матвеева, оказался весьма большим, поэтому пришлось сгруппировать весь материал и для каждой группы найти средние значения B и числа Ri . Осредненные значения B и числа Ri , полученные по графику, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Значение B при разных числах Ri

| Высота, м | | | | | | | | | |
|-----------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|-------|
| 100 | | 200 | | | | 300 | | | |
| Ri | B | Ri | B | Ri | B | Ri | B | Ri | B |
| -5 | 0,42 | -9,25 | 0,30 | 0,77 | 0,19 | -4,55 | 0,25 | 1,10 | -0,14 |
| -3,26 | 0,18 | -4,5 | 0,02 | 1,20 | 0,14 | -2,24 | 0,20 | 1,65 | 0,00 |
| -0,64 | 1,44 | -2,33 | 0,22 | 1,60 | 0,16 | -0,90 | 0,13 | 3,0 | 0,26 |
| 0,19 | 1,10 | -0,67 | 0,67 | 2,40 | 0,20 | -0,30 | 0,23 | 4,6 | 0,14 |
| 0,13 | 2,07 | -0,27 | 0,53 | 4,51 | 0,31 | 0,13 | 0,30 | 7,0 | 0,04 |
| 0,72 | 1,19 | 0,11 | 0,25 | 6,80 | 0,07 | 0,70 | 0,45 | 8,0 | 0,08 |

Анализ приведенных в табл. 2 средних данных показывает, что между величиной B и числом Ri практически не существует линейной зависимости; на уровнях 200 и 300 м наблюдается даже перелом в ходе B с максимумом на 300 м около числа $Ri \approx 0,7$ и уменьшением B в обе стороны от числа $Ri = 0,7$; на 200 м отмечается максимум B при $Ri \approx -0,5$. Можно сделать, очевидно, вывод, что в нижнем 300-метровом слое четкой зависимости между числом Ri и K получить нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ляпин Е. С. О турбулентном перемешивании воздуха в атмосфере. Метеорология и гидрология, № 5. 1948.
2. Лайхтман Д. Л. Некоторые свойства пограничного слоя. Труды ГГО, вып. 56. 1956.
3. Воронцов П. А. Методика регистрации горизонтальных и вертикальных пульсаций скорости ветра на привязанном аэростате. Труды ГГО, вып. 51. 1955.
4. Девятова В. А. Микроаэрологические исследования нижнего километрового слоя. Гидрометеиздат. Л. 1957.
5. Матвеев Л. Т. Количественные характеристики турбулентного обмена в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Изв. АН СССР, № 7. 1958.
6. Матвеев Л. Т. Исследование турбулентной структуры воздушного потока в районе оз. Севан с помощью самолета. Труды ГГО, вып. 78. 1958.

