
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

Д. Ф. ХАРЧИЛАВА, А. Г. АМИРАНАШВИЛИ

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ
АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА
В ГРУЗИИ**

МОСКВА 1988

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE

*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

D. F. KHARCHILAVA and A. G. AMIRANASHVILI

STUDIES OF ATMOSPHERIC OZONE
VARIATIONS
IN SOVIET GEORGIA

Editor-in-chief
doctor V. I. BECORUCOV

MOSCOW 1988



МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

Д. Ф. ХАРЧИЛАВА, А. Г. АМИРАНАШВИЛИ

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ
АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА
В ГРУЗИИ

Ответственный редактор
кандидат физико-математических наук В. И. БЕКОРЮКОВ

В книге представлены результаты многолетних исследований вариаций приземного, общего содержания и вертикального распределения озона в Грузии в связи с атмосферными процессами. Проведен анализ пространственно-временного распределения озона для указанного региона. Установлена роль грозových процессов в вариациях содержания озона. Выявлены условия образования приземного озона фотохимического происхождения для условий Тбилиси. Изучено влияние барических образований на содержание озона в атмосфере. Указывается на возможность использования атмосферного озона в качестве трассера атмосферных процессов. Рассмотрены некоторые биологические аспекты атмосферного озона.

Предназначена для научных работников и инженеров, связанных в своей деятельности с проблемами физики атмосферы.

Рецензенты З.В. Хведелидзе, Т.Г. Гэришвили

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Поведение озона, тропосферного в особенности, в сильной степени зависит от положения рассматриваемого региона, его физико-географических условий, режима циркуляции атмосферы и др. Своеобразный рельеф Грузии и прилегающей к ней территории, расположение вблизи зоны разрыва тропопаузы, что иногда приводит к затоку тропического воздуха с характерным для него вертикальным распределением озона, частая повторяемость гроз, струйных течений, а над Тбилиси также инверсионных задерживающих слоев на высоте 1,5–2 км— все это представляет большой интерес не только с точки зрения изучения особенностей поведения озона в данном регионе, но и с точки зрения исследования влияния этих факторов на поведение озона.

Наибольший интерес представляют изложенные в монографии результаты исследования тропосферного и приземного озона, где грузинская озонметрическая школа занимает передовые позиции. Уже сегодня некоторые результаты имеют большое практическое значение. Так возможность предсказания грозы и связанных с ней высоких концентраций озона в тропосфере имеет большое значение для авиации. Изучение anomalно высоких, иногда даже вредных для биосферы, приземных концентраций озона, наблюдающихся при наличии инверсионных задерживающих слоев, важно для медицины.

Вероятно, не все выводы авторов следует считать окончательными. В дальнейшем при увеличении материала некоторые из них могут быть уточнены или скорректированы.

Монография актуальна в научном и практическом отношениях. Авторы проделали большую работу по организации и проведению измерений озона в Грузии, по обобщению оригинальных данных и освещению результатов советских и зарубежных ученых по тропосферному и приземному озону.

Монография представляет интерес не только для метеорологов, но также и для работников авиации, биологов, медиков.

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферный озон, несмотря на малое содержание в воздухе, имеет существенное значение для сохранения биосферы Земли. Со дня открытия озона до наших дней интерес к нему, в зависимости от уровня знаний, объема информации, трактовки экспериментальных данных, то бурно рос, то резко падал. В настоящее время ни у кого не вызывает сомнений важность исследований атмосферного озона.

Проблемам атмосферного озона посвящены сотни статей, десятки монографий [Добсон и др., 1947; Хргиан, 1973; Родионов, Ошеревич, 1949; Прокофьева, 1951; Гущин, 1963, 1964; Хргиан, 1982, 1985а, 1985б; Хргиан, Кузнецов, 1981; Хргиан и др., 1965; Толба, 1978; Александров, Седунов, 1979; Перов, Хргиан, 1980; Токтомышев, 1981; Александров, Кароль и др., 1982; Ramanathan, 1954, Vassy, 1958; Warmbt, 1964; Dütsh, 1966]. Регулярно проводятся Всесоюзные и Международные совещания, симпозиумы, конференции, на которых рассматриваются достижения в области изучения атмосферного озона, [Балавадзе и др., 1979; Хргиан, Перов, 1981; Хргиан, 1982, 1985а, 1985б; Александров, Хргиан, 1985; Цванг и др., 1985; и др.].

В монографиях и статьях последних лет подробно дан обзор знаний об атмосферном озоне, его вертикальном распределении, трендах общего содержания озона, вариациях тропосферного озона. Рассмотрены механизмы перераспределения озона, обусловленные возмущениями различного масштаба. Проанализирована теория разрушения озона в результате хозяйственной деятельности человека. Рассмотрены возможные последствия изменения общего содержания и концентрации тропосферного озона на биосферу и человека. Большое внимание уделяется вопросам методики озонметрических наблюдений в связи с задачами организации мониторинга озона и необходимостью одновременного наблюдения других озonoактивных примесей в атмосфере, в том числе и аэрозоля. Освещены вопросы об источниках, стоках и накоплениях отдельных соединений—составляющих фотохимических источников и стоков озона. Рассмотрены современные математические модели распределения и эволюции озона в атмосфере с учетом фотохимических, радиационных и динамических факторов [Александров, Седунов, 1979; Хргиан, Кузнецов, 1981; Перов, Хргиан, 1980; Александров, Кароль и др., 1982; Деминов, 1982; Задорожный, 1982].

В Грузии озонметрические наблюдения начались в Абастуманской астрофизической обсерватории с 1957 г. по инициативе бывшего президента Академии наук Грузинской ССР академика Харадзе Е.К. Через некоторое время эти работы получили развитие в Институте геофизики АН ГССР.

С 1976 г. по настоящее время Институт геофизики принимает участие в разработке международных проектов по исследованию атмосферного озона в рамках Комиссии многостороннего сотрудничества Академий наук Социалистических стран по комплексной проблеме "Планетарные геофизические исследования" (КАПГ). В период с 1976 по 1980 гг. выполнялась тема "Исследование содержания озона в приземном слое воздуха", с 1981 по 1985 гг. — тема "Влияние грозных процессов на тропосферный озон" и тема "Влияние динамических параметров атмосферы на содержание озона". 20–23 апреля 1985 г. в Дагомысе

(Сочи) состоялось XVII совещание КАПГ, на котором был утвержден план работ по исследованию вариаций атмосферного озона их связи со структурой и динамикой средней атмосферы (Проект 7.5 КАПГ) на 1986-1990 гг. В указанный период Институт геофизики примет участие в выполнении темы "Исследование связи атмосферного озона с метеорологическими процессами в средних широтах и полярных областях" и темы "Наблюдения тонкой структуры вертикального распределения озона в атмосфере и изучение механизмов ее формирования".

Значительный вклад в дело развития работ по исследованию атмосферного озона в Грузии был внесен бывшим президентом Академии наук СССР, академиком Харадзе Е.К. и директором Института геофизики АН СССР, академиком Балавадзе Б.К. В частности, при их активной поддержке в 1978 г. (17-21 октября) в Руиспири был проведен Всесоюзный симпозиум по современным проблемам атмосферного озона, а в 1981 г. (23-27 ноября) в Тбилиси состоялось рабочее совещание по исследованию атмосферного озона в рамках КАПГ.

Существенную помощь в организации комплексных озонметрических наблюдений в Грузии оказали Гушин Г.П., Бритаев А.С., Кузнецов Г.И., Ошерович А.Л., Бойченко П.Ф., Чижов А.Ф., Перов С.П., Искандарова В.М., Карцивадзе А.И., Гзиришвили Т.Г., Рухадзе Т.Г. (СССР), Грасник К.Х., Беме В., Хашке М., Беме А., Плесинг Р., Герсдорф М., Вармбт В. (ГДР). Регулярное содействие в градуировке озонметрической аппаратуры оказывали Шаламянский А.М., Ромашкина К.И. (СССР), Май М., Кан Г., Якоби Г. (ГДР). Активное участие в решении различных организационных вопросов принимала Петренко Н.А.

Особая роль в развитии озонметрических исследований в Грузии принадлежит проф. Хргиану А.Х. с его неослабевающим интересом к указанным работам, регулярными консультациями и советами, общим научным руководством.

В книге представлены результаты многолетних исследований общего содержания, вертикального распределения и концентрации приземного озона, проведенных в Институте геофизики АН СССР по проектам КАПГ. Особое внимание уделено изучению связи содержания озона с грозо-градовыми процессами, различными метеорологическими параметрами и аэросиноптическими условиями. Приведены данные о вариациях концентрации приземного озона в условиях повышенной загрязненности воздуха в Тбилиси. Рассмотрены некоторые биологические аспекты содержания приземного озона. Работы проводились на научной базе Института геофизики АН СССР в с. Руиспири Телавского района СССР, в г. Тбилиси и г. Сухуми.

В написании некоторых параграфов книги приняли участие следующие сотрудники Института геофизики АН СССР: Хелая Э.И., Кирия Д.К. (§1, глава IV), Ломая О.В. (§3, глава V), Гзиришвили Т.Г., Салуквадзе Т.Г., Трофименко Л.Т. (§5, глава V), за что авторы приносят им свою искреннюю благодарность.

ГЛАВА I

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРОГРАФИЧЕСКИХ И АЭРОСИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЗАКАВКАЗЬЯ

Вариации атмосферного озона во многом зависят от характера аэросиноптических условий и орографических особенностей местности. Поэтому ниже дается краткое описание этих характеристик исследуемого региона.

Атмосферные процессы над Закавказьем в основном определяются двумя характерными особенностями территории, отличающими Закавказье от других географических районов Евразии [Папинашвили, 1963].

Первая особенность заключается в том, что территория Закавказья, находящаяся на южной окраине Восточной Европы, расположена между двумя водными бассейнами: Черным морем на Западе и Каспийским — на востоке. Благодаря разнице в свойствах подстилающих поверхностей континента и моря, Закавказье является районом сложных циркуляционных процессов атмосферы.

Вторая особенность Закавказья заключается в том, что его с севера и юга окаймляют сложные орографические системы.

Главный Кавказский хребет, расположенный на севере и пересекающий Кавказ с северо-запада в юго-восточном направлении, представляет собой естественное препятствие для непосредственного прохождения барических систем с юга на север и с севера на юг. Расположенные на юг хребты Малого Кавказа также представляют собой препятствие, но сравнительно слабое для свободного продвижения барических систем через Закавказье.

Естественно, что наличие указанных горных хребтов нарушает начальное направление воздушных масс и предопределяет конечные пути попадания их в Закавказье. Преобладающими конечными направлениями, по которым происходит вторжение воздушных масс в Закавказье, являются западное и восточное.

Характерные особенности макроциркуляционных процессов атмосферы над всем северным полушарием и, в особенности, над Евразией, оказывают значительное влияние на развитие процессов в Закавказье. В условиях Закавказья своеобразие указанных процессов обусловлено, с одной стороны, его географическим положением на границе естественного синоптического района в зоне сложных воздействий циркуляций умеренных и субтропических широт и, с другой стороны, орографическими условиями, затрудняющими определение конечного направления проникновения фронтальных систем и вторжения холодных воздушных масс на эту территорию.

Синоптические процессы, характерные для Закавказья, можно разделить на четыре основных типа [Ломинадзе, Напетваридзе, 1959];

1. процессы западных вторжений;
2. процессы восточных вторжений;
3. антициклональное состояние;
4. волновая деятельность на фронте, расположенном на юге Закавказья или несколько южнее него.

Процессы западных вторжений обычно наблюдаются при развитии у поверхности Земли циклонической деятельности над районами Европейс-

кой территории Советского Союза (ЕТС) за счет продвижения циклонов с Северной Атлантики или выхода к северо-востоку средиземноморских циклонов. Над Атлантикой и Западной Европой при этом процессе располагается антициклон.

Продвижение к Западу холодного фронта, связанное с циклоном над ЕТС, и распространение его в тылу гребня повышенного давления обуславливают вторжение с запада холодных воздушных масс в Закавказье.

Холодный фронт, перемещаясь через территорию Кавказа, под влиянием мощной горной системы Главного Кавказского хребта, претерпевает характерный изгиб, и холодные воздушные массы, огибая хребет, вторгаются на Северный Кавказ и Закавказье. При этом вдоль Главного Кавказского хребта происходит постепенное окклюдирование теплового воздуха.

Скорость перемещения холодного фронта через территорию Закавказья зависит от интенсивности вторжения, то есть от мощности тылового гребня и величины падения давления над Каспийским морем.

Процессы западного вторжения наблюдаются во все сезоны года. Отличительной чертой этих процессов является асимметричность и меридиональная направленность высотных гребней и ложбин. Над Кавказом или в непосредственной близости от него располагается хорошо выраженная фронтальная зона со входом над Черным морем. Такая структура высотного термобарического поля обуславливает процесс вторжения холодных воздушных масс в Закавказье с запада. Вертикальная мощность вторжений зависит от происхождения и индивидуальных свойств воздушных масс.

Одним из основных факторов, способствующих осуществлению восточных вторжений воздушных масс в Закавказье, является Главный Кавказский хребет.

При распространении антициклонов с востока или северо-востока в тылу циклонических возмущений, смешивающихся с Каспийского моря, а также при перемещении антициклонов с северо-запада вдоль северных склонов хребта, создаются условия для орографической конвергенции воздушных потоков над Каспийским морем и последующего вторжения их в Закавказье с востока.

При этих процессах часто наблюдается выход циклонических возмущений на Черное море или Малую Азию, что более обостряет процесс восточного вторжения и обуславливает его устойчивый характер.

Вторгающиеся с востока воздушные массы обычно не распространяются на все Закавказье, и холодный фронт, огибая Главный Кавказский хребет, достигает чаще всего центральных районов Закавказья (район Тбилиси), задерживается там и впоследствии размывается. Лишь в исключительных случаях, являющихся аномальными, при особо интенсивном процессе, холодные воздушные массы могут охватить все Закавказье. Вертикальная мощность вторгающихся воздушных масс невелика и обычно не превосходит 2-3 км.

Процессы восточного типа наблюдаются главным образом в холодную половину года. В теплую половину года они, хотя и имеют место, осуществляются редко, малоинтенсивны и непродолжительны.

Характерной чертой высотного термобарического поля при процессах восточного типа является асимметричное меридиональное расположение высотных гребней и ложбин. Над Кавказом и центральными районами

ЕТС располагается устойчивый теплый антициклон с гребнем, направленным на Баренцево море и Новую Землю. По обе стороны этого гребня имеются высотные ложбины, причем наиболее резко выражена восточная ложбина, простирающаяся далеко на юго-запад к южным районам Каспийского моря и Кавказа. Над восточными районами Кавказа и югом Каспийского моря располагается высотная фронтальная зона. Интенсивный северо-восточный поток холодных воздушных масс по западной периферии этой ложбины и определяет процесс восточного вторжения в Закавказье.

Бывают случаи, когда из-за наличия мощной системы Главного Кавказского хребта, вторжение воздушных масс в Закавказье осуществляется одновременно с двух сторон, с запада и с востока. Причем оно в большинстве случаев вызвано одним и тем же процессом — установлением мощного обширного антициклона к северу от Кавказа.

Для процессов второго типа характерным является не только преимущественно небольшая вертикальная мощность воздушных масс, но и большая устойчивость их, особенно в холодную половину года.

После прекращения вторжений воздуха с запада и с востока, над Закавказьем часто устанавливаются области повышенного давления, иногда с отдельными замкнутыми изобарами над его центральными районами.

Летом местный рельеф благоприятствует развитию циркуляции воздуха.

В зимний период формирование над центральными районами Закавказья устойчивых антициклональных областей небольшой вертикальной протяженности, помимо циркуляционных процессов, обуславливается в значительной степени местной орографией. Бывают случаи, когда на обширной территории юга СССР наиболее высокое давление наблюдается в Тбилиси.

В третий тип указанных процессов входит большое количество синоптических ситуаций, не вполне однородных по своему происхождению и являющихся, в основном, заключительной стадией первых двух типов. Общим для этого типа является развитие над Закавказьем антициклонального положения в холодную половину года при высоком давлении, а в теплую половину года — при относительно повышенном.

После прохождения холодного фронта через территорию Закавказья к югу и существовании более или менее интенсивного притока тепла с юга в нем возникают волновые возмущения. Развитие этих возмущений имеет сезонный характер. Наибольшую активность они проявляют в теплое время года, в особенности в дневные часы, в основном благодаря усилению устойчивости градиента давления, направленного с запада на восток.

В теплое время года влияние волновых возмущений ночью, как правило, значительно ослабевает и мало проявляется в погодных условиях.

Характерным для четвертого типа процессов в этот период является меридиональное расположение высотных гребней и ложбин. Основная высотная ложбина направлена с Баренцева к Черному и Каспийскому морям, а мощный высотный гребень находится над центральными районами Западной Европы и западом ЕТС. В это время над восточными районами Средиземного моря, Малой Азией, Ираком и Ираном располагается хорошо выраженная высотная фронтальная зона.

Из циклонических образований в преобладающем большинстве случаев через территорию Закавказья перемещаются южные циклоны [Захашвили, 1965], возникающие над Средиземным и Черным морями.

Южные циклоны чаще всего являются низкими образованиями. Южные циклоны с замкнутыми изогипсами наблюдаются в преобладающем большинстве случаев не выше 850 мб. На уровнях же поверхностей 700 и 500 мб повторяемость циклонов с замкнутыми изогипсами наблюдается относительно редко, а на уровнях поверхности 300–200 мб – в единичных случаях. Замкнутая циклоническая циркуляция при зарождении южных циклонов на уровне поверхности 850 мб прослеживается в среднем в 75% случаев. На уровне поверхности 700 мб она наблюдается в 21% случаев, а на уровне 500 мб – в 15% случаев. Что касается уровней 300 и 200 мб, то здесь замкнутая циклоническая циркуляция отмечается в среднем лишь в 4 и 2% случаев соответственно.

Циклонические состояния приземного барического поля над центральными районами Закавказья и, в частности, над Грузией, имеют вполне определенное сезонное распределение [Папинашвили, 1959а]. Для зимы, весны, лета и осени повторяемость циклонических состояний составляет 14, 17, 13 и 15% соответственно.

Анализ большого количества случаев прохождения через Закавказье четко оформленных высоких и низких антициклонов [Захашвили, 1966] показал, что в большинстве случаев они перемещаются с запада, а меньше всего – с юго-востока. Наблюдаются три типа перемещения антициклонов через Закавказье.

При первом типе через Закавказье перемещаются как отдельные центры антициклонов, возникающие непосредственно над территорией Закавказья, так и хорошо оформившиеся антициклоны, перемещающиеся с запада, юго-запада или северо-запада. В этих случаях антициклоны в преобладающем большинстве случаев являются высокими, тогда как возникающие на территории Закавказья отдельные антициклоны редко бывают таковыми.

При втором типе перемещающиеся через Закавказье антициклоны зарождаются над Закавказьем или близлежащими к нему районами в гребне хорошо сформировавшегося антициклона, расположенного над северо-западными, западными или юго-западными районами Европы, а также Средиземноморского бассейна.

Перемещающиеся через Закавказье антициклоны прослеживаются на уровнях поверхностей 700 и 500 мб в 31% случаев.

При третьем типе перемещающиеся через Закавказье центры зарождаются в гребне антициклона, центр которого располагается восточнее Закавказья. Из них наибольшей повторяемостью отличаются северо-восточные районы. Повторяемость этого варианта перемещения почти одинаковая в холодную и теплую половину года.

Струйные течения в атмосфере над территорией Закавказья – явление не редкое [Папинашвили, 1959б]. Их преобладающее направление западно-юго-западное.

Ось СТ над Закавказьем в среднем расположена на высотах 10–12 км, хотя в отдельных случаях (в зависимости от сезона года) она может быть ниже 10 км и выше 12 км. Скорости ветра на оси струйного течения над территорией Закавказья колеблются в пределах 140–180 км·час⁻¹. Однако иногда, в зависимости от сезона года, они могут достигать значительно больших величин.

Ширина зоны СТ над территорией Закавказья в среднем бывает равной 240 км, но встречаются случаи, когда она несколько меньше обычной. Толщина зоны струйных течений в среднем меняется от 2 до 4 км.

Главный Кавказский хребет оказывает определенное влияние на СТ. Скорости струйных течений перед хребтом, над западной частью Закавказья и за хребтом, над восточной частью Закавказья, в среднем колеблются в пределах $140-190 \text{ км}\cdot\text{час}^{-1}$, а над центральными районами Главного Кавказского хребта они несколько увеличиваются.

ГЛАВА II

ИСПОЛЬЗУЕМАЯ АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА И ДРУГИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ

В разные годы в различных районах Грузии (Тбилиси, Абастумани, Сухуми, Руиспири) проводились исследования общего содержания, вертикального распределения и концентрации приземного озона [Харчилава, Каршивадзе и др., 1982; Грасник, Харчилава, 1982 и др.].

Измерения общего содержания озона проводились с помощью озонометра типа М-83, сконструированного Гушиным Г.П. [Гушин, 1963]. Этот прибор широко применяется в сети озонометрических станций Советского Союза. Калибровка прибора проводилась раз в два года в ГГО им. А.И. Воейкова спектрофотометром Добсона.

При измерении ОСО с борта летающей лаборатории ИЛ-14 использовался самолетный озонометр Гушина Г.П. [Гушин, 1961]. Наблюдения за ОСО велись через открытый иллюминатор. По оценкам автора погрешность определения общего содержания озона не превышает 10%.

Измерения ОСО в Руиспири регулярно ведутся с 1973 г.

С 1973 г. по 1982 г. в Руиспири и с 1974 по 1978 гг. в Абастумани проводились измерения вертикального распределения озона методом обращения с помощью универсального фотоэлектрического спектрометра ЦАО [Бритаев, Кузнецов, 1959]. Всего было получено около 150 профилей вертикального распределения озона в слоях атмосферы: 0-5 км, 5-10 км, 10-13 км, 13-16 км, 16-18 км, 18-20 км, 22-24 км, 24-27 км, 27-30 км, 30-34 км, 34-40 км, 40-50 км, 50-65 км, 65-80 км. Расчеты проводились в ЦАО с использованием ЭВМ по методике Бойченко П.Ф. и Рыбина Ю.Н. [Бойченко, Рыбин, 1976, 1977].

Погрешность определения содержания озона сильно варьирует от слоя к слою. До высоты 16 км она может меняться в пределах от 100 до 2000%. Наиболее информативны данные для высот более 16 км. Здесь погрешность определения содержания озона значительно ниже, 10-100%.

Концентрация приземного озона измеряется в Руиспири с 1973 г., в Тбилиси с 1980 г. До 1979 г. включительно измерения КПО проводились электрохимическим газоанализатором типа ГКП-1 [Альперин и др., 1973; Бритаев, 1975]. С 1980 г. концентрация приземного озона измеряется электрохимическим прибором типа ОМС-200 производства ГДР [Wagmbt, Herrmann, 1977]. В 1980-1982 гг. измерения КПО в Тбилиси проводились с помощью озонографа Реннебека К. [Rönnebeck, 1977]. Погрешность определения концентрации озона не превышала 5-7%.

В период с 1973 по 1977 гг. измерения вертикального распределения озона проводились с борта самолета-лаборатории ИЛ-14 и вертолета МИ-2 с использованием газоанализатора типа ГКП-1. В 1979, 1983 и 1984 гг. для изучения ВРО было запущено 20 электрохимических озонозондов типа OSM-2 производства ГДР [Rönnebeck, Sonntag, 1976; Sonntag, 1977; Перов, Хргиан, 1980].

Периодическая проверка и градуировка электрохимических озонометрических приборов осуществлялась с помощью специального озоногенератора [Джинчарадзе, Харчилава и др., 1985] (рис. 1).

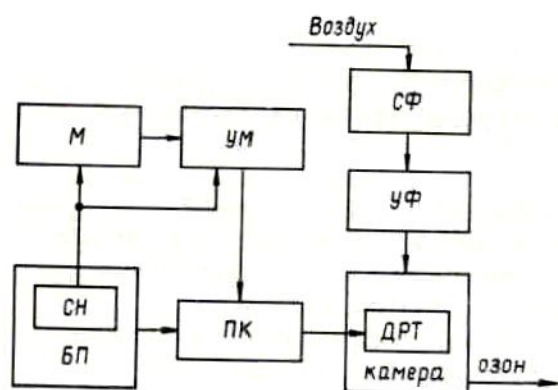
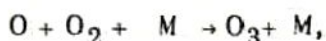
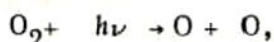


Рис. 1. Блок-схема озоногенератора: М - мультивибратор, УМ - усилитель мощности, СФ - силикогелевый фильтр, УФ - угольный фильтр, БП - блок питания, СН - стабилизатор напряжения, ПК - полупроводниковый ключ, ДРТ - ртутно-кварцевая лампа

Воздух, проходя через силикогелевый и угольный фильтры, очищался от влаги и озона и входил в камеру объемом 10^{-4} м³, где облучался ультрафиолетовым светом, источником которого являлась ртутно-кварцевая лампа ДРТ. Напряжение питания лампы 400 в. Частоту питающего напряжения 25 кгц обеспечивал блок питания со стабилизатором напряжения, мультивибратор, усилитель мощности и полупроводниковый ключ.

Цикл реакций, происходящих в камере, описывается фотохимическими уравнениями:



где h - постоянная Планка, ν - частота, M - может быть любой частицей или атомом, который воспринимает часть энергии соударения.

Увеличение силы тока через лампу вызывает усиление интенсивности ультрафиолетового излучения с длиной волны 242 нм.

При скорости прокачки воздуха через камеру $9 \cdot 10^{-3}$ м³·ч⁻¹ концентрация озона на выходе озоногенератора зависит от тока, текущего через лампу, почти линейно в пределах 0-9 ма и изменяется соответственно от 0 до 10^{-6} кг·м⁻³ с погрешностью не больше $\pm 3\%$.

В ряде случаев одновременно с измерением содержания озона в атмосфере проводилось изучение ее электрического состояния. Напряженность электрического поля у поверхности земли и в свободной атмосфере измерялась приборами типа ПНП конструкции ГГО [Имянитов, 1957] наземного и самолетного вариантов соответственно. Измерения проводились до высоты 5 км.

Концентрация и спектр размеров естественных нерадиоактивных аэрозолей в атмосфере в 1973-1977 гг. определялись с помощью мембранных фильтров фирмы "Синпор". Размер пор используемых фильтров составлял 1,0-1,5 мкм, что позволяло захватывать аэрозольные частицы диаметром 0,1-0,15 мкм практически со 100% коэффициентом улавливания [Спурный и др., 1964]. При исследованиях атмосферы с помощью самолета-лаборатории воздух прокачивался через фильтр

площадью около 1 см^2 . Скорость прокачки составляла 5 литров в минуту. Воздухозаборное устройство имело такое входное отверстие, что скорость течения через фильтр подчинялась закону изокINETИЧНОСТИ. Измерение количества и размеров аэрозолей осуществлялось с помощью микроскопа типа БИОЛАМ-70 при увеличении более чем в 300 раз.

Счет аэрозолей производился в отраженном свете с такой площади фильтра, которая обеспечивала статистическую погрешность не более 5-8%. Размеры аэрозолей определялись в трех диапазонах: от 0,35 до 1 мкм, от 1 до 2 мкм и более 2 мкм по радиусу. Пробы аэрозолей обычно брались до высоты 3 км с интервалом 0,5 км.

Для определения концентрации естественных радиоактивных аэрозолей (ближайших продуктов распада радона) использовались приборы РВ-4 и БДЗА. Воздух предварительно прокачивался через фильтр типа АФА-РМП-20 с помощью специальной самолетной воздуходувки ДВ-1. Здесь также строго соблюдался режим изокINETИЧНОСТИ. После окончания пробоотбора определялась α -радиоактивность фильтра и вычислялась концентрация продуктов распада радона в воздухе [Амиранашвили, Хунджуа, 1975а]. Исследования вертикального распределения продуктов распада радона проводились до высоты 5 км с интервалом высот 0,5 км в период с 1972 по 1977 гг.

В 1974 и 1975 гг. в Руиспири проводились оптические измерения общего содержания больших (радиус частиц между 0,1 и 1,0 мкм) и гигантских (радиус частиц более 1,0 мкм) аэрозолей с помощью прибора М-83 [Гушин, 1963, 1972].

Исследования радиолокационных параметров конвективных облаков проводились с помощью радиолокаторов МРЛ-2 и МРЛ-5, находящихся на научной базе Института геофизики АН ГССР в с. Руиспири.

При анализе материалов озонметрических наблюдений широко использовались данные УГКС Грузинской ССР (карты барической топографии, данные аэрологического радиозондирования и др.).

В ряде случаев по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы определялись значения коэффициента турбулентного обмена по формуле Матвеева Л.Т. [Матвеев, 1958].

ГЛАВА III

ВАРИАЦИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА И ИХ СВЯЗЬ С РАЗЛИЧНЫМИ АТМОСФЕРНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

1. Сезонные вариации общего содержания озона

Временным вариациям общего содержания озона различного масштаба уделяется особое внимание. Наблюдения за ОСО на отдельных станциях начались около шестидесяти лет назад (Оксфорд - 1924 г., Ароза - 1926 г.). В Советском Союзе систематические измерения ОСО были организованы акад. В.Г. Фесенковым в Кучинской астрофизической обсерватории с 1934 г. [Прокофьева, 1951; Гушин, 1963; Хргиан, 1973].

В Грузии озонометрические наблюдения начались в Абастуманской астрофизической обсерватории в 1957 г. [Чхаидзе, 1962]

В настоящее время в мире действует около 150 станций по наблюдению за общим содержанием озона, в том числе 46 - в Советском Союзе, из которых три - в Грузии (Абастумани, Тбилиси - с 1964 г., Руиспири - с 1973 г.).

Общее содержание озона над Абастумани, Тбилиси Руиспири, как и для других регионов, характеризуется сезонными вариациями [Харчилава, 1969; Харчилава, Искандарова, 1970; Харчилава, Мухранели и др., 1978] с максимумом в марте-апреле, и минимумом в августе-октябре месяцах (рис. 2). В летнее полугодие (с мая по октябрь) кривые сезонного хода для всех трех станций довольно близки друг к другу, тогда как в ноябре-марте заметно расхождение в значениях ОСО. Отметим, что кривая I на рис. 2 для периода года с октября по март месяцы имеет качественный характер из-за небольшого количества фактического материала.

В отдельные годы в сезонном ходе ОСО для Тбилиси и Абастумани в сентябре наблюдается тенденция роста ОСО, которая также прослеживается на многолетнем среднем сезонном ходе ОСО на рис. 2. Аналогичные материалы получены и другими авторами [Гушин, 1961; Кузнецов, 1961а, 1961б].

Причиной сезонного хода общего содержания озона для указанных станций (как и для других станций средних широт), видимо, является его связь с общей циркуляцией атмосферы [Хргиан, Кузнецов, 1962; Кузнецов, 1961б; Бекорюков, 1965, 1980]. В нижней стратосфере в зимне-весенний период содержание озона увеличивается, что обусловлено, вероятно, опусканием стратосферного воздуха зимой в полярной области и выносом оттуда озона меридиальной циркуляцией.

Тенденция роста общего содержания озона в сентябре может быть обусловлена усилением летом меридиональной составляющей общей циркуляции атмосферы. К середине лета зональная циркуляция убывает и одновременно создаются благоприятные условия для усиления меридиональной циркуляции благодаря росту температурных градиентов при переходе от материка к океану. [Кузнецов, 1961б; Хргиан и др., 1965].

Значение общего содержания озона в Тбилиси и Руиспири несколько выше, чем в Абастумани, что, в основном, связано с разной высотой

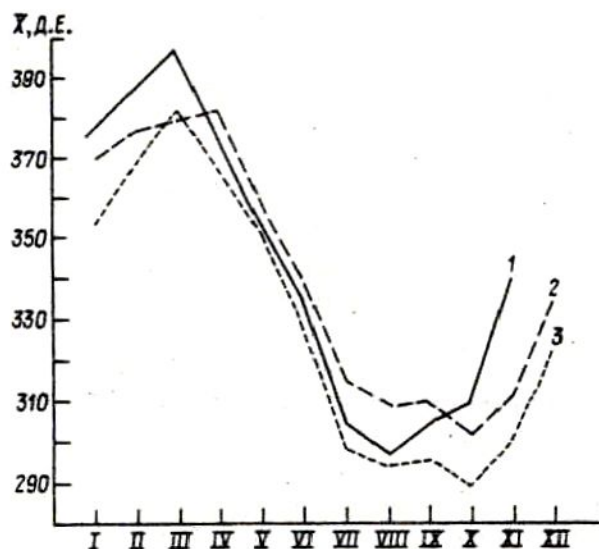


Рис. 2. Годовой ход общего содержания озона над Руисспири [1], Тбилиси [2] и Абастумани [3] по данным 1973–1981 гг.

указанных станций над уровнем моря [Тбилиси – 450 м, Руисспири – 560 м, Абастумани – 1600 м].

Из рис. 2 также следует, что наибольшие значения ОСО из трех станций наблюдаются в Тбилиси в летнее полугодие. Этот факт можно объяснить усиленным турбулентным перемешиванием в нижнем пятикилометровом слое атмосферы над Тбилиси, обусловленным рельефом местности, характером воздушных течений, более развитой термической турбулентностью из-за нагрева городских построек, асфальта и др. [Стыро, Амиранашвили, 1983], а также наличием в нижних слоях тропосферы фотохимического озона в условиях сильного загрязнения воздуха [Харчилава, 1983]. Несмотря на то, что над Тбилиси содержание аэрозолей примерно в два раза выше, чем над сельской местностью [Стыро, Амиранашвили, 1983], указанные факторы преобладают над стоком озона на аэрозоле.

Пристальное внимание, особенно в последние годы, уделяется тренду общего содержания озона. По теоретическим оценкам Дютша [Dütsch, 1978] ожидалось сравнительно медленное убывание ОСО в ближайшие годы на 1–2%, которое затем должно было ускориться. По расчетам других авторов [Wofsy и др., 1975] в результате увеличения производства фреонов на 10% ежегодно убыль озона к 1995 г. может составить 14%, а к 2014 г. – 38%.

Ряд авторов [Петренко, Хргиан, 1985; Бекорюков, 1985] отмечают тенденцию к увеличению общего содержания озона по крайней мере до начала восьмидесятых годов.

Хасебе Ф. [Hasebe, 1980] в период с 1962 по 1976 гг. не обнаружил заметного тренда ОСО, хотя в первую половину указанного периода была тенденция роста общего содержания озона, а во вторую – уменьшения. Измерения проводились с помощью приборов Добсона и М-83. Анализ данных измерений 14 обсерваторий в период с 1958 по 1978 гг. приборами Добсона также не выявил тренда озона [St. John,

du Pont de Nemours, 1980]. Гушин Г.П. [Гушин, 1985] показал, что содержание озона в атмосфере устойчивое, и мощности существующих естественных воздействий недостаточно для вызывания заметного изменения ОСО в ближайшие годы.

По данным измерений ОСО в Абастумани, Тбилиси и Руиспири также не отмечается тренда озона на фоне его естественных колебаний.

2. Взаимосвязь между общим содержанием озона и различными метеорологическими параметрами

Данные о связи общего содержания озона с температурой, давлением и другими метеорологическими элементами на разных уровнях в атмосфере приведены рядом авторов [Гушин, 1964; Хргиан, 1973; Харчилава, 1969]. Коэффициент корреляции R между ОСО и температурой в тропосфере отрицательный, а в стратосфере — положительный. Значение R мало зависит от широты местности, однако значительно изменяется в зависимости от высоты над уровнем моря и времени года. Среднее значение коэффициента корреляции между температурой и ОСО в тропосфере составляет $-0,47$, а в стратосфере $+0,27$ [Гушин, 1964]. Корреляционная связь между ОСО и давлением на разных уровнях в атмосфере в основном отрицательная и также меняется в зависимости от сезона года и высоты над уровнем моря. Понижение давления в тропосфере и нижней стратосфере сопровождается в основном увеличением ОСО, а повышение давления — в основном уменьшением общего содержания озона [Гушин, 1964].

Данные о значениях коэффициента корреляции ОСО с температурой и давлением воздуха на разных уровнях для Алазанской долины представлены в таблице 1. Несмотря на небольшой статистический материал, общий характер связи ОСО с температурой и давлением аналогичен приведенному в работах Гушина Г.П. и Хргиана А.Х.

Корреляционная связь между ОСО и температурой у поверхности Земли слабая. Наибольшее значение положительного коэффициента корреляции отмечается для уровня 15 км в сентябре месяце ($R = 0,66$), а отрицательного — для уровня 10 км в апреле месяце ($R = -0,52$). Ниже 10 км корреляционная связь между ОСО и температурой преимущественно отрицательная.

Корреляционная зависимость между ОСО и температурой, видимо, объясняется следующим образом. Вторжение холодных воздушных масс полярного происхождения вызывает в тропосфере увеличение озона и уменьшение температуры воздуха и, наоборот, вторжение теплых воздушных масс экваториального происхождения приводит к уменьшению содержания озона и повышению температуры воздуха.

Значения коэффициента корреляции между общим содержанием озона и давлением у поверхности земли для Руиспири положительные и меняются в течение сезона от 0,27 для мая до 0,85 для августа месяцев. Выше 5 км корреляционная связь между ОСО и давлением преимущественно отрицательная. Наибольшее отрицательное значение коэффициента корреляции между общим содержанием озона и давлением отмечается для уровня 5 км в мае месяце ($R = -0,77$). Для Тбилиси [Харчилава, 1969] среднегодовое значение коэффициента корреляции между ОСО и

Таблица 1

Корреляционная связь общего содержания озона с температурой и давлением воздуха на разных уровнях для Алазанской долины по данным 1973 г.

Месяцы	Число случаев	Температура				Давление			
		Высота (км)				Высота (км)			
		0,56	5	10	15	0,56	5	10	15
V	13	-0,04	-0,42	-0,46	0,14	0,27	-0,77	-0,61	-0,12
VI	23	-0,19	-0,28	-0,52	-0,20	0,64	-0,05	-0,48	0,40
VII	23	-0,23	0,23	0,53	0,45	0,20	-0,06	-0,52	0,29
VIII	22	-0,30	0,16	-0,40	-0,39	0,85	-0,30	-0,61	-0,14
IX	22	-0,26	0,36	0,13	0,66	0,33	-0,44	-0,51	-0,19

давлением у поверхности Земли положительное ($R = 0,17$), а в свободной атмосфере - отрицательное ($R = -0,42$; $-0,42$; $-0,19$ для уровней 6, 10 и 12 км соответственно). По данным 1966-1967 гг. максимальное положительное значение R для октября у поверхности земли было равно 0,47, максимальное отрицательное значение R для декабря на уровне 6 км достигало $-0,74$.

По данным 1973 г. (103 дня измерений) был рассчитан коэффициент корреляции между ОСО и высотой тропопаузы, среднее значение которого оказалось равным $-0,64$, что неплохо совпадает с аналогичными результатами, представленными в работе Митхема А. [Meetham, 1937]. Отмеченная корреляционная связь объясняется тем, что при вторжении полярных и тропических масс изменение ОСО и высоты тропопаузы имеет противоположный ход.

3. Вариации общего содержания озона в барических образованиях

Значительные изменения ОСО в атмосфере вызваны циркуляционными процессами [Кузнецов, 1961б; Хргиан, Кузнецов, 1962]. Главными причинами перераспределения озона в атмосфере являются адвекция воздушных масс [Ван-Гуй-Чинь, Гушин, 1961; Харчилава, 1965; Ракова, Хргиан, 1986], турбулентность и вертикальные движения в атмосфере [Reed, 1950; Reed, Julius, 1951; Paetzold, 1959; Хргиан, Кузнецов, Кондратьева, 1965; Бритаев, Кузнецов, 1961].

Исследования влияния различных типов барических полей и их систем на общее содержание озона для ряда станций Европы и Азии и условий Грузии провел Харчилава Д.Ф. [Харчилава, 1966, 1969]. Анализ материалов озонметрических наблюдений, полученных в Абастумани и Тбилиси в 1957-1970 гг. показал, что при приземных циклонах, приземных ложбинах, высотных антициклонах и гребнях в большинстве случаев имеется отрицательное отклонение общего содержания озона. В приземных антициклонах и гребнях, в высотных циклонах и ложбинах в основном отмечается положительное отклонение ОСО. Наибольшее среднее

и максимальное отрицательное отклонение общего содержания озона для указанных барических образований наблюдается в высотном гребне. Наименьшее среднее отрицательное отклонение ОСО отмечается в приземных циклонах и ложбинах. Наибольшее среднее положительное отклонение ΔX — при высотном циклоне, а наименьшее — при приземном гребне. Наибольшее максимальное отрицательное отклонение ОСО имеется при высотных гребнях, а наименьшее — при высотных антициклонах. Наибольшее максимальное положительное отклонение ΔX отмечается при приземном антициклоне, а наименьшее — при высотном циклоне. Максимум ОСО наблюдается при высотном циклоне, а минимум — при высотном гребне.

Связь вариации общего содержания озона с приземными циклонами и антициклонами изучалась рядом других авторов для различных районов Северного полушария [Митра, 1955; Ван-Гуй-Чин, Гушин, 1961; Гушин, Романова, Ромашкина, 1960, 1961], получивших качественно сходные результаты.

В ранних исследованиях [Харчилава, 1966, 1969] было показано, что существенным фактором, определяющим значение ОСО, является наличие над пунктом наблюдения высотного барического образования на уровне 10–12 км. Поэтому, при дальнейших исследованиях связи вариаций ОСО с высотными барическими полями был выбран уровень 200 мб.

В таблице 2 приведены данные о вариациях общего содержания озона при высотных ложбинах и гребнях по материалам озонметрических наблюдений Абастумани, Тбилиси и Руиспири за 1973–1981 гг. Для соответствующих дней были проанализированы высотные карты барической топографии и определены положения барических образований (ложбин и гребней) над пунктами наблюдений. Данные об ОСО группировались по сезонам для соответствующих ситуаций, определялись их максимальные, средние значения и отклонения от среднего значения ОСО. Наличие отклонения содержания озона здесь и в дальнейшем фиксировалось при превышении значения отклонения абсолютной погрешности измерения, в остальных случаях считалось, что отклонение равно нулю.

Как следует из таблицы 2, для всех сезонов года положительные отклонения ОСО в большинстве случаев наблюдаются при высотных ложбинах, а отрицательные — при гребнях. При ложбинах наибольшие значения ΔX наблюдаются зимой, а при гребнях — зимой и весной.

Средние значения отклонения ОСО для всех сезонов года при ложбинах положительные, а при гребнях — отрицательные и составляют около 10% от среднесезонных значений общего содержания озона.

На рис. 3 приведен среднегодовой ход отклонений ОСО при высотных ложбинах и гребнях. Максимальные значения положительных отклонений ОСО наблюдаются зимой при высотных ложбинах, а минимальные — осенью. Максимальные значения отрицательных отклонений ОСО отмечаются зимой при высотных гребнях, а минимальные — летом и осенью.

Полученные результаты неплохо подтверждают ранее приведенные аналогичные исследования [Харчилава, 1966, 1969].

Влияние высотных барических образований на ОСО изучали также Гушин Г.П., Кузнецов Г.И. [Гушин, 1964; Кузнецов, 1980]. По представлениям указанных авторов влияние высотных ложбин и гребней на изменения ОСО объясняется следующим образом. В средней и верхней тропосфере и в нижней стратосфере средний барический градиент направ-

Таблица 2

Вариации ОСО при высотных ложбинах и гребнях

Сезон года	общее число случаев* N'	отклонение общего содержания озона (%)		среднее значение ΔX (Д.Е.)	максимальное значение ΔX (Д.Е.)
		$\Delta X > 0$	$\Delta X < 0$		

Ложбина

Весна	146	90	10	27	72
Лето	242	98	2	27	76
Осень	162	91	9	25	69
Зима	104	100	-	38	85

Гребень

Весна	107	6	94	-28	-88
Лето	231	7	93	-22	-60
Осень	144	12	88	-18	-74
Зима	94	6	94	-33	-72

Среднегодовые вариации ОСО

Ложбина	654	95	5	28	85
Гребень	576	8	92	-24	-88

* Число случаев, когда ΔX находилось в пределах ошибки измерений [$\pm 5\%$], в N' не входит.

лен с севера на юг (за исключением верхней и средней стратосферы в летний период). Поэтому высотная ложбина, в большинстве случаев направленная с севера на юг, вызывает над пунктом наблюдения в основном понижение давления в средней и верхней тропосфере и нижней стратосфере, а высотный гребень, преимущественно направленный на север - повышение давления. Однако меридиональный градиент ОСО в среднем направлен с севера на юг (общее содержание озона в высоких широтах больше, чем в низких). В ложбину воздух попадает из более высоких широт, в гребень - наоборот, что сопровождается в первом случае в основном повышением общего содержания озона, а во втором - понижением. Это подтверждается и тем, что коэффициент корреляции между давлением воздуха и ОСО отрицательный и принимает наибольшие значения в зимне-весенний период [Харчилава, 1969].

Отклонения общего содержания озона при прохождении над пунктом наблюдения определенного барического образования могут быть обус-

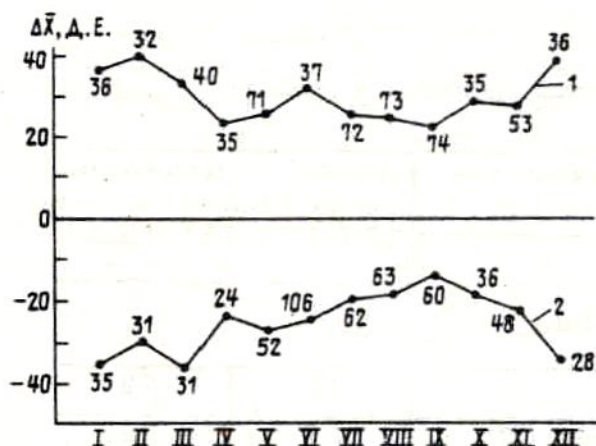


Рис. 3. Годовой ход среднемесячных отклонений общего содержания озона $\Delta\bar{X}$ в высотных ложбинах [1] и гребнях [2] над Абастумани и Тбилиси по данным 1973–1981 гг. Цифры на рисунке – число случаев

ловлены и вертикальными движениями воздуха в атмосфере. В соответствии с эффектом Добсона–Норманда [Гушин, 1964] при наличии ложбины общее содержание озона увеличивается, а над гребнем – уменьшается. Это связано с тем, что скорость перемещения воздуха на уровне 200–300 мб больше, чем скорость волновых возмущений ложбин и гребней. Поэтому воздушный поток в ложбинах опускается, а в гребнях – поднимается. Возникающие вертикальные движения изменяют ОСО. В высотных ложбинах нисходящие движения воздуха вызывают опускание центра тяжести озонного слоя и, следовательно, увеличение ОСО. В высотных гребнях восходящие движения воздуха вызывают поднятие центра тяжести озонного слоя и, следовательно, уменьшение ОСО.

4. Общее содержание озона и струйные течения

Наличие больших скоростей вблизи тропопаузы было замечено еще в 30–40 годах нашего столетия. Развитие сети температурно-ветрового зондирования атмосферы показало, что на высотах 8–18 км наблюдаются сильные ветры, имеющие характер струйных течений (СТ).

По исследованиям Добсона и его сотрудников в левой стороне струйного течения в слое 10–20 км озона больше, чем в правой стороне, а водяного пара – наоборот. Следовательно, отношение озона к водяному пару в левой стороне СТ больше, чем в правой.

Согласно некоторым авторам, повышенная турбулентность в левой части СТ также способствует увеличению общего содержания озона [Валлоп, 1952.; Jones, 1954].

Раманатан К. [Ramanathan, 1956] указал, что в области СТ происходит обмен воздухом между стратосферой и тропосферой, причем в зоне разрыва тропопаузы стратосферный воздух быстро опускается в тропосферу.

В Советском Союзе исследование влияния СТ на общее содержание озона проведено рядом авторов. Гушин Г.П. и другие [Гушин, 1961; Гушин, Романова, Ромашкина, 1961; Гушин, Шатунов, 1964] показали, что в левой части струи общее содержание озона на 10–40% больше, чем в правой. Хргиан А.Х. и другие [Хргиан, Кузнецов, Кондратье-

ва; 1965] рассмотрели изменение ОСО над Японией под влиянием струйных течений. Было замечено значительное нарастание количества озона к северу от оси СТ, расположенной над Японией.

Вариации общего содержания озона зависят от типа струйных течений, высоты их оси в стратосфере и интенсивности СТ. Наибольшие изменения ОСО наблюдаются при наличии комплекса струйных течений [Бахтияров и др., 1980]. Виноградова Н.Н. [Виноградова, 1977, 1980] указывает на необходимость учета протяженности СТ выше уровня тропопаузы, а также скорости ветра на оси струи и положения оси СТ по отношению к уровню тропопаузы при анализе влияния СТ на распределение озона в атмосфере. В частности, опускание тропопаузы в левой части СТ сопровождается опусканием стратосферного воздуха, богатого озоном.

В Грузии исследованием влияния струйных течений на общее содержание озона занимались Харчилава Д.Ф. и Искандарова В.М., [Харчилава, 1967а, 1969; Харчилава, Искандарова, 1974а, 1974б]. Были рассмотрены такие струйные течения, оси которых находились не далее 1000 км от пункта наблюдения (Абастумани и Тбилиси). Вариации ОСО изучались для трех частей СТ: левой, правой и центральной. Ширина центральной части СТ (зоны с максимальными скоростями ветра) в среднем составляла 200–250 км. В дальнейшем эти исследования были продолжены с использованием данных об ОСО за 1973–1981 гг. для Тбилиси, Абастумани и Руиспири. Анализ материалов последних лет подтвердил основные результаты ранних исследований.

В таблице 3 представлены данные о вариациях общего содержания озона в струйных течениях. В большинстве случаев отклонение ОСО в левой части струи положительное, а в центре и правой части – отрицательное. Наибольшее уменьшение ОСО отмечается в центральной части СТ. Средние абсолютные значения ΔX в левой и правой частях СТ близки друг к другу.

В левой части СТ содержание озона более чем на 10% превышает значения ОСО в правой части струйного течения, что неплохо совпадает с аналогичными данными для условий горных районов Средней Азии [Семенов, 1984; Семенов, Спекторов, 1985].

Горизонтальный профиль ОСО, перпендикулярный оси струйного течения, в целом сохраняется и по сезонам года (таблица 4). Наибольшее число положительных отклонений ОСО в левой части СТ наблюдается летом, наименьшее – весной и зимой. В правой части струйного течения наибольшее число отрицательных отклонений ОСО отмечается зимой, наименьшее – осенью. В левой части СТ среднее значение ΔX летом и осенью примерно в 1,5 раза больше, чем зимой и весной. В правой части СТ отклонения ОСО в среднем максимальны зимой и мало меняются в остальные сезоны года.

В левой части СТ среднее значение ΔX максимально зимой и мало меняется в остальные сезоны года. В правой части струйного течения в зимне-весенний период отклонения ОСО близки друг к другу и почти в два раза превышают отклонения ОСО летом и осенью. Разница между общим содержанием озона в левой и правой частях струйного течения для различных сезонов года в единицах Добсона составляет: зимой – 41, весной – 27, летом – 32, осенью – 31. Указанный сезонный ход хорошо совпадает с аналогичными данными для ряда станций Европы и Азии [Харчилава, 1967а].

Таблица 3

Влияние струйного течения на общее содержание озона
(по данным 1973-1981 гг.)

Часть струйного течения	Общее число случаев	Отклонение ОСО (%)		Среднее значение ΔX (Д.Е.)	Максимальное значение ΔX (Д.Е.)
		$\Delta X > 0$	$\Delta X < 0$		
Левая	730	77	23	17	76
Центральная	135	10	90	-39	-72
Правая	252	25	75	-16	-74

На вариацию общего содержания озона в различных частях струйного течения влияет скорость ветра на оси струи (рис. 4). При увеличении скорости ветра на оси СТ отклонение ОСО в левой и правой частях струйного течения убывает, а в центральной - растет. Согласно Виноградовой Н.Н. [Виноградова, 1980] при увеличении скорости ветра на оси СТ отклонения ОСО в левой части СТ растут, а в правой - уменьшаются, что не совпадает с нашими результатами.

В работе Гушина Г.П. и Шатунова И.А. Дан характер отклонения общего содержания озона относительно положения оси СТ [Гушин, Шатунов, 1964]. Согласно этой работе среднее максимальное отклонение ОСО в левой части струи приходится на расстояние 7° от оси струйного течения. В правой части СТ картина более сложная, наблюдается два минимума ОСО - первый на расстоянии 4° от оси СТ, второй - на расстоянии 10° .

По данным 1973-1981 гг. для Тбилиси, Абастумани и Руиспири (рис. 5) получается качественно сходная картина. Однако в левой части СТ отмечается два максимума среднего отклонения ОСО на расстояниях 1° и $6-7^\circ$ от оси СТ. В правой части СТ - один минимум ОСО на расстоянии 8° от оси. В центральной части СТ отмечается резкое уменьшение ОСО, в среднем на 25 Д.Е.

Указанные особенности, видимо, обусловлены орографическими и аэро-синоптическими условиями региона.

В целом результаты наших исследований озонного профиля струйного течения удовлетворительно согласуются с аналогичными работами других авторов [Гушин, 1964; Гушин, Шатунов, 1964; Еланский, 1975; Гушин, Виноградова, 1976; Белан, 1985]. Механизмы влияния СТ на вариации общего содержания озона пока окончательно не выяснены.

Таблица 4

Сезонная характеристика озонного профиля струйного течения для Абастумани, Тбилиси и Руиспири (по данным 1973-1981 гг.)

Часть струйного течения	Сезон года						
	Весна			Лето			
	Общее число случаев	Отклонение ОСО (%)		Общее число случаев	Отклонение ОСО (%)		Среднее значение ΔX (Д.Е.)
$\Delta X > 0$		$\Delta X < 0$	$\Delta X > 0$		$\Delta X < 0$		
Левая	169	65	35	239	92	8	21
Центральная	31	0	100	97	7	93	-23
Правая	15	27	73	106	25	75	-11
Часть струйного течения	Сезон года						
	Осень			Зима			
	Общее число случаев	Отклонение ОСО (%)		Общее число случаев	Отклонение ОСО (%)		Среднее значение ΔX (Д.Е.)
$\Delta X > 0$		$\Delta X < 0$	$\Delta X > 0$		$\Delta X < 0$		
Левая	161	84	16	128	64	36	15
Центральная	56	0	100	16	12	88	-36
Правая	89	30	70	42	14	86	-26

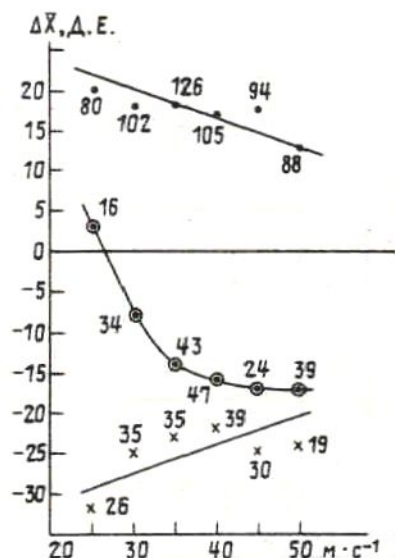


Рис. 4



Рис. 5

Рис. 4. Зависимость средних отклонений общего содержания озона $\Delta\bar{X}$ в левой [. . .], правой [x x x] и центральной [o o o] частях струйного течения от максимальной скорости ветра в зоне струи для Абастумани и Тбилиси по данным 1973-1981 гг. Цифры на рисунке - число случаев

Рис. 5. Зависимость среднего отклонения общего содержания озона $\Delta\bar{X}$ от расстояния от оси струйного течения в различных его частях над Абастумани и Тбилиси по данным 1973-1981 гг. Цифры на рисунке - число случаев

5. Связь общего содержания озона с вертикальными движениями воздуха в атмосфере

Вертикальные движения играют важную роль в развитии атмосферных процессов. С их помощью происходит перераспределение масс воздуха в атмосфере и передача кинетической, потенциальной и внутренней энергии с одних уровней атмосферы на другие.

Изучение влияний вертикальных движений воздуха на общее содержание озона проведено рядом авторов как в Советском Союзе [Бритаев, Кузнецов, 1961; Хргиан, Кузнецов, Кондратьева, 1965; Виноградова, 1977; Семенов, Спекторов, 1985], так и за рубежом [Reed, 1950; Reed, Julius, 1951; Paetzold, 1959].

При нисходящих движениях воздуха озон из верхних слоев переносится в нижние. Недостаток озона в верхних слоях восстанавливается фотохимическими процессами. В то же время в нижних слоях накопленный озон сохраняется длительное время. В общем итоге происходит рост ОСО [Paetzold, 1959]. При восходящих движениях, наоборот, происходит уменьшение общего содержания озона.

Изменения ОСО, согласно Бритаеву А.С. и Кузнецову Г.И., наилучшим образом согласуются с вертикальными движениями воздуха на уровне 16-20 км и выше [Бритаев, Кузнецов, 1961]. Восходящие дви-

Таблица 5

Влияние вертикальных движений воздуха и направления ветра на разных высотах при различных барических полях на вариацию общего содержания озона над Тбилиси

Дата	ΔX (Д.Е.)	Характер барического поля и направление ветра на различных уровнях	Скорость вертикальных движений воздуха (10^{-3} м.с $^{-1}$) на различных уровнях (мб)			
			700	500	300	100
1	2	3	4	5	6	7
20.12.1966	-12	Левая часть гребня. Ветер юго-западный (700 мб) и северо-западный	-9	-11	76	7
17.01.1967	-6	Левая часть гребня. Ветер юго-западный	-14	-2	25	10
19.01.1967	78	Правая часть ложбины. (700 и 100 мб). Тыловая часть циклона. Ветер южный (500 мб) и юго-западный	-2	6	-116	1
14.02.1967	-65	Левая часть гребня. Правая часть гребня (100 мб). Ветер западный (700 и 500 мб) и юго-западный	-82	-158	88	11
15.02.1967	105	Левая часть гребня (700 мб), правая часть ложбины (500 мб). Левая часть ложбины. Ветер юго-восточный	2	-41	-232	-9
27.03.1967	-3	Левая часть гребня. Правая часть ложбины (100 мб). Ветер юго-восточный (700 и 500 мб) и южный	12	58	195	6
28.03.1967	11	Левая часть гребня (700 мб); тыловая часть циклона. Ветер восточный (500 мб) и юго-восточный	13	23	-33	-2

1	2	3	4	5	6	7
29.03.1967	-4	Правая часть гребня; левая часть гребня (100 мб). Ветер северо-восточный	6	11	7	-1
30.03.1967	-13	Левая часть гребня (700 и 500 мб); левая часть ложбины. Ветер северо-восточный; штиль (700 мб)	5	-6	-29	2
13.03.1967	-23	Правая часть гребня Ветер северный; штиль (700 и 500 мб)	9	28	103	-1

жения воздуха увеличивают количество озона в верхней части слоя и уменьшают в нижней [Хргиан, Кузнецов, Кондратьева, 1965].

Теоретические оценки показали, что турбулентность в совокупности с вертикальной скоростью оказывает существенное влияние на уменьшение ОСО при восходящих потоках и увеличение при нисходящих [Безрезин, Шафрин, 1964]. Основную роль в распределении озона, после фотохимических факторов, играют вертикальные движения воздуха [Бекорюков, 1965; Бекорюков и др., 1978а,б].

В Грузии исследования связи вертикальных движений воздуха с общим содержанием озона проводили Харчилава Д.Ф. и др. [Харчилава, 1967б; Харчилава, 1969; Харчилава, Хочолава и др., 1975]. ОСО сравнивалось со скоростями вертикальных движений воздуха, рассчитанных Микашавидзе Б.А. [Микашавидзе, 1967] для четырех уровней атмосферы; 700, 500, 300 и 100 мб.

В таблице 5 приведены отдельные случаи изменения общего содержания озона в связи с вертикальными движениями воздуха. Из этой таблицы следует, что вариации ОСО лучше всего согласуются с изменениями скорости вертикальных воздушных потоков на уровнях 300 и 100 мб, что, в общем, неплохо совпадает с выводами, полученными Бритаевым А.С. и Кузнецовым Г.И. [Бритаев, Кузнецов, 1961].

Кратковременное влияние на общее содержание озона могут оказывать фены - потоки воздуха, опускающиеся из верхних слоев атмосферы при переваливании через горные хребты воздушной массы [Харчилава, Искандарова, 1970].

На рис. 6 показано изменение ОСО над различными пунктами Западной Грузии под влиянием фена. Пункт Шроша располагается в предгорьях Сурамского хребта, Поти - у побережья Черного моря, Цхалтубо - между первыми двумя пунктами.

Над этими пунктами фен наблюдается при переваливании воздушных масс через Сурамский хребет в направлении к Черному морю. Из рисун-

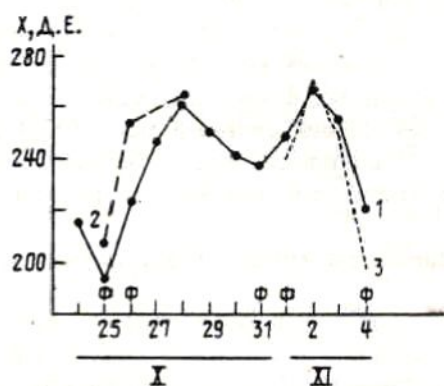


Рис. 6. Влияние фена [φ] на общее содержание озона X над Шалтубо [1], Шроша [2] и Потти [3] по данным 1964 г.

ка видно, что периодам фена соответствуют пониженные значения общего содержания озона над пунктами наблюдения.

Уменьшение ОСО под влиянием фена наблюдается также в Тбилиси при переваливании воздушных масс через Сурамский хребет, движущихся от Черного моря [Харчилава, 1969].

6. Влияние грозо-градовых процессов на общее содержание озона

Вариации общего содержания озона в локальном масштабе могут вызываться грозовыми процессами. Работ, посвященных этому вопросу, не так уж много [Добсон и др., 1947; Тамутис, 1956]. Добсон Г.М. и его сотрудники наблюдали резкое увеличение ОСО во время грозы. Тамутис П.К. наблюдал увеличение общего содержания озона после грозы. Во время гроз озон может образовываться как в результате молний, так и коронных разрядов в острых предметах у поверхности земли (трава, растения, постройки и др.) в электрическом поле напряженностью более $800-900 \text{ в} \cdot \text{м}^{-1}$ [Хргиан, 1973]. Во время гроз в тропосфере образуется несколько тонн озона, который в течение некоторого периода времени, соизмеримого со временем существования грозового процесса, может оказать влияние и на ОСО.

В Грузии исследования связи общего содержания озона с грозовыми явлениями были начаты Харчилава Д.Ф. в 1964 году [Харчилава, 1969, 1973]. Автор по данным 1964-1965 гг. для Абастумани и Тбилиси рассмотрел вариации ОСО для пяти периодов времени, накануне грозы, перед началом грозового процесса, во время грозы, после грозы и на следующий день после грозы. Отметим, что грозовые процессы в большинстве случаев сопровождались прохождением холодного фронта и фронта окклюзии.

Согласно проведенным исследованиям, рост ОСО в среднем наблюдался в первых трех периодах времени, затем отмечалось убывание общего содержания озона.

С 1973 года на научной базе Института геофизики АН ГССР в с. Руиспири Телавского района ГССР начались регулярные исследования связи общего содержания озона с грозо-градовыми процессами [Харчилава, Мухранели и др., 1977; Kartsvadze и др., 1977; Харчилава, Мухранели и др., 1978; Карцивадзе, Харчилава, 1980].

Сравнение отклонений ОСО с аэросиноптическими процессами в атмосфере показало, что в большинстве случаев высокое положительное значение этих отклонений совпадает с сильными возмущениями в тропосфере (приближение или вторжение холодных фронтов и связанные с ними грозовые и градовые явления). Особенно сильный рост ОСО отмечается перед грозовыми процессами. Оказалось, что в большинстве случаев за 1–5 часов до начала этих процессов начинается резкий рост общего содержания озона.

На рис. 7 для иллюстрации приведены три характерных случая временного хода ОСО в день с грозой.

23 мая 1973 года к Восточной Грузии с северо-запада с расстояния 300 км приближался вторичный холодный воздушный фронт. Над исследуемой территорией располагалась ложбина низкого давления, направленная с севера на юг. На уровнях 700, 500, 300 и 100 мб – высотные гребни, направленные с юга на север. Максимальная скорость ветра на уровне 200 мб – $25 \text{ м}\cdot\text{сек}^{-1}$. Ось струйного течения находится южнее пункта наблюдения на 200–300 км и направлена с северо-запада на юго-восток. Максимальная скорость на оси СТ, находящейся на уровне 200 мб, около $30 \text{ м}\cdot\text{сек}^{-1}$.

Быстрый рост ОСО начался в 9 час., примерно за три часа до начала грозовых процессов. В течение часа значение ОСО возросло с 343 Д.Е. до 368 Д.Е. Затем в течение двух часов изменялось очень слабо. Грозовые разряды начались около 12 часов к юго-востоку от Руиспири на расстоянии до 40–50 км и продолжались около одного часа. В последующие 3 часа значение ОСО уменьшилось до 310 Д.Е.

На следующий день, 24 мая 1973 года, синоптическая ситуация изменилась незначительно. Рост ОСО начался с 8 часов и продолжался до 10 час. со скоростью $16 \text{ Д.Е.}\cdot\text{час}^{-1}$. Затем значение ОСО к 11 часам уменьшилось до 366 Д.Е., и вновь возросло до 375 Д.Е. к 12 часам. После этого общее содержание озона в течение дня меня-

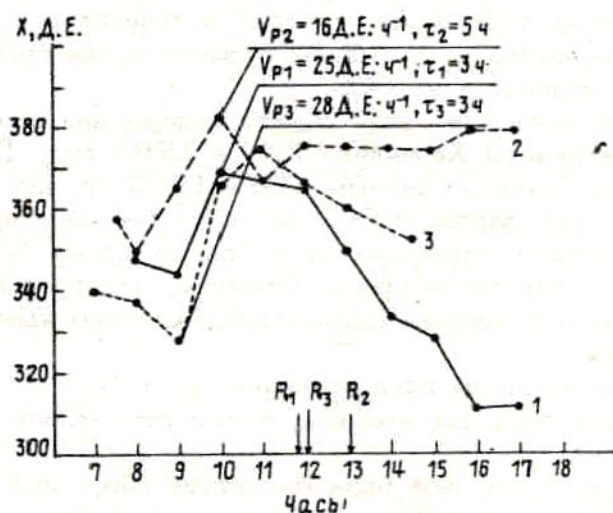


Рис. 7. Временной ход общего содержания озона X над Руиспири 23.V.1973 г. [1], 24.V.1973 г. [2] и 18.V.1974 г. [3]. R – начало грозы, V_p – скорость роста X , τ – время от начала роста X до первой грозы

лось мало. Грозы возникли через 5 часов после начала резкого роста ОСО и продолжались около 2 часов восточнее от Руиспири на расстоянии до 25-30 км.

18 мая 1974 г. пункт наблюдения находился в тылу холодного фронта окклюзии. Скорость северо-западного ветра у поверхности земли достигала $5 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$. На уровнях 700, 500, 300, 200 и 100 мб наблюдались высотные гребни (на первых трех - левая часть гребня, на остальных - центральная). Пункт наблюдения находился влево от оси СТ на расстоянии 500 км. Ось СТ направлена была с запада на восток. Скорость ветра на оси струйного течения - $40 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$.

Рост ОСО в этот день начался в 9 часов и продолжался до 11 часов. Скорость роста ОСО в этот период времени составляла $28 \text{ Д.Е.} \cdot \text{час}^{-1}$. Первые грозовые процессы возникли около 12 часов к юго-востоку от Руиспири на расстоянии 20-30 км и продолжались менее одного часа. К 15 часам значение ОСО уменьшилось до 351 Д.Е.

Таким образом, за 3-5 часов до грозы наблюдается резкое увеличение ОСО. Теперь попытаемся рассмотреть обратную задачу - с какой вероятностью из факта тенденции ОСО к росту можно делать вывод о приближении грозы. Для этого данные об изменении общего содержания озона в период май-сентябрь (месяцы с грозами) классифицируем по 6 группам (таблица 6).

1 группа. ОСО в течение дня растет или имеет тенденцию роста и $\Delta X > 0$. После резкого роста общего содержания озона через 1-5 часов в радиусе 100 км от пункта наблюдения отмечаются грозы (59% случаев) и грозы с градом (37% случаев).

Таблица 6

Изменение общего содержания озона перед грозо-градовыми процессами (Руиспири, 1973-1974 гг.)

№№ п/п	Характер изменения ОСО	Число случаев	Число случаев		
			с грозой и градом	с грозой	без гро- зы
1.	Тенденция роста X и $\Delta X > 0$	46	17 (37%)	27 (59%)	2 (4%)
2.	Тенденция роста X и $\Delta X < 0$	40	13 (32%)	24 (60%)	3 (8%)
3.	Тенденция уменьшения X и $\Delta X > 0$	22	2 (9%)	2 (9%)	18 (82%)
4.	Тенденция уменьшения X и $\Delta X < 0$	26	1 (4%)	3 (12%)	22 (84%)
5.	Неупорядоченные из- менения X и $\Delta X > 0$	31	1 (3%)	2 (6%)	28 (91%)
6.	Неупорядоченные из- менения X и $\Delta X < 0$	48	1 (2%)	7 (15%)	40 (83%)

2 группа. Общее содержание озона растет. Отклонение ОСО отрицательное. В 92% случаев отмечаются грозо-градовые явления.

3 группа. Общее содержание озона в течение дня убывает. Отклонение ОСО положительное. Грозы и град наблюдаются в 18% случаев.

4 группа. ОСО убывает в течение дня. Отклонение ОСО отрицательное. Грозо-градовые процессы отмечались 4 раза из 26 случаев.

5 группа. Неупорядоченные изменения ОСО в течение дня. Отклонение ОСО положительное. Грозы и град наблюдались в 9% случаев.

6 группа. Неупорядоченные изменения общего содержания озона. Отклонение ОСО отрицательное. Грозо-градовые явления отмечаются в 17% случаев.

Таким образом, существенным признаком грозовых и градовых процессов в условиях Алазанской долины является явная тенденция роста общего содержания озона. Если даже среднедневное содержание ОСО окажется меньше, чем среднемесячное, но оно имеет тенденцию к росту, то вероятность возникновения грозовых и градовых процессов велика.

На рис. 8 приведена зависимость скорости роста общего содержания озона от времени до начала грозовых процессов в радиусе 100 км вокруг Руиспири, полученная по данным более 150 наблюдений. Из этого рисунка следует, что при $\bar{V}_\rho > 5$ Д.Е. с заблаговременностью 4-5 часов можно прогнозировать начало грозо-градовых процессов на указанной территории. Зависимость \bar{V}_ρ от t удовлетворительно описывается выражением:

$$t \approx 15 / \bar{V}_\rho^{0,6}$$

Указанные результаты можно объяснить следующим образом. В догрозовой период напряженностью электрического поля в конвективных облаках вертикальной мощностью 4-6 км в среднем составляет 1500-6000 в.м⁻¹ [Нодия, 1977]. В таких облаках вполне возможна генерация озона в результате тихих разрядов. Озон в результате циркуляции воздуха может выноситься из облака в нижнюю тропосферу и пополнять ОСО. Конвективные облака в догрозовой стадии влияют на напря-

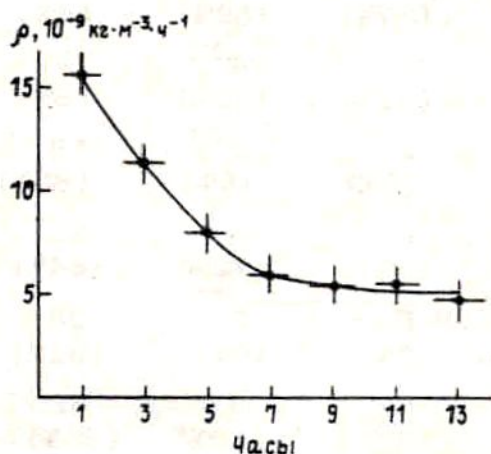


Рис. 8. Соотношение между средней скоростью роста общего содержания озона [\bar{V}_ρ] и временем до начала грозы над Алазанской долиной [по данным 1973-1974 гг.]

женность электрического поля у поверхности земли. При достижении определенных значений напряженности электрического поля озон будет возникать из-за тихих разрядов также вблизи острых предметов в приземном слое воздуха.

При дальнейшем развитии конвективных облаков и переходе их в грозовую стадию, озон в большом количестве может образовываться в результате молниевых разрядов, а нисходящие потоки в окрестностях особо мощных конвективных облаков могут переносить озон из стратосферы в тропосферу.

После окончания грозовых процессов исчезают дополнительные источники озона и ОСО быстро стабилизируется. Таким образом, грозовые явления существенно влияют на ОСО в локальном масштабе пространства и времени.

7. Общее содержание озона и некоторые микропримеси в атмосфере

Наряду с атмосферным озоном трассирующими элементами, по изменению величин которых можно судить о процессах, протекающих в атмосфере, являются естественная радиоактивность, объемный заряд, аэрозоли. На общее содержание указанных составляющих в вертикальном столбе воздуха по всей толще атмосферы значительное влияние, в частности, оказывают вертикальные движения воздуха и наличие облачности. Наличие аэрозоля в атмосфере может влиять на содержание озона, разрушая его. Естественная радиоактивность вносит немалую долю в ионизационный баланс тропосферы, что оказывает влияние на ее электрическое состояние. Кроме того, естественная радиоактивность является хорошим индикатором аэрозольных частиц. Указанные соображения навели на мысль, что между перечисленными составляющими атмосферы должны наблюдаться корреляционные связи [Амиранашвили, Нодия, Харчилава, Хунджуа, 1977; Амиранашвили, Нодия, Харчилава, 1978].

Летом и осенью 1973-1976 гг. в районе Алазанской долины были проведены синхронные наблюдения за общим содержанием озона (с земной поверхности) и вертикальным распределением больших и гигантских аэрозолей, продуктов распада радона и напряженности электрического поля в атмосфере (с борта летающей лаборатории ИЛ-14). В 1975 г. измерялось также общее содержание больших и гигантских аэрозолей в атмосфере оптическим методом с помощью прибора М-83 [Гушин, 1963]. Всего было проведено более 40 синхронных наблюдений. Суммарная активность продуктов распада радона нижнего пятикилометрового слоя атмосферы и общий заряд того же слоя определялись численным интегрированием вертикальных профилей содержания естественной радиоактивности и объемного заряда воздуха.

Самолетные измерения больших и гигантских аэрозолей с помощью мембранных фильтров проводились до высоты 3 км. Соответственно общее содержание этих аэрозолей рассчитывалось в столбе воздуха высотой 3 км.

На рис. 9 изображена полученная в указанных экспериментах связь ОСО в атмосфере с общим содержанием продуктов распада радона и общим зарядом пятикилометрового слоя воздуха. Между общим содержанием

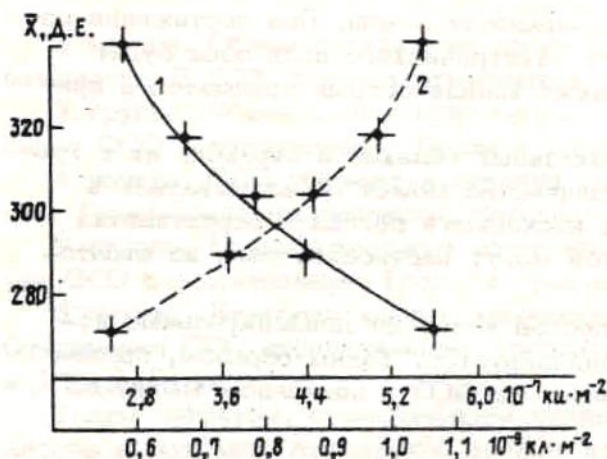


Рис. 9. Связь общего содержания озона в атмосфере с общим содержанием естественной радиоактивности [1] и общим зарядом атмосферы [2]

ем озона и естественной радиоактивностью наблюдается обратная корреляционная зависимость (значение $R = -0,8$), а между ОСО и общим зарядом атмосферы - прямая ($R = +0,94$). Указанные связи могут быть вызваны вертикальными движениями воздуха. Восходящие потоки приводят к рассеиванию по вертикали объемных зарядов и задерживают поступление озона в нижнюю тропосферу, тогда как повышенная эксхалляция радона из почвы способствует увеличению естественной радиоактивности в атмосфере. При нисходящих потоках воздуха картина обратная.

Продукты распада радона в атмосфере ведут себя примерно также, как и аэрозоли. Увеличение естественной радиоактивности в воздухе является признаком того, что содержание аэрозолей в воздухе также растет. Поэтому обратная связь между ОСО и естественной радиоактивностью в пятикилометровом слое атмосферы может быть также обусловлена повышенным содержанием в этом слое воздуха аэрозолей. По данным оптических измерений в безоблачные дни в мало возмущенной атмосфере при росте общего содержания гигантских аэрозолей от $1,1 \cdot 10^9$ до $2,1 \cdot 10^9$ м⁻² ОСО убывает от (320-305) до (290-275) Д.Е. [Амиранашвили, Апхаидзе и др., 1980].

Слабо развитая конвективная облачность способствует повышению содержания аэрозолей в нижней тропосфере [Амиранашвили, Нодия, Харчилава, 1978]. Это происходит из-за того, что конвекция и турбулентность вызывают приток аэрозолей из низлежащих слоев воздуха, богатых ими, в вышележащие, и накопление их в облаках. Слабо развитые кучевые облака быстро распадаются и оставляют слои с повышенным содержанием аэрозолей, особенно гигантских. Вертикальная мощность этих слоев может достигать 3-5 км [Amiranashvili и др., 1984]. Если облака не достигают такой стадии, когда электрические поля начинают вызывать тихие разряды и образование значительных количеств озона, увеличение содержания аэрозолей в тропосфере будет способствовать уменьшению ОСО.

В таблице 7 представлены данные, иллюстрирующие связь аэрозолей с ОСО в дни с кучевыми облаками и в безоблачные дни. Как видно из этой таблицы, в дни с кучевыми облаками содержание аэрозолей,

особенно гигантских, значительно выше, чем в безоблачные дни. Содержание озона в дни с облаками, несмотря на большую возмущенность атмосферы, имеет тенденцию к понижению по сравнению с безоблачными днями.

Таблица 7

Общее содержание озона, больших и гигантских аэрозолей в атмосфере над Алазанской долиной

Метеорологическая ситуация	Общее содержание озона (Д.Е.)	Общее содержание аэрозолей			
		самолетные измерения		наземные оптические измерения	
		большие аэрозоли 10^9 м^{-2}	гигантские аэрозоли 10^9 м^{-2}	большие аэрозоли 10^{12} м^{-2}	гигантские аэрозоли 10^9 м^{-2}
Безоблачные дни	298 ± 6	$3,8 \pm 0,4$	$2,3 \pm 0,2$	$2,1 \pm 0,1$	$1,4 \pm 0,4$
Дни с кучевыми облаками	291 ± 7	$4,6 \pm 0,6$	$3,2 \pm 0,2$	$2,6 \pm 0,3$	$2,7 \pm 0,3$

Отметим, что в условиях Тбилиси заметного повышения содержания аэрозолей в нижней тропосфере в дни с кучевой облачностью не наблюдается. По данным оптических наблюдений в безоблачные дни здесь общее содержание больших аэрозолей примерно составляет $2,2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}$, гигантских $-3,5 \cdot 10^9 \text{ м}^{-2}$, а в дни с кучевыми облаками соответственно: $1,9 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}$ и $3,2 \cdot 10^9 \text{ м}^{-2}$. Такое несоответствие с результатами исследований над Алазанской долиной, видимо, объясняется следующим образом. В условиях города на поверхности земли имеются локальные источники повышенного загрязнения воздушной среды (предприятия, транспорт и др.). Аэрозоль, поднимаясь в верхние слои воздуха, накапливается в облаках и после их распада остается в воздухе. Одновременно в результате горизонтальных движений воздуха, турбулентной диффузии и других динамических процессов, происходит перенос этого аэрозоля в пространство за пределы города (локального источника загрязнений). То есть, наблюдается "разбавление" аэрозольной среды.

Поэтому над городом эффект накопления аэрозолей в атмосфере в дни со слабо развитыми кучевыми облаками не наблюдается. Соответственно, в эти дни общее содержание озона над Тбилиси выше, чем в безоблачные (354 и 336 Д.Е. соответственно).

Таким образом, при определенных ситуациях аэрозоль может повлиять на общее содержание озона. Однако это влияние, как и влияние гроз, также имеет локальный характер в пространстве и во времени.

ГЛАВА IV.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЗОНА И ЕГО СВЯЗЬ С СИНОПТИЧЕСКИМИ И ДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В АТМОСФЕРЕ

1. Характер вертикального распределения озона в различные сезоны года

Температура стратосферы и мезосферы в очень большой степени зависит от вертикального распределения озона.

Озон совершенно не пропускает до поверхности земли солнечное излучение с длиной волны менее 290 нм. Биологически активное излучение Солнца в области 290–380 нм фильтруется озоном. Озон поглощает радиацию и в инфракрасной части спектра в полосе 9600 нм, в области, лежащей вблизи точки максимума излучения Земли. Поэтому примерно 20% земного излучения не пропускается озоном, в результате чего повышается температуры воздуха в атмосфере [Хргиан, 1973]. В нижней стратосфере озон обладает консервативными свойствами и его можно использовать для диагноза воздушных течений.

Для исследования физики атмосферного озона весьма важны данные о его вертикальном распределении, так как последнее лучше характеризует атмосферные процессы, чем общее содержание озона. В последнее время исследования ВРО приобретают весьма важное значение и в связи с развитием высотной авиации.

Для измерения ВРО используются наземные, баллонные, ракетные и спутниковые методы [Бойченко и др., 1980; Бойченко и др., 1982; Брезгин, Чижов и др., 1982; Хргиан, Кузнецов, 1981; Rönnebeck, 1977; Ренебек, 1979; Коньков, Перов, 1980; Перов, Хргиан, 1980; Токтомышев, 1981; Токтомышев и др., 1982; Keating, Young, 1984]. Наземный метод с использованием эффекта обращения наиболее дешевый. Самым существенным недостатком метода является его низкая точность. Баллонный метод является в настоящее время единственным, с помощью которого можно получать в массовом количестве данные о ВРО в тропосфере и нижней стратосфере. Потолок зондирования метода ограничен высотой около 30 км. Потолок ракетного метода существенно выше (до 80 км), однако дороговизна метода не позволяет производить с его помощью массовые измерения. В настоящее время широко развиваются спутниковые методы. Основное их преимущество – глобальный характер получаемой информации. Однако они пока не позволяют получать информацию о концентрации озона ниже 25–30 км, т.е. в той области, где сосредоточена основная масса озона.

Все указанные методы в какой-то степени дополняют друг друга, и поэтому все они в настоящее время используются.

Различают три типа вертикального распределения озона в атмосфере: тропический, умеренный и полярный [Хргиан, 1973; Перов, Хргиан, 1980].

Для тропического типа (тип А) основная масса озона наблюдается на сравнительно большой высоте. В частности, максимальные концентрации озона $(340-420) \cdot 10^{-9} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ отмечаются на высотах 24–27 км. Основной слой озона этого типа постоянен, однороден и практически не

имеет тонкой структуры. Общее содержание озона в этом случае составляет 260–270 Д.Е., которое незначительно меняется по сезонам. Тип А чаще встречается до 30° широты и обычно наблюдается при высокой тропопаузе.

При умеренном типе ВРО (тип В) максимальное содержание озона до $500 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³, изредка и больше. Уровень наибольших концентраций озона на высоте 19–21 км. При этом типе ВРО в среднем общее содержание озона равно 340 Д.Е. Тип В преимущественно наблюдается в умеренном поясе к северу и к югу от широты 35°, и он всегда связан с низкорасположенной полярной тропопаузой.

Однако иногда этот тип ВРО наблюдается и в тропических широтах. В период с 25 мая по 20 августа 1977 г. проводилось измерение ВРО в районах Индийского океана [Plessing, Mukherjee, 1978]. Озонзондирование в восточной части Аравийского моря показало снижение высоты озонного максимума с уровня 26–27 км до уровня 18 км. Авторы объяснили этот эффект влиянием циклона на ВРО. При низких давлениях в нижней тропосфере в центре циклона возникают восходящие движения воздуха, которые в верхней тропосфере становятся горизонтальными. Это приводит к подосу воздуха из стратосферы в тропосферу и, соответственно, смещению вниз слоя с максимальным содержанием озона.

Полярный тип ВРО (тип С) имеет низко расположенный слой озонного максимума (13–18 км), где содержание озона достигает значений более $500 \cdot 10^{-9}$ кг·м³. Этот слой весьма мощный и часто имеет тонкую структуру, ОСО, в среднем, больше 400 Д.Е., а иногда превышает значение 600 Д.Е. Этот тип, в основном, характерен для полярных широт.

В Грузии измерение вертикального распределения озона в различных ее районах ведется с 1973 г. как оптическим методом с использованием "эффекта обращения" [Бойченко и др., 1982; Харчилава, 1980; Харчилава, Карцивадзе и др., 1982], так и с помощью электрохимических озонзондов типа OSM-2, OSE-2 производства ГДР [Харчилава и др., 1985а; Харчилава и др., 1985б].

На характер ВРО влияют фотохимические явления и процессы переноса озона, широта местности, сезоны года, географические условия, метеорологические процессы и др.

В тропосфере вертикальное распределение озона также подразделяется на три типа: нормальный профиль, изопикнический профиль и инверсионный [Осечкин, Куликова, 1982]. Авторы показали, что из 326 вертикальных профилей озона в тропосфере в большинстве случаев наблюдается уменьшение с высотой содержания озона (нормальный профиль), в 37% случаев концентрация озона с высотой меняется незначительно (изопикнический профиль) и в 20% случаев отмечается рост содержания озона по всей толще тропосферы (инверсионный профиль). Формирование нормальных и изопикнических профилей озона происходит при активном проявлении внутритропосферных процессов (химических, фотохимических, динамических). Инверсионные профили озона образуются в результате стратосферных вторжений, происходящих на циклонических перифериях хорошо выраженных струйных течений. На формирование и структуру ВРО инверсионного типа существенное влияние также оказывает высота струйного течения, концентрация изэнтропических поверхностей в верхней тропопаузе [Осечкин, 1985].

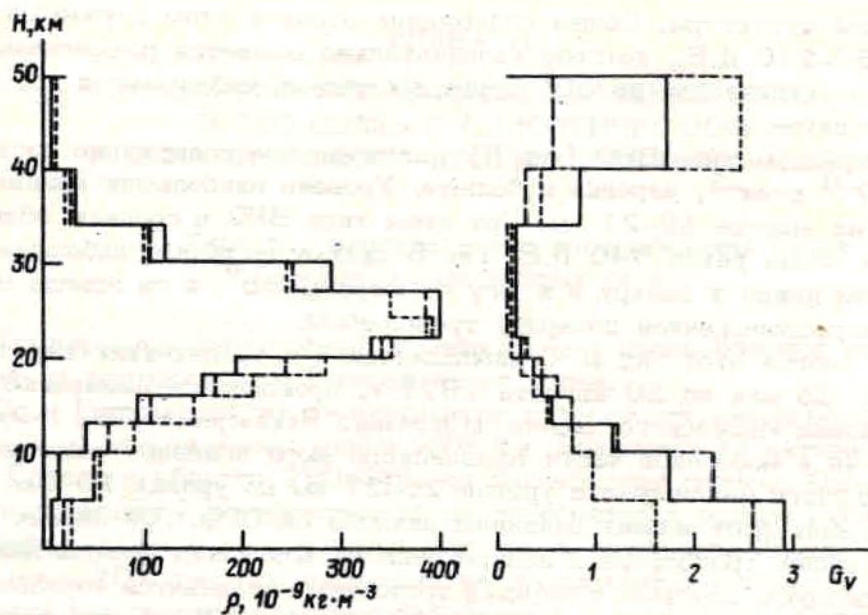


Рис. 10. Среднее вертикальное распределение озона ρ и коэффициентов вариации G_v над Руиспири (—), Абастумани (---) и Волгоградом (· · ·) по данным 1973–1982 гг.

На рис. 10 приведены данные о вертикальном распределении озона над Руиспири, Абастумани и Волгоградом. Здесь же приведены значения коэффициентов вариации для различных слоев. Для Волгограда характерным является более острый озонный максимум (в слое 22–24 км), чем для Абастумани и Руиспири. Кроме того, для Волгограда ниже озонного максимума значения ρ несколько больше, чем для Абастумани и Руиспири, а выше озонного максимума – меньше.

Расчет значений коэффициента корреляции между концентрацией озона на различных уровнях показал, что наиболее тесная корреляционная связь наблюдается между соседними уровнями. Так, для Руиспири значения R для соседних слоев меняются от $-0,06$ до $+0,98$. Низкая корреляционная связь наблюдается между слоями 22–24 км и 24–27 км ($R = 0,12$), что, видимо, связано с тем, что над Руиспири не наблюдается такого острого пика в слое озонного максимума, как в Волгограде (для Волгограда соответствующее значение $R = 0,72$). Низкие корреляционные связи также между содержанием озона в слоях 34–40 км и 40–50 км, а также 50–65 км и 65–80 км ($R = +0,06$ и $R = -0,06$ для Руиспири). Ниже 24 км значения R для соседних слоев высокие ($R = 0,73 - 0,98$). Тесная корреляционная связь также между содержанием озона в слоях 40–50 км и 50–65 км ($R = 0,96$).

Корреляционная связь между слоем озонного максимума и низлежащими слоями в тропосфере обратная со значениями $R = -0,14 \div -0,38$.

Для Волгограда [Брезгин и др., 1982] по данным ракетных и баллонных наблюдений максимум вертикального распределения озона приходится на уровень 22 км. Для Руиспири по данным озонзондирования с помощью зондов OSM-2 и OSE-2 высота озонного максимума также

Таблица 8

Среднее вертикальное распределение концентрации озона ρ (10^{-9} кг·м⁻³) и коэффициента вариации C_v для различных месяцев над Рузскими

Месяц	VI		VII		VIII		IX		X	
	ρ	C_v	ρ	C_v	ρ	C_v	ρ	C_v	ρ	C_v
0-5	6	1,7	2	3,9	18	2,2	11	2,4	0,3	1,0
5-10	20	1,2	9	2,1	25	1,6	19	1,6	7	0,66
10-13	48	0,79	29	1,2	62	1,4	45	0,80	32	0,66
13-16	115	0,45	83	0,72	98	0,61	110	0,40	100	0,64
16-18	185	0,35	150	0,57	150	0,49	180	0,30	170	0,63
18-20	275	0,26	240	0,45	220	0,42	255	0,27	260	0,57
20-22	360	0,17	330	0,35	300	0,37	330	0,27	360	0,43
22-24	420	0,13	410	0,25	365	0,29	380	0,21	465	0,21
24-27	410	0,17	405	0,25	360	0,29	385	0,17	515	0,32
27-30	290	0,17	290	0,30	285	0,25	290	0,23	330	0,30
30-34	115	0,08	115	0,29	125	0,33	130	0,16	120	0,28
34-40	23	0,25	29	0,97	30	0,34	38	1,0	23	0,33
40-50	2	0,55	2	0,55	5	2,2	3	0,53	2	0,40

неплохо совпадает с картиной, приведенной на рис. 10 [Харчилава, Карцивадзе и др., 1982; Харчилава и др., 1985а].

Для Руиспири около 62% от ОСО находится в слое 20–30 км, ниже 20 км – 26% от общего содержания озона, а выше 30 км – около 12%. Для Абастумани и Волгограда наибольшая часть общего содержания озона сосредоточена также в слое 20–30 км.

Изменчивость содержания озона минимальна в слое 22–34 км (значения $C_p \approx 20\%$). В слое 34–40 км изменчивость содержания озона растет для Абастумани до 35%, Волгограда – 50%, Руиспири – 90%. Ниже 20 км изменчивость содержания озона также растет. Таким образом, наиболее устойчивым является слой озона в атмосфере между 20 и 30 км.

В таблице 8 приведены данные о вертикальном распределении озона над Руиспири для различных месяцев теплого периода года. Для июня – августа максимум озонного слоя приходится на слой 22–24 км, а для сентября и октября – на слой 24–27 км.

Доля от среднемесячного общего содержания озона в различных слоях атмосферы за указанные месяцы менялась следующим образом. В слое 0–20 км в июне, августе и сентябре – 26%, в июле и октябре – 21–22%. В слое 20–30 км в июне, августе и сентябре 60–63%, в июле и октябре – 66–68%. В слое 30–50 км доля содержания озона от среднемесячного ОСО менялась в пределах 11–14% для всех месяцев. Таким образом, даже в течение короткого периода наблюдались заметные изменения в перераспределении содержания озона между слоями.

2. Изменчивость вертикального распределения озона при различных аэросиноптических ситуациях

На изменчивость вертикального распределения озона значительное влияние оказывают типы воздушных масс, характер вертикальных движений воздуха в атмосфере и др.

Вертикальные движения воздуха оказывают существенное влияние на ВРО в зависимости от высотного барического поля. Наличие нисходящих движений в циклонах и восходящих в антициклонах приводит к накоплению озона в циклонах, а в антициклонах – к обратному эффекту [Ламжавын, 1982].

Изучение вертикального распределения озона в пограничном слое атмосферы показало, что в условиях малооблачной погоды при нормальном распределении температуры с высотой (отсутствие инверсий), слабом ветре и отсутствии объемных источников и стоков озона его вертикальное распределение характеризуется постепенным ростом концентрации озона от земной поверхности до уровня 400 м. [Бритаев, Фарапонова, 1982]. Это распределение соответствует представлению о том, что озон в основном образуется в верхних слоях атмосферы, поступает в результате турбулентного перемешивания и упорядоченных нисходящих движений воздуха в тропосферу и приземной слой и затем разрушается при контакте с подстилающей поверхностью [Бритаев, 1965; Перов, Хргиан, 1980]. Когда в пограничном слое атмосферы наблюдается сильная турбулентность, то содержание озона с высотой практически не меняется.

На основе данных подъемов электрохимических озонзондов в Пайерне, Тальвилле и в Боулдере Хргиан А.Х. и Перов С.П. составили таблицу вертикального распределения озона в тропосфере [Хргиан, Перов, 1980]. Согласно этой таблице, зимой, в пограничном слое, концентрация озона несколько возрастает с высотой и затем убывает примерно до уровня 7 км, близкого к тропопаузе. В летние месяцы слой возрастания концентрации озона с высотой не обнаруживается. Летом убывание концентрации озона распространяется до высоты 9 км. Аналогичный характер вертикального распределения озона получен и при озонзондировании близ Берлина [Spänkuch, Döhler, 1975] в 1966–1971 гг.

По данным вертикального озонзондирования в различных районах Грузии как методом обращения, так и с помощью электрохимических озонзондов, также прослеживается влияние различных аэросиноптических ситуаций на вертикальное распределение озона в атмосфере [Харчилава, 1980; Харчилава, Карцивадзе и др., 1985б]. Перед и при прохождении холодных воздушных фронтов отмечалось резкое повышение содержания озона. При указанном процессе наблюдалось уменьшение высоты главного максимума озонного слоя и увеличение концентрации озона в этом слое. Во время прохождения воздушных масс тропического происхождения картина отмечалась обратная.

Определение вертикального распределения озона с использованием метода "обращения" возможно лишь в солнечную погоду. Поэтому данных измерений в одно и то же время в течение нескольких дней подряд весьма мало. В течение всего периода наблюдений нам лишь дважды удалось провести ежедневные определения ВРО в течение 5 дней.

На рис. 11 представлен временной ход концентрации озона в стратосфере с 6 по 10 июля 1978 г. для слоев, расположенных между следующими высотами: 16–18 км, 18–20 км, 20–22 км, 22–24 км, 24–27 км, 27–30 км, 30–34 км, 34–40 км. В указанный период времени ход содержания озона для слоев 16–18 км, 18–20 км, 27–30 км и 30–34 км является синфазным и находится в противофазе с ходом концентрации озона в слоях 20–22 км, 22–24 км и 24–27 км. Таким образом, в среднем временной ход озона в слое 20–27 км в противофазе ходу содержания озона ниже и выше этого слоя (16–20 км и 27–34 км соответственно).

Для схематического объяснения вариаций указанного вертикального профиля озона была рассмотрена аэросиноптическая ситуация в эти дни.

6 июля 1978 г. над Восточной Грузией наблюдалось антициклональное барическое поле. На всех стандартных барических уровнях левая часть гребня направлена с юга на север. Ветер на всех высотах северо-западный. Скорость ветра растет с высотой и максимальное значение 35 м.сек^{-1} принимает на уровне 200 мб. Пункт наблюдения находится в зоне струйного течения на расстоянии 50–70 км от оси струи. Направление СТ – с запада на восток. Скорость ветра на оси СТ – 45 м.сек^{-1} .

В этих условиях над пунктом наблюдения отмечаются восходящие потоки воздуха [Харчилава, 1969], которые уменьшают содержание озона ниже слоя озонного максимума [Хргиан и др., 1965]. В слое 20–27 км содержание озона растет из-за переноса его из низлежащих слоев.

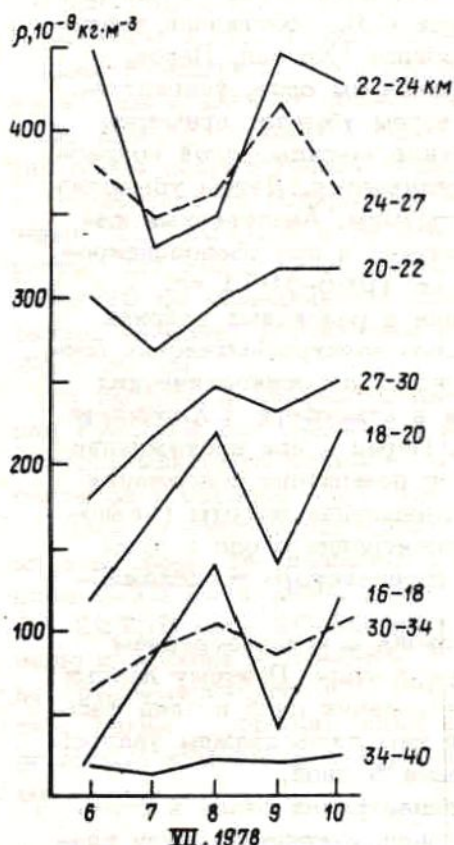


Рис. 11

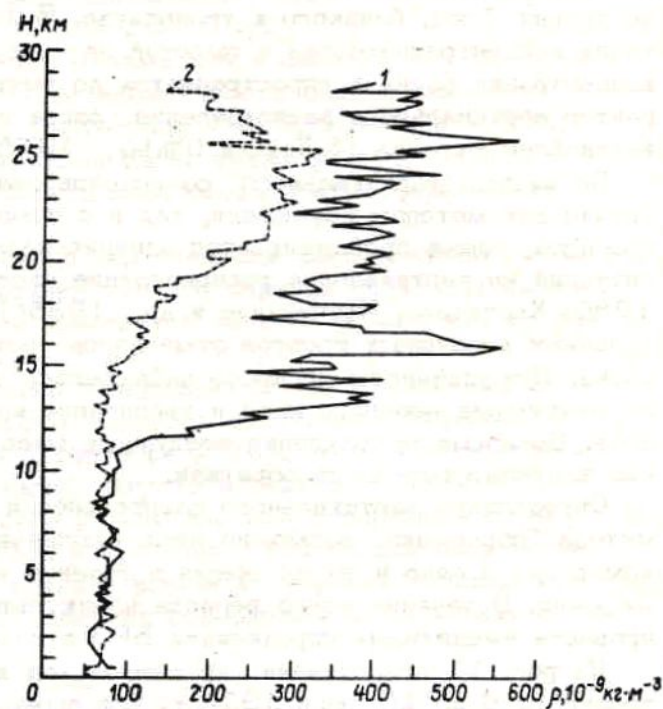


Рис. 12

Рис. 11. Влияние возмущений атмосферы на вертикальное распределение озона

Рис. 12. Вертикальное распределение озона 21.IX 1983 г. над Руиспири [1] и 27.IX 1984 г. над Сухуми [2]

7 июля. Над Восточной Грузией наблюдалось поле высокого давления. На высотах – левая часть высотной ложбины. Пункт наблюдения под левой частью СТ на расстоянии 100–150 км от его оси. Скорость ветра на оси струи – 35 м.сек⁻¹. В этой ситуации над пунктом наблюдения уже нисходящие потоки воздуха. Соответственно в слое 16–20 км содержание озона растет, а в слое 20–27 км – убывает.

8 июля. Характер барического поля тот же. Ось струйного течения отделилась от пункта наблюдения на расстояние 150–200 км. Максимальная скорость ветра на оси СТ – 50 м.сек⁻¹. Отмечаются нисходящие потоки воздуха и рост содержания озона в слое 16–20 км.

9 июля. Над Восточной Грузией наблюдалось барическое поле низкого давления. На стандартных изобарических уровнях, в основном, высотные гребни. Пункт наблюдения находился под правой частью струйного течения на расстоянии 200–300 км от его оси. Ось СТ направлена с юго-запада на северо-восток. Однако над Кавказским хребтом направление струйного течения меняется на юго-восточное. Скорость ветра максимальна на уровне 200 мб – 50 м.сек⁻¹. Затем резко уменьша-

ется с высотой до значения 20 м.сек^{-1} на уровне 100 мб. Вертикальные движения воздуха становятся восходящими. В слое 16–20 км резкий спад содержания озона, а в слое 20–27 км – увеличение.

10 июля. Над Восточной Грузией ложбина низкого давления. К пункту наблюдения с запада приближался холодный фронт и в момент измерения ВРО находился на расстоянии 300–350 км от Руиспири. На изобарических уровнях 800–200 мб расположились высотные ложбины. Скорость ветра растет от поверхности земли (3 м.сек^{-1}) до уровня 200 мб (25 м.сек^{-1}). Ось струйного течения находилась на расстоянии 600 км от пункта наблюдения. Движения воздуха – нисходящие, что приводит к уменьшению содержания озона в слое 20–27 км и увеличению в слое 16–20 км. Отметим, что при таком объяснении предполагается, что вертикальные скорости по крайней мере до высот 27 км имеют направление, совпадающее с направлением скорости на уровне 200 мб.

Данные озонзондирования в летний период с помощью электрохимических озонзондов OSM-2 и OSE-2 производства ГДР показали, что над территорией Грузии наблюдается два типа ВРО – тип А и тип В (рис. 12). При типе А концентрация озона мало меняется с высотой до уровня 15 км (значение ρ составляет примерно $70 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$). Затем в слое 15–20 км концентрация озона растет до $220 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$, а в слое 20–25,5 км – до максимального значения на высоте 25,5 км, равном $330 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$ с градиентом $20 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3} \cdot \text{км}^{-1}$. Выше 25,5 км концентрация озона убывает до высоты 29 км с градиентом $50 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3} \cdot \text{км}^{-1}$ до значения $150 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$. Этот тип ВРО характерен также незначительными флуктуациями содержания озона на различных уровнях.

27 сентября 1984 г. над Западной Грузией располагалось барическое поле высокого давления. На уровнях 700 и 500 мб – высотный антициклон, а на уровне 300 мб – высотный гребень. На всех уровнях ветер слабый, юго-западного направления со скоростью до 10 м.сек^{-1} .

Температурный профиль имеет следующий вид: в слое 0,12–0,35 км – инверсия, выше, в слое 0,5–1 км – изотермия. Затем, до уровня 13 км температура уменьшается с градиентом около $10^{\circ}\text{С.км}^{-1}$. С высоты 13 км градиент температуры резко уменьшился до 0, в слое 13–15 км температура практически не меняется и составляет примерно -60°С . Выше температура падает до -64°С на уровне 18 км, а затем растет до -55°С на высоте 23 км. В слое 23–29 км температура меняется в пределах $-56 \div -48^{\circ}\text{С}$, возрастая с высотой. Относительная влажность воздуха на всех высотах менялась от 68 до 14%. Таким образом, в этот день над Сухуми атмосфера была невозмущенной.

При типе В концентрация озона мало изменялась с высотой до уровня 11 км. Затем в слое 11–14 км наблюдался резкий рост содержания озона до $400 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$ с градиентом $100 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3} \cdot \text{км}^{-1}$. Выше 14 км отмечаются резкие колебания концентрации озона с двумя максимумами на уровнях 16 и 26 км. На этих уровнях концентрация озона достигала $570 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$. Минимальные концентрации озона в слое 14–29 км составляли $250 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$ на уровнях 15 и 17 км. Таким образом, амплитуда колебаний содержания озона выше 14 км достигала $320 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$, тогда как при типе А амплитуда колебаний содержания озона в том же слое значительно меньше –

$260 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³. Интересно отметить, что в тропосфере при обоих типах ВРО (рис. 12) содержание озона до высоты 11 км практически одинаково.

В день измерения (21 сентября 1983 г.) над Восточной Грузией было поле высокого давления, с юга к пункту наблюдения приближался теплый фронт, находящийся на расстоянии 300 км. По высотам на стандартных уровнях 850–200 мб располагалась высотная ложбина, на уровне 100 мб – правая часть гребня. На уровне 200 мб скорость ветра около 35 м·сек⁻¹. Пункт наблюдения находился под левой частью струйного течения, ось которого находилась на расстоянии 200–300 км от Руиспири. Ось СТ направлена с запада на восток, скорость ветра на оси – 40 м·сек⁻¹.

По данным аэрологического радиозондирования атмосферы в этот день выше 12 км наблюдалось уменьшение градиента температуры (соответствующее резкое увеличение содержания озона).

Скорость ветра большая и растет с высотой: 17 м·сек⁻¹ на высоте 7 км и 61 м·сек⁻¹ на высоте 13 км. Ветер, в основном, западный. Таким образом, 21 сентября 1983 г. над пунктом наблюдения в атмосфере были сильные возмущения, которые обусловили указанную структуру ВРО. Отметим, что повышение концентрации озона на уровне 12 км при быстром усилении на этой высоте ветра западного направления получили также Мани и др. [Mani и др., 1977].

Сравнение рисунков 10 и 12 показывает, что данные для вертикального распределения озона, полученные по методу "обращения" и с помощью электрохимических озонзондов неплохо совпадают в слое 16–30 км как по концентрациям, так и по высотам расположения главного максимума содержания озона. В тропосфере данные, полученные по методу "обращения", занижены. Соответственно занижена и доля тропосферного озона в общем содержании озона. Так, исходя из данных, приведенных на рис. 10, доля озона, содержащаяся в нижнем 10 км – слое атмосферы, от содержания озона в слое 0–29 км составляет 2,5%, тогда как та же доля в соответствии с данными о ВРО типа А составляет 18%. Даже для профиля типа В (рис. 12) эта доля примерно равна 9%.

Указанные оценки неплохо совпадают с самолетными измерениями общего содержания озона над Руиспири в слое 0–5 км 6 сентября 1984 г. На высотах 1–5 км (с интервалом в 1 км) ОСО уменьшалось соответственно следующим образом: 292, 287, 280, 274 и 268 Д.Е. Таким образом, в нижнем 5-километровом слое тропосферы содержание озона составляет около 8% от ОСО, что хорошо согласуется с аналогичными оценками по профилю ВРО типа А, изображенного на рис. 12.

Анализ 17 вертикальных профилей озона в тропосфере до высоты 10 км, полученных электрохимическими озонзондами, в соответствии с классификацией Осечкина В.В. [Осечкин, Куликова, 1982] показал, что в двух случаях концентрация озона уменьшалась с высотой (нормальный профиль, 12% случаев), 9 раз содержание озона с высотой менялось мало (изопикнический профиль, 53% случаев) и 6 раз концентрация озона увеличивалась с высотой (инверсионный профиль, 35% случаев). В среднем для всех профилей концентрация озона в слое 0–10 км составляла около $(70-75) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³. Отметим, что в указанные дни не наблюдалось фронтальных процессов, гроз и других сильных возмущений атмосферы.

3. Особенности вертикального распределения озона при грозовых процессах

Известно не так уж много работ, посвященных изучению влияния грозовых процессов на вертикальное распределение озона в атмосфере [Dütsh, 1966; Shlanta, Moore, 1972; Shlanta, Kuhn, 1973; Clarke, Griffing, 1985; Харчилава, Карцивадзе и др., 1982; Харчилава, Карцивадзе и др., 1985б].

Отметим некоторые из них.

Дютш Х. исследовал вертикальное распределение озона 8 июня 1964 г. над Боулдером при прохождении холодного фронта, сопровождающегося грозами [Dütsh, 1966]. Озонзонд вошел в грозовую тучу и показал в ней высокое содержание озона, по величине близкое к значениям концентрации озона в слое озонового максимума. Вторичный максимум в тропосфере уменьшился на 60% через несколько часов после прохождения фронта и полностью исчез на следующий день.

Шланта А. и Кун П. провели самолетные исследования содержания озона и водяного пара в окрестностях двух грозовых облаков, верхушки которых достигали и даже пробивали тропопаузу [Shlanta, Kuhn, 1973]. В обоих случаях содержание водяных паров и озона над верхней границей грозовых облаков и в нисходящих потоках воздуха в окрестностях этих облаков было, в среднем, на 40% выше, чем в восходящих потоках воздуха. Над верхушкой облаков содержание озона и водяного пара было в 1,2–2,4 раза больше, чем вдали от облака на том же уровне. В среднем концентрация озона над облаками была на 25% выше, чем на том же уровне в ясные дни. Внутри грозового облака концентрация озона почти в 2,6 раз выше предгрозовой концентрации озона у поверхности земли [Shlanta, Moore, 1972].

В течение эксперимента 5 августа 1980 г. в зоне воздушного городского шлейфа в Балтиморе (США) наблюдались аномально высокие концентрации озона, достигающие $1000 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ [Clarke, Griffing, 1985]. Горизонтальная протяженность зон с высоким содержанием озона составляла 2 км., продолжительность сохранения зон около 30 сек. Авторы предположили, что озонные пики являются результатом химических реакций, активизированных электрическими разрядами вблизи грозовых облаков.

При проведении полевых работ по вертикальному озонзондированию атмосферы нам удалось несколько раз провести пуски озонзондов во время гроз. Часто уже на небольших высотах с зондами терялась связь, однако были и успешные эксперименты.

На рис. 13 представлены кривые вертикального распределения озона над Руиспири и Сухуми в дни с грозами, полученные с помощью электрохимических озонзондов.

19 мая 1984 г. над пунктом наблюдения находилась ложбина низкого давления. На уровнях 800, 700, 500, 300 и 100 мб преимущественно располагались правая часть ложбины и левая часть гребня. Скорость ветра с высотой росла и максимальное значение $20 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$ достигала на уровне 200 мб. Струйное течение от пункта наблюдения находилось на расстоянии более 500 км.

По данным аэрологического зондирования в этот день над Руиспири в слое 4–5 км градиент температуры уменьшился. Скорость ветра в

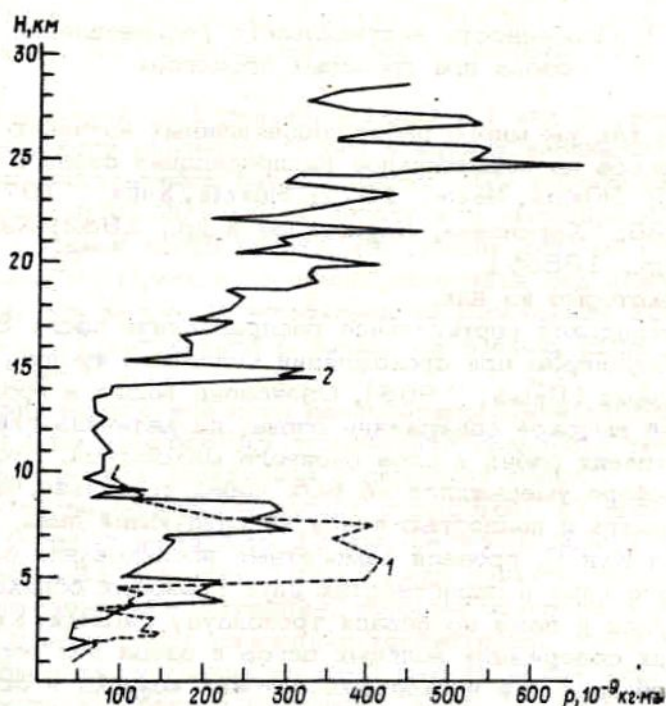


Рис. 13. Вертикальное распределение озона при грозе 19.V.1984г. над Руиспири [1] и 23.IX.1984 г. над Сухуми [2]

слое 0–10 км менялась от 3 до 11 м.сек^{-1} . В момент запуска озонозонда на расстоянии 5–10 км от Руиспири отмечались грозовые разряды.

Из рис. 13 следует, что 19 мая 1984 г. концентрация озона в слое 1–2 км растет, затем остается постоянной в километровой толще, затем в слое 3,4–4,4 км вновь растет и, наконец, в слое 4,4–7,4 км резко увеличивается до значения $(370\text{--}420) \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$. Выше 7,4 км содержание озона быстро уменьшается и на уровне 10 км составляет $100 \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$. Общее содержание озона в слое 0–10 км возросло по сравнению с той же величиной в дни с ясной погодой примерно в 2,5 раза. Значение концентрации озона в слое 4,4–7,4 км соизмеримо с концентрациями озона, наблюдаемыми в слое главного максимума содержания озона в на высотах 22–27 км (рис. 10 и рис. 12).

23 сентября 1984 г. над Сухуми находилась ложбина низкого давления. С юго-востока отмечался приток теплого воздуха, а с северо-запада — холодного воздуха. Над пунктом наблюдения на уровня 700, 500 и 300 мб находились левая часть гребня и правая часть ложбины. На всех уровнях ветер юго-западный. Максимальная скорость ветра была на уровне 300 мб и составляла 25 м.сек^{-1} . Пункт наблюдения находился под левой частью струйного течения на расстоянии 100–150 км от его оси. Направление оси СТ юго-восточное, скорость ветра на оси — 35 м.сек^{-1} . Ночью над пунктом наблюдения прошел холодный фронт, который к моменту запуска озонозонда находился на расстоянии 200–250 км западнее Сухуми.

Во время измерения ВРО в этот день грозовые процессы отмечались на расстоянии 10–15 км западнее Сухуми. Таким образом, 29 сентября 1984 г. над пунктом наблюдения отмечалась сильно возмущенная атмосфера, что и обусловило сложную структуру вертикального распределения озона на всей исследуемой толще атмосферы.

Сравнение рис. 13 и рис. 12 дает представление о существенном влиянии гроз на вариацию ВРО в тропосфере даже в дни с возмущенной атмосферой. В слое 0–10 км над Сухуми 23 сентября 1984 г. отмечается два пика концентрации озона $220 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ и $310 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ (в слоях 3,8–4,8 км и 6,2–7,5 км соответственно). Содержание озона в столбе воздуха в тропосфере до уровня 10 км примерно в 1,7 раза больше того же значения для дней с ясной погодой. Значительные колебания содержания озона наблюдаются также в стратосфере, выше 14 км. Отмечается расслоение зоны озонного максимума между высотами 20–27 км. Всего выше 14 км отмечается 6 пиков с концентрациями озона от 330 до $670 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³. В тропосфере доля озона составляет около 22% от общего содержания озона в слое 0–29 км.

Таким образом, грозовые процессы существенно влияют на вертикальное распределение озона в тропосфере. Вблизи них наблюдается резкий рост концентрации озона, соизмеримый с его содержанием в слое озонного максимума. Отмечаются значительные флуктуации содержания озона в тропосфере, время существования которых соизмеримо с временем жизни грозовых процессов.

4. Вертикальное распределение озона и динамические процессы в атмосфере

В тропосфере, также как и в стратосфере, на вариацию вертикального распределения озона существенное влияние оказывают динамические процессы – вертикальные потоки воздуха, турбулентное перемешивание и др. [Березин, Шафрин, 1964; Солонин, Осечкин, 1980; Еланский, 1982; Груздев, Еланский, 1984; Kroening, Ney, 1962; Amirashvili и др., 1980].

Солонин С.В. и Осечкин В.В. проводили измерения концентрации озона в тропосфере на рейсовых самолетах гражданской авиации в полярных, умеренных и южных широтах СССР в период 1971–1976 гг. [Солонин, Осечкин, 1980]. Особенно большие вариации концентрации озона в верхней тропосфере отмечались при сильном опускании высоты максимальной скорости ветра. Резкие изменения концентрации озона сопровождаются усилением турбулентного обмена на высотах полетов. Высокое содержание озона, наблюдавшееся на значительных пространствах, сопровождалось крупномасштабным оседанием воздуха со скоростью 10–15 см·сек⁻¹.

Озон является хорошим индикатором волновых движений [Груздев, Еланский, 1984]. Измерения концентрации озона с борта самолета-лаборатории над Гегамским хребтом в районе озера Севан и в Средней Азии показали, что в отдельных случаях удается построить картину распределения вертикальных смещений воздуха в подветренной области хребта.

В тропосфере часто происходит накопление озона над термическими задерживающими слоями [Kroening, Ney, 1962].

Результаты самолетных исследований ВРО и озонзондирования атмосферы электрохимическими озонзондами, проводимых в Институте геофизики АН СССР, также выявили определенные взаимосвязи концентрации озона в тропосфере с некоторыми динамическими параметрами атмосферы.

На рис. 14 представлены данные о вертикальном распределении в тропосфере озона и значений R_i . Число Ричардсона, как известно, характеризует степень турбулированности среды. Если значение R_i больше критического, то турбулентность слабая; когда значение R_i меньше критического, то интенсивность турбулентного перемешивания сильная. В качестве критического значения числа Ричардсона принимают величину 0,25 [Хргиан, 1969а].

Рассмотрим подробнее аэросиноптическую ситуацию в дни, когда были проведены запуски зондов, данные которых приведены на рис. 14.

14 октября 1983 г. над Восточной Грузией давление было низким. К Руиспири с запада приближался холодный фронт. Ветер северный, 5 м.сек⁻¹. На уровнях 850, 700 и 500 мб расположились высотные ложбины, направленные с севера на юг. На уровнях 300, 200 и 100 мб – левая часть гребня. Скорость ветра на уровнях 300 и 200 мб 35 и 55 м.сек⁻¹ соответственно. Ось струйного течения проходит над пунктом наблюдения. Скорость ветра на оси СТ, направленной с юго-запада на северо-восток, составляет 55 м.сек⁻¹.

По всей толще тропосферы турбулентность сильная ($R_i < 0,25$).

17 мая 1984 г. над Руиспири было барическое поле высокого давления. Наблюдалась незначительная облачность, ветер южный, скорость 5 м.сек⁻¹, на высотных барических уровнях следующая ситуация: уровень 850 мб и 700 мб – антициклон, ветер северо-восточный,

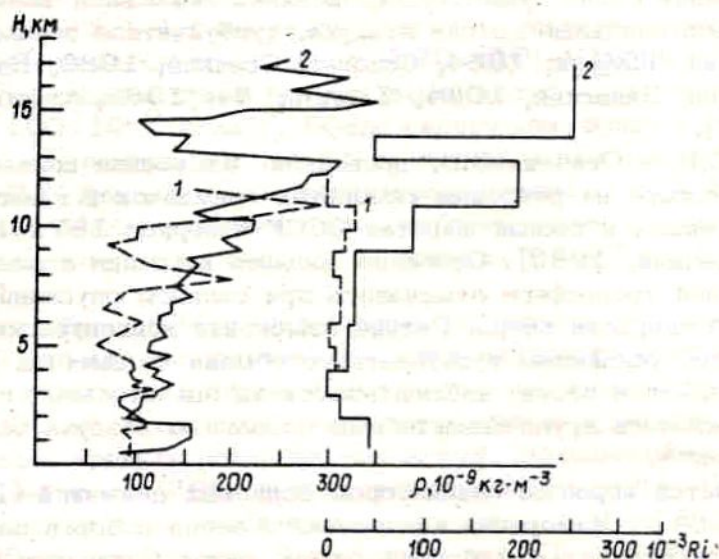


Рис. 14. Вертикальное распределение озона и числа Ричардсона над Руиспири 14.X. 1983 г. [1] и 17.V. 1984 г. [2]

5 м·сек⁻¹; уровень 500 мб – центральная часть ложбины северо-западного направления, ветер северо-восточный, 7 м·сек⁻¹; уровень 300 мб – правая часть гребня южного направления, ветер – 7 м·сек⁻¹, 200 мб – центральная часть высотной ложбины, ветер северо-западный, скорость – 15 м·сек⁻¹. Пункт наблюдения находился на расстоянии 400 км влево от оси струйного течения, направленного с северо-запада на юго-восток. Скорость ветра на оси СТ – 40 м·сек⁻¹.

На всех уровнях в тропосфере значения R_i меньше 0.25, что указывает на повышенную турбулентность воздуха. Вертикальное распределение озона имеет слоистую структуру и в нижнем 10 км – слое атмосферы варьирует от $80 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ до $220 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³.

Из рис. 14 следует, что пики концентрации озона примерно находятся в фазе с колебаниями значений R_i на различных уровнях. В слоях с высокой турбулентностью в каждом профиле концентрация озона меньше, чем в слоях с низкой турбулентностью. То есть, видимо, когда в атмосфере много слоев, отличающихся интенсивностью турбулентного перемешивания, происходит перенос озона в области со слабой турбулентностью и накопления его в них. Этот эффект лучше прослеживается, когда слои с сильной и слабой турбулентностью чередуются.

Оценим влияние турбулентного обмена на сток озона в тропосфере.

Сотрудниками института геофизики АН ГССР в 1976–1977 гг. была проведена серия самолетных наблюдений за вертикальным распределением озона в короткоживущих продуктах распада радона в нижней тропосфере [Амиранашвили и др., 1978; Харчилава, Карцивадзе и др., 1982].

Отбор проб воздуха для анализа на содержание в нем радиоактивных аэрозолей происходил по вертикали с интервалом высот 500 м. Измерение содержания озона в воздухе производилось с интервалом высот 100–200 м. На основании данных о вертикальном распределении продуктов распада радона в некоторых случаях удалось определить значения коэффициента вертикального турбулентного перемешивания, что позволило произвести оценку величины стока озона в нижнем трехкилометровом слое атмосферы.

При расчете мощности стока озона были сделаны следующие допущения.

В исследуемом слое атмосферы, в котором коэффициент турбулентной диффузии K предполагается постоянной величиной, вертикальное распределение озона стационарно и описывается уравнением турбулентной диффузии для установившегося процесса:

$$K \frac{d^2 \rho}{dz^2} - Q = 0, \quad (1)$$

где: ρ – концентрация озона,

Q – величина стока озона; $/Q = \text{const}/$,

со следующими граничными условиями:

$$\rho|_{z=0} = \rho_0; \quad \rho|_{z=H} = \rho_H, \quad (2)$$

где: $z = 0$ – нижняя граница слоя,

$z = H$ – верхняя граница слоя.

Решение уравнения (1) с граничными условиями (2) не представляет особого труда и имеет вид:

$$\rho = \rho_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right) + \rho_H \frac{z}{H} - \frac{1}{2} \frac{Q}{K} zH \left(1 - \frac{z}{H}\right). \quad (3)$$

Значение коэффициента турбулентного обмена в слое 0-H можно определить из выражения [Стыро и др., 1975; Амиранашвили и др., 1975б; Амиранашвили, Хунджуа, 1975а]:

$$K = \frac{\lambda H^2}{\ln^2 R_0/R_H}, \quad (4)$$

где λ - постоянная распада радона, а R_0 и R_H - активность ближайших продуктов распада радона на уровнях $z=0$ и $z=H$ соответственно. Из выражения (3) с учетом (4) можно оценить величину стока озона Q :

$$Q = \frac{2\lambda H^2 [\rho_0(1 - z/H) + \rho_H z/H - \rho]}{z(H-z) \ln^2 R_0/R_H} \quad (5)$$

Выражение (5) дает возможность определить величину Q , если известны значения K , ρ_0 , ρ_H и значение концентрации озона ρ на какой-либо высоте между $z=0$ и $z=H$.

Данные вычислений величины Q представлены в табл. 9. Из таблицы следует, что при изменениях коэффициента турбулентной диффузии в различных слоях атмосферы в пределах $0,2 \div 52 \text{ м}^2 \cdot \text{сек}^{-1}$ (более чем на два порядка) значения Q колеблются в пределах $(0,03 \div 31) \cdot 10^{-13} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$ (почти на три порядка). Отметим, что изменения средней концентрации озона в этих слоях не так значительны $(20 - 71) \cdot 10^{-9} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. В двух случаях из 22 наблюдались отрицательные значения Q - отмечался приток озона.

Более удобной величиной, характеризующей сток озона, является отношение Q к средней концентрации озона ρ' в слое 0-H:

$$Q' = \frac{Q}{\rho'} \quad (6)$$

По нашим данным значения Q' изменяются в пределах $(0,076 - 55) \cdot 10^{-6} \text{ сек}^{-1}$ и находятся в прямой корреляционной связи с величиной коэффициента турбулентного обмена K .

Значение коэффициента корреляции между Q' и K равно 0,90. Соотношение между указанными параметрами имеет вид:

$$Q \leq 0,8 K \cdot 10^{-6} \text{ сек}^{-1},$$

где K - в $\text{м}^2 \cdot \text{сек}^{-1}$.

Таким образом, из слоев с большими значениями коэффициента турбулентного обмена следует ожидать и более интенсивного стока озона. Данное утверждение, в частности, подтверждается измерениями концентрации озона с помощью вертолета 22 сентября 1973 г. в свободной атмосфере и на том же уровне у поверхности земли в районе Алазанской долины. Так, например, на высотах 1290 м, 1450 м и 1750 м

Таблица 9

Значения коэффициента турбулентности K , концентрации озона ρ и стока озона Q над некоторыми районами Закавказья

Дата	Район полета	слой (м)	K $m^2 \cdot c^{-1}$	ρ 10^{-9} $кг \cdot м^{-3}$	Q 10^{-13} $кг \cdot м^{-3} \cdot c^{-1}$
12.X.1976	Зестафони	250-750	1,1	26	1,8
	Зестафони	750-1250	0,23	23	0,03
	Тбилиси	750-1250	0,83	25	0,4
	Тбилиси	2500-3000	2,9	28	-2,6
13.X.1976	оз. Севан	3450-4050	1,5	25	0,4
14.X.1976	Тбилиси	750-1250	10,3	71	3,6
	Тбилиси	1250-1750	13,5	64	6,4
	Зестафони	500-1000	2,8	45	1,3
	Сухуми	1700-2150	8,5	53	2,5
	Тбилиси	1000-1500	16,0	54	16,3
15.X.1976	Тбилиси	750-1250	2,2	56	1,3
17.IV.1977	Тбилиси	750-1250	0,4	20	-0,12
	Тбилиси	1250-2000	10,5	21	4,6
21.IV.1977	Зестафони	500-1000	52	56	31
	Зестафони	1500-2000	47	52	14
	Зестафони	2000-2500	5,0	50	1,5
25.IV.1977	Тбилиси	1000-1500	22	37	16,3
	Тбилиси	1500-2000	16	37	9,5
	Тбилиси	2500-3000	1,6	29	0,5
26.IV.1977	Зестафони	500-1000	0,7	53	0,04
	Зестафони	1000-1500	15,8	50	3,7
28.IV.1977	Тбилиси	1000-1500	5,9	38	4,2
	Тбилиси	1500-2000	2,2	38	2,1
	Тбилиси	2000-2500	2,4	43	2,4
	Тбилиси	2500-3000	4,1	43	1,0

в свободной атмосфере концентрация озона составляла 27,27 и 22. 10^{-9} $кг \cdot м^{-3}$ соответственно. У поверхности земли концентрация озона имела значения 36, 32 и 27. 10^{-9} $кг \cdot м^{-3}$ для пунктов Тбацвери, Достафа и Телавис-Шиви, расположенных на вышеуказанных уровнях в порядке возрастания высот.

5. Связь влажности с вертикальным распределением озона

Тропосферный озон весьма изменчив в пространстве и времени. Зондирование вертикального распределения озона обнаруживает в атмосфере на различных уровнях слои большого или малого содержания озона различной протяженности. Эти слои через некоторое время могут исчезнуть или смениться другими [Хргиан, 1973; Бритаев, 1965]. По данным Бритаева А.С. концентрация озона в облаках слоистого типа уменьшается так, как будто в них происходит его разрушение. Вертикальный ход относительной влажности, в общем, обратен вертикальному распределению озона в тропосфере.

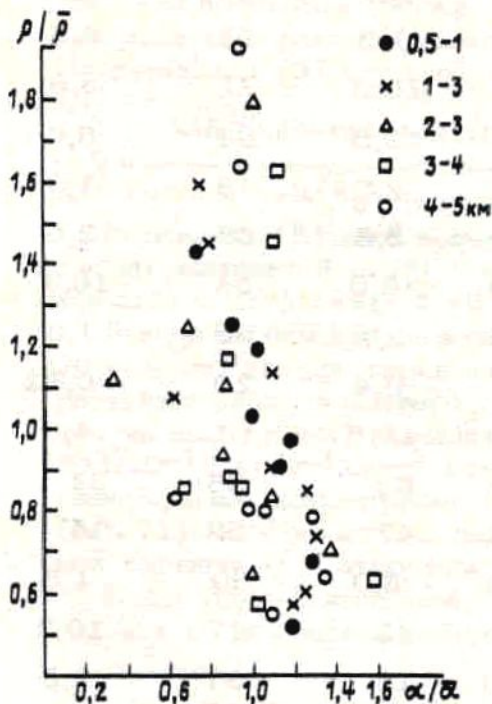


Рис.15. Зависимость содержания озона от абсолютной влажности на различных уровнях в нижней тропосфере по данным 1983-1984 г.г.

влажности по вертикали ($9,5; 7,8; 5,5; 3,5$ и $1,9 \cdot 10^{-3}$ $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$ для соответствующих слоев атмосферы). Наибольшая корреляция наблюдается в слоях с высокими значениями абсолютной влажности. В возмущенной атмосфере указанные корреляционные взаимосвязи значительно ослаблены на всех уровнях.

Для выявления взаимосвязей между влажностью и содержанием озона на различных уровнях в тропосфере, нами было отобрано 8 вертикальных профилей озона в тропосфере в дни, когда наблюдалась невозмущенная атмосфера. Значения концентрации озона и абсолютной влажности были нормированы на среднее значение указанных величин для пяти слоев тропосферы: 0,5-1 км, 1-2 км, 2-3 км, 3-4 км и 4-5 км. На рис. 15 представлена связь между нормированными значениями содержания озона и абсолютной влажности.

Из этого рисунка следует, что между содержанием озона и абсолютной влажностью отмечается обратная корреляционная зависимость. Причем в нижнем двухкилометровом слое тропосферы эта зависимость выражена сильнее. Затем корреляционная связь ослабевает. Ослабление корреляционной связи между содержанием озона и абсолютной влажностью с высотой, видимо, связано с быстрым уменьшением средних значений абсолютной

6. Влияние облачности на вертикальное распределение озона

Особый интерес представляют исследования распределения озона в облаках различного типа.

Весной 1977 г. над Алазанской долиной была проведена серия полетов на самолете-лаборатории ИЛ-14 по изучению распределения озона в слоистых и кучевых облаках [Харчилава, Апхаидзе и др., 1980; Харчилава, Карцивадзе и др., 1982]. В конвективных облаках измерения были проведены 25 раз, а в слоистых – 12 раз. Максимальная вертикальная мощность исследуемых кучевых облаков не превышала 800 м, а их горизонтальная протяженность – 1200 м.

Для сопоставления и анализа результатов экспериментов концентрация озона измерялась на одной и той же горизонтальной трассе пролета через облако несколько раз: вблизи облака, на периферии, в центральной части облака и, для сравнения, в свободной атмосфере. Пролеты совершались на различных уровнях с интервалом высот 100 м несколько раз (5–6 раз). Под периферией облака подразумевается зона внутри облака на расстоянии 200–300 м от его боковой границы.

В слоистых облаках ввиду их значительной горизонтальной протяженности протяженность полета была различной и менялась от 10 до 50 минут.

На рис. 16 приведен случай вертикального зондирования кучевого облака 17 апреля 1977 г. с вертикальной мощностью 700 м (отмечено знаком |). Из рисунка следует, что вертикальное распределение озона в различных частях облака, а также в свободной атмосфере значительно отличаются друг от друга. В свободной атмосфере концентрация озона с высотой медленно убывает, достигая минимума на уровне 4 км, затем быстро возрастает. Возможно, подобный профиль ВРО обусловлен усиленной турбулентностью в слое образования кучевых облаков [Амиранашвили, Нодия, Харчилава, 1978; Amiranashvili и др. 1984] и, соответственно, повышенным стоком озона из этого слоя в низлежащий и вышележащий слои атмосферы.

Вблизи облака на всех уровнях концентрация озона выше, чем в свободной атмосфере. Кривая ВРО с высотой изменяется незначительно. В периферии облака концентрация озона имеет наибольшие значения у нижней и верхней границ облака, и наименьшее – в его средней части.

Наконец, в центральной части облака концентрация озона имеет максимальные значения вблизи его нижней границы и затем убывает по высоте. Отметим, что в нижней трети кучевого облака в его центральной части содержание озона выше, чем в периферии. В верхней трети облака – наоборот. Аналогичная картина наблюдалась и при зондировании других кучевых облаков (табл. 10). В общем, в случае кучевых облаков, концентрация озона по горизонтали увеличивается по мере приближения к облаку и максимальных значений достигает внутри них.

В слоистых облаках содержание озона меньше, чем на том же уровне в свободной атмосфере (табл. 10). Иногда концентрация озона в этих облаках в 8–10 раз меньше, чем в окружающей атмосфере.

Во время самолетных исследований содержания озона в облаках 17 апреля 1977 г. нам удалось проследить динамику изменения содержания озона в кучевом облаке в период его развития. Результаты этого эксперимента приведены на рис. 17. Самолет периодически через 3–7 минут заходил в нижнюю треть кучевого облака на уровне 3,7 км.

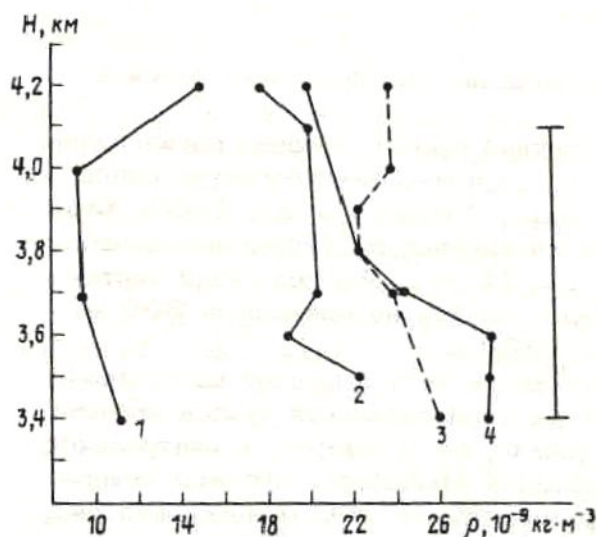


Рис. 16

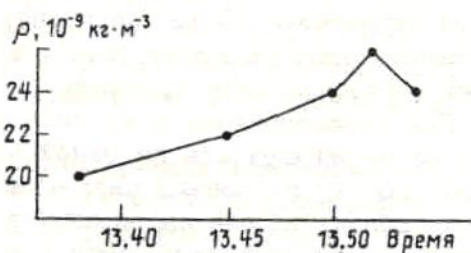


Рис. 17

Рис. 16. Вертикальное распределение озона внутри и окрестностях кучевого облака 17. IV.1977 г. в районе Алазанской долины. 1 - свободная атмосфера, 2 - вблизи облака, 3 - в периферии облака, 4 - в центральной части облака, знак | - вертикальная мощность облака

Рис. 17. Изменение концентрации озона в развивающемся кучевом облаке на уровне 3,7 км 17. IV.1977 г. в районе Алазанской долины

Таблица 10
Значение концентрации озона ρ (10^{-9} кг·м $^{-3}$) в облаках

Дата	Тип облака					
	Кучевые облака				Слоистые облака	
	Свободная атмосфера	Вблизи облака	Периферия	Центр облака	Свободная атмосфера	Внутри облака
17. IV. 1977	13	21	23	26	-	-
19. IV. 1977	-	-	-	-	50	42
20. IV. 1977	-	-	-	-	44	5
21. IV. 1977	26	34	37	52	-	-

Вертикальная мощность облака в течение опыта увеличилась с 800 м до 1000 м. Содержание озона в центре облака за это же время возросло примерно на 30%. После 13 час. 52 мин. облако стало разрушаться и, соответственно, уменьшилась концентрация озона в его центральной части.

В кучевых облаках указанной вертикальной мощности значения напряженности электрического поля небольшие и в среднем составляют (150 ÷ 200) в м $^{-1}$ [Нодия, 1977]. Поэтому образование озона в этих облаках под действием электрического поля вряд ли возможно.

Исследование динамических характеристик слабо развитых конвективных облаков в районе Алазанской долины показало наличие в них на всех уровнях зондирования чередующихся восходящих и нисходящих порывов воздуха, в основном, компенсирующих друг друга [Амиранашвили, Нодия, 1977]. Мощного восходящего потока воздуха, занимающего большую часть поперечного сечения облака, для указанного типа облаков не наблюдается. Однако в центральной части этих облаков обычно преобладают восходящие потоки воздуха. Таким образом, в среднем по облаку турбулентность и чередующиеся восходящие и нисходящие потоки воздуха создают общий "эффективный" вертикальный перенос воздуха, средняя скорость которого для облаков с вертикальной мощностью $(0,6 \div 1,8)$ км составляет $(0,15 \div 0,55)$ м.сек⁻¹ [Стыро, Амиранашвили, 1979а]. Средние по горизонтальному сечению значения коэффициента турбулентности в кучевых облаках обычно растут от основания облака до уровня $0,5 \div 0,6$ его вертикальной мощности, а затем убывают к верхней кромке [Амиранашвили, Нодия, 1977].

Озон, вовлекаясь в облако из нижележащих слоев, турбулентными вихрями и восходящими потоками воздуха накапливается в нем путем растворения в каплях воды, а также под влиянием динамических параметров облака. Вертикальное распределение озона в периферии облака (кривая 3 на рис. 16), где отсутствуют упорядоченные восходящие потоки воздуха значительных горизонтальных размеров, весьма напоминает вертикальное распределение радона в кучевых облаках с вышеуказанным вертикальным профилем коэффициента турбулентного обмена [Амиранашвили, 1977].

В центральной части облака восходящие потоки воздуха преобладают над турбулентными движениями. В этом случае вертикальное распределение озона в облаке (кривая 4 на рис. 16) качественно напоминает профили вертикального распределения естественных радиоактивных и нерadioактивных аэрозолей в восходящем потоке воздуха кучевых облаков [Стыро, Амиранашвили и др., 1979]. В обоих случаях наблюдается накопление примесей в нижней части облака и затем убывание с высотой.

Накопление озона в кучевых облаках в процессе их развития (рис.17) также весьма напоминает накопление в облаках естественной радиоактивности [Стыро, Амиранашвили, 1979б]. За то же время, что указано на рис. 17, содержание продуктов распада радона в нижней части облаков увеличивается на 10 – 30%. Таким образом можно предположить, что взаимодействие озона с облачными каплями происходит примерно также, как и продуктов распада радона. Хотя последнее утверждение требует дальнейшего экспериментального подтверждения.

В слоистых облаках скорости восходящих потоков воздуха незначительные – несколько сантиметров в секунду. Интенсивность турбулентного перемешивания почти такая же, как и в свободной атмосфере. Соответственно и приток озона из нижележащих слоев воздуха в облако незначителен. Озон, по всей видимости, накапливается в нижней кромке облака на каплях и к его середине поступает в обедненном количестве. Это и обуславливает его малые значения в средней части слоистых облаков (табл. 10) по сравнению со свободной атмосферой. И в данном случае прослеживается аналогия с распределением в слоистых облаках естественной радиоактивности [Стыро, 1968; Стыро, Луянас и др., 1975]. Содержание продуктов распада радона в средней части слоистых облаков обычно меньше, чем в окружающей атмосфере.

Таким образом, озон, как и радон, со своими продуктами распада, может быть чутким индикатором динамических и микрофизических процессов, протекающих в облаках. Однако следует учесть, что озон, несмотря на простоту и оперативность его индикации, не является пассивной примесью. Поэтому при исследовании физических процессов, протекающих в облаках, желательно иметь одновременно информацию и об их естественной радиоактивности. Сочетание обоих методов, а также построение в дальнейшем теоретических моделей распределения и накопления озона в облаках, позволит обогатить наши знания об их микрофизической и динамической структурах.

7. Вертикальное распределение озона и аэрозолей в атмосфере

Средний глобальный поток озона из стратосферы в тропосферу составляет $5 \cdot 10^{14}$ молекул \cdot м $^{-2}$ \cdot сек $^{-1}$ [Levi и др., 1985]. В тропосфере озон под влиянием динамических процессов перераспределяется между слоями. Одновременно на содержание озона влияют и другие малые составляющие атмосферы – водяной пар, аэрозоли, различные газы и др. Причем в зависимости от ситуации озон может в значительных количествах и образовываться в тропосфере в результате фотохимических реакций. Так, над Восточными районами США в летнее время в нижнем двухкилометровом слое атмосферы существует озонный резервуар, производительность которого около $3 \cdot 10^{33}$ молекул в сутки [Vutkovich и др., 1985]. Эта величина примерно в два раза превосходит поступление озона в тропосферу из стратосферы через тропопаузу. Озон, в основном, образуется в реакциях с участием антропогенных предшественников озона.

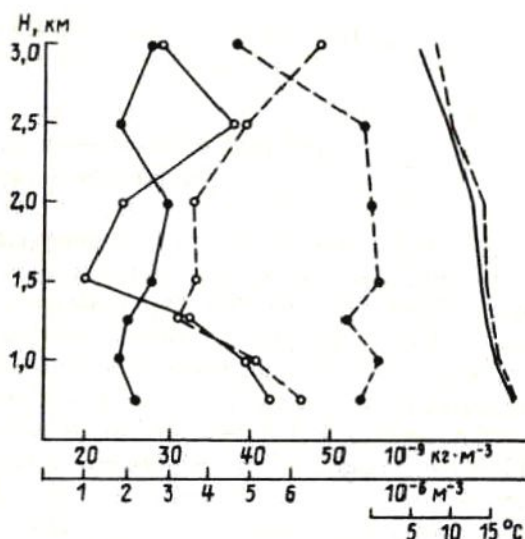
Образование фотохимического озона в пограничном слое атмосферы выявлено также при исследовании атмосферы, содержащей продукты горения тропической растительности во время крупномасштабных пожаров (окись углерода, окислы азота, углеводорода) [Delany и др., 1985]. Антропогенный озон далеко от источника загрязнений в слое до 1300 м в окрестностях Лос-Анджелоса обнаружил Фрике [Fricke, 1977].

На аэрозолях происходит сток озона. Для нижней стратосферы в дневное время скорость гетерогенного распада озона на аэрозолях оценивается в $0,01 \div 2,0\%$ в час [Бобровский и др., 1980]. В тропосфере сток озона на аэрозолях может составлять 15–20% от общего стока озона [Звенигородский и др., 1982].

Проведенные нами самолетные исследования вертикального распределения аэрозолей и озона в тропосфере показали, что в общем между указанными параметрами наблюдается обратная корреляционная связь [Амиранашвили и др., 1978; Амиранашвили, Апхaidзе и др., 1980; Харчилава, Карцивадзе и др., 1982]. На рис. 18 приведены вертикальные профили распределения концентрации озона, аэрозолей размером более $0,35 \cdot 10^{-6}$ м по радиусу и температуры над Тбилиси 12 и 14 октября 1976 г.

Для накопления аэрозолей в различных слоях атмосферы не обязательно существование инверсионных или изотермических слоев. Достаточно измениться вертикальному градиенту температуры (в сторону уменьше-

Рис. 18. Вертикальное распределение озона /●/ аэрозолей /○/ и температуры над Тбилиси 12.X.1976 г. /непрерывная линия/ и 14.X.1976 г. /штриховая линия/



ния) — что свидетельствует об изменении турбулентного режима по вертикали, как в этих зонах или под ними происходит накопление аэрозолей. В случае, когда наблюдаются инверсии температуры, степень накопления аэрозолей сильнее.

12 октября 1976 г. на высоте 750 м под слоем, близким к изотермическому, произошло накопление аэрозолей. В слое 750–1500 м содержание аэрозолей падает. Следующая зона накопления на высоте 2500 м, по всей видимости, под слоем с менее сильным турбулентным перемешиванием. Вертикальное распределение озона, в основном, обратно вертикальному распределению аэрозолей.

Аналогичная картина наблюдалась 14 октября 1976 г., в слое 1500–2000 м наблюдалась изотермия. Выше и ниже этого слоя произошло накопление аэрозолей. Концентрация озона после незначительных колебаний в слое 750–2500 м резко уменьшилась на высоте 3000 м. Интересно отметить, что почти при одинаковом содержании аэрозолей на уровнях 750 и 3000 м концентрации озона на этих высотах значительно отличаются. По всей видимости, в нижних слоях тропосферы, кроме сильного накопления аэрозолей, происходит и накопление различных газов, способствующих образованию дополнительных порций озона, компенсирующих его расход в результате реакций с аэрозольными частицами. Таким образом, рост количества аэрозолей должен способствовать уменьшению концентрации озона, если он не сопровождается увеличением содержания газов, участвующих в образовании озона.

В дальнейшем для установления количественных зависимостей между содержанием в тропосфере аэрозолей и озона предусмотрено продолжение вышеуказанных исследований.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ
КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА1. Вариации концентрации приземного озона в городской
и сельской местности

Исследование вариаций концентрации приземного озона имеет важное значение, так как ее высокий уровень оказывает весьма неблагоприятное воздействие на биосферу [Перов, Хргиан, 1980; Бритаев, Фарапонова, 1982]. Интерес к этим исследованиям еще более возрос после того, как обнаружился заметный положительный тренд концентрации тропосферного озона, в том числе и приземного.

Систематические измерения КПО в европейском регионе, начатые в 1952 г., показали на 5 станциях ГДР значительный рост средней годовой концентрации озона [Penkett, 1984]. Среднее годовое содержание приземного озона в Арконе (ГДР) возросло с 1956 г. по 1977 г. в 1,6 раза, а содержание озона в летний период почти удвоилось. Данные станции Хознпейберг (ФРГ) в период с 1971 г. по 1976 г. характеризуются сходным трендом. Рост озона в глобальной тропосфере на высотах от 2 до 8 км составляет 1% в год. Увеличение содержания озона в 2 раза может привести к повышению температуры на 1 °С. Предполагается, что дополнительный озон образуется в результате фотохимических процессов в нижней тропосфере с участием свободных радикалов, окислов азота и углеводородов.

В работах Вармбта В. [Warmbt, 1977, 1979, 1982] также отмечается, что в вековом ходе КПО обнаруживается тренд из-за фотохимического образования озона в приземном слое воздуха.

Концентрация приземного озона подвержена суточным и сезонным вариациям. Исследования КПО в Москве в период с 1977 по 1981 гг. [Бритаев, Фарапонова, 1985] выявили следующие особенности:

1. наблюдается четко выраженный суточный ход озона с минимальными значениями в ночное время и максимальными — днем, в период с 11 до 17 часов;
2. наблюдается значительное сезонное различие концентрации озона — дневные значения летом в 2–3 раза больше, чем зимой;
3. КПО в дневные часы характеризуется вариациями с периодом от нескольких минут до часов и отклонениями от 5 до 100 процентов от среднего значения;
4. межсуточные вариации КПО тесно связаны с метеорологическими условиями, которые определяют в основном средний уровень концентрации озона в городе.

Мелкомасштабные вариации КПО наблюдались также в июле–сентябре 1983 г. на территории Карадагской актинометрической обсерватории, в Ленинграде и Старом Петергофе [Борисов и др., 1985]. Период колебаний КПО был несколько минут с разбросом значений концентраций от 3 до 50% от среднего в зависимости от времени суток и метеорологических условий.

Многолетние измерения суточного хода озона в приземном слое воздуха в Литве показывают, что обычно имеется дневной максимум в 15–

17 часов и ночной максимум [Гирджене и др., 19826]. Аналогичные результаты получены для Лиссабона (Португалия) [Figueira, 1977], а также в условиях тропического климата [Tiwari, Sreedharan, 1973; Sreedharan, Tiwari, 1973].

Для Тбилиси (городская местность) и Руиспири (сельская местность) исследования вариаций концентрации приземного озона проводил Харчилава Д.Ф. и др. [Харчилава, Цицкишвили, 1983; Грасник, Харчилава, 1982; Харчилава и др., 1985а]. Ниже представлены некоторые результаты этих исследований. На рис. 19 приведен суточный ход КПО по сезонам для Тбилиси и Руиспири. Суточный ход КПО для обоих пунктов имеет два максимума, величина которых зависит от сезона года. Весной для Тбилиси и Руиспири основной максимум КПО наблюдается в 15 час., а минимум – в 8 час. Значение максимальной КПО в этот сезон года в Тбилиси $48 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а в Руиспири – $49 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Минимум КПО в Тбилиси составляет $20 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, в Руиспири – $27 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Вторичный максимум отмечается в полночь. Амплитуда изменения КПО в Тбилиси весной составляет $28 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а в Руиспири $22 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Промежуток времени между утренним и вечерним минимумами КПО – 14 часов.

Летом суточный ход КПО в Тбилиси и Руиспири в основном сохраняет тот же вид, что и весной. Однако, значение максимума КПО для обоих пунктов уменьшается и составляет для Тбилиси $43 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а для Руиспири – $47 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Значение утреннего минимума КПО в Тбилиси составляет $23 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а для Руиспири – $28 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Утренний минимум КПО в Тбилиси наблюдается в 8 час., в Руиспири в 7 час. Амплитуда концентрации приземного озона для обоих пунктов одинакова – $19 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Промежуток времени между утренним и вечерним минимумами КПО для Руиспири и Тбилиси составляет 14 час.

Осенью кривые суточного хода КПО для обоих пунктов сохраняют форму, однако значения КПО заметно уменьшаются. Максимум КПО для обоих пунктов отмечается в 16 час. Значение первичного максимума КПО для Тбилиси составляет $36 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, для Руиспири – $42 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Утренний минимум КПО для Тбилиси – $17 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а для Руиспири – $24 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Интервал времени между утренним и вечерним минимумами КПО для Тбилиси 12 час., а для Руиспири – 10 час, что меньше, чем весной и летом.

Зимой характер суточного хода КПО сохраняет вид характер-

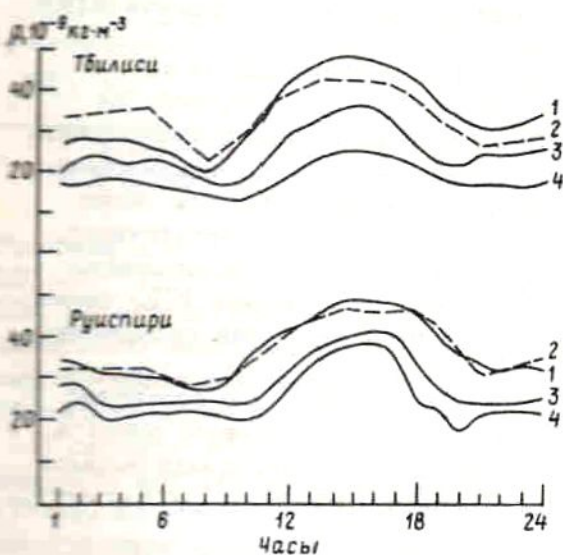


Рис. 19. Суточный ход концентрации приземного озона в Тбилиси [1981 г.] и Руиспири [1984–1985 гг.] по сезонам года. 1 – весна, 2 – лето, 3 – осень; 4 – зима

ный и для других сезонов года. Однако значения КПО здесь самые низкие. Максимальное значение КПО для Тбилиси составляет $25 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ и наблюдается в 16 час., для Руиспири — $39 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ и наблюдается в то же время. Значение утреннего минимума в Тбилиси отмечается в 9 час. и составляет $13 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$; в Руиспири тот же минимум отмечается на один час позже и составляет $20 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$. Интервал времени между утренними вечерними минимумами КПО в Тбилиси 11 час., в Руиспири — 10 час. Амплитуда изменения КПО в Тбилиси $12 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$, а в Руиспири — $19 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$.

Таким образом, по своему характеру суточный ход КПО в Тбилиси и Руиспири, в общем, напоминает аналогичные изменения КПО для других регионов [Бритаев, 1975; Бритаев, Фарапонова, 1985; Гиргждене и др., 1982б; Figueira, 1977; Warmbt 1964б и др.]. Различия могут быть в значениях КПО, времени наступления максимума и минимума КПО, в амплитудах КПО и др.

В сельской местности в 10 км к северо-востоку от Тулузы [Lopez и др., 1982б] средняя минимальная концентрация приземного озона составляла в 6 час. утра $29 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$, а максимальная — $59 \times 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ (в 15 час. дня).

В 1975–1979 гг. проводились измерения КПО в трех пунктах Югославии: г. Загреб — промышленный центр, о. Крк и г. Сплит — сельская местность [Butkovic и др., 1983]. Для Загреба, о. Крк и г. Сплита средние за теплую половину года значения КПО составили 90, 92 и $109 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ соответственно.

Измерения концентрации приземного озона в Москве и в районе Звенигорода в период с июля по сентябрь 1982 г. показали, что в сельской местности КПО ночью изменялась в пределах $(4-20) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$, а днем — $(18-60) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$. В Москве в период с 13 по 16 сентября в 9–11 часов КПО была в пределах $(30-50) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$, а в 14–16 часов достигала $(100-200) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ [Бритаев и др., 1985].

В табл. 11 приведены данные синхронных измерений концентрации приземного озона в дневное время суток для Тбилиси и Руиспири, осредненные по месяцам. Таблица дает представление о соотношении КПО в условиях городской и сельской местности.

В январе КПО в Тбилиси незначительна и в течение дня меняется от $10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ и практически дневного хода не имеет. В Руиспири в это же время КПО достаточно велика и имеет дневной ход с максимумом в 15 час. и минимумом в 11 час. Аналогичная картина дневного хода наблюдается в феврале. Однако КПО для обоих пунктов выше, чем в январе. В Тбилиси дневной ход КПО отсутствует.

В марте КПО в Тбилиси еще более растет и меняется в интервале $(5-21) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$ с максимумом в 17 час. В Руиспири КПО имеет дневной ход с максимумом в 15 час. В этот же месяц содержание озона в Руиспири больше, чем в Тбилиси.

С апреля месяца КПО в Тбилиси во второй половине дня достигает и превышает КПО в Руиспири. В мае концентрация приземного озона в Тбилиси превышает КПО в Руиспири и имеет дневной ход с максимумом в 15 час. Интервал изменений КПО для Тбилиси $(44-60) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$, а для Руиспири — $(36+44) \cdot 10^{-9} \text{ кг. м}^{-3}$.

В июне КПО в Тбилиси уменьшается, а в Руиспири растет. Максимум содержания приземного озона в Тбилиси наблюдается в 13 час., а в

Таблица 11

Концентрация приземного озона ($\rho \cdot 10^{-9} \text{ кг.м}^{-3}$) в Тбилиси и Руиспири по данным 1984-1985 гг.

Месяц	Место и наблюдения	Время (час.)						
		11	12	13	14	15	16	17
I	Тбилиси	1	2	2	2	2	3	5
	Руиспири	15	22	27	31	33	34	29
II	Тбилиси	4	6	8	11	11	11	12
	Руиспири	27	37	41	43	45	46	50
III	Тбилиси	5	9	13	16	19	20	21
	Руиспири	47	57	56	66	69	68	66
IV	Тбилиси	27	37	41	45	45	45	45
	Руиспири	41	42	42	44	44	45	45
V	Тбилиси	50	53	50	57	60	60	44
	Руиспири	39	36	40	42	44	42	42
VI	Тбилиси	42	53	56	54	52	54	45
	Руиспири	38	42	43	45	46	45	61
VII	Тбилиси	27	33	36	40	42	46	52
	Руиспири	14	16	19	20	20	24	24
VIII	Тбилиси	35	48	52	54	52	49	-
	Руиспири	32	44	49	51	51	53	-
IX	Тбилиси	19	27	32	34	36	40	27
	Руиспири	28	32	36	38	41	43	52
X	Тбилиси	11	20	28	31	32	31	26
	Руиспири	35	41	44	46	48	50	47
XI	Тбилиси	6	6	8	10	11	9	8
	Руиспири	23	25	28	31	32	33	28
XII	Тбилиси	3	4	4	4	4	5	4
	Руиспири	25	22	25	28	31	31	31

Руиспири - в 17 час. Интервал изменения КПО для Тбилиси ($42-56$)· 10^{-9} кг·м⁻³, а для Руиспири - ($38-61$)· 10^{-9} кг·м⁻³. В июле КПО продолжает уменьшаться в обоих пунктах. В августе концентрация приземного озона растет и в Тбилиси, и в Руиспири. Имеется дневной ход. Интервал изменений КПО для обоих пунктов одинаков - ($32-54$)· 10^{-9} кг·м⁻³.

В сентябре КПО в обоих пунктах значительно уменьшается. Максимум КПО для Тбилиси наблюдается в 16 час., а для Руиспири - в 17 час. Интервал изменения КПО для Тбилиси ($19-40$)· 10^{-9} кг·м⁻³, для Руиспири - ($28-52$)· 10^{-9} кг·м⁻³. В октябре КПО в Тбилиси убывает, в Руиспири - растет. Максимум КПО в Тбилиси в 16 час., в Руиспири - в 18 час. Интервал изменений КПО для Тбилиси ($11-32$)· 10^{-9} кг·м⁻³, для Руиспири - ($35-50$)· 10^{-9} кг·м⁻³.

В ноябре месяце КПО уменьшается для обоих пунктов. Однако убывание КПО в Тбилиси сильнее, чем в Руиспири. Интервал изменения КПО в Тбилиси $(6-11) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а для Руиспири - $(23-33) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

Наконец, в декабре КПО в Тбилиси днем почти не меняется - $(3-5) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. В Руиспири содержание приземного озона почти такое же, как в ноябре.

Таким образом, как следует из табл. 11, в городских условиях как дневные, так и месячные концентрации приземного озона меняются резко. В сельской местности характер изменения КПО более плавный.

Был также изучен годовой ход концентрации приземного озона для условий городской (Тбилиси) и сельской (Руиспири) местности (рис.20). Максимальное значение КПО для обоих пунктов наблюдается весной, а минимальное - зимой. В частности, для Руиспири первичный максимум отмечается в марте, а вторичный - в августе. Минимальные значения содержания озона наблюдаются в январе, декабре и июле. Для Тбилиси первичный максимум КПО приходится на май месяц, вторичный - на август. Минимум КПО приходится на январь. Зимой и осенью КПО в Руиспири больше, чем в Тбилиси, а в теплый период года (май-август) - наоборот.

Годовой ход КПО в Тбилиси характеризуется резкими различиями в холодный и теплый периоды. Это, видимо, объясняется наличием в холодное время года в условиях Тбилиси часто образующихся температурных задерживающих слоев (инверсия, изотермия), мешающих поступлению озона из верхних слоев атмосферы. В теплое время года КПО в Тбилиси растет по причине интенсивного перемешивания воздуха, способствующего притоку озона в приземной слой. Кроме этого, в указанный период года в условиях повышенной загрязненности воздуха часто создаются условия образования фотохимического озона в светлое время суток. Обычно фотохимический озон в приземном слое воздуха образуется в апреле, мае и, реже, в октябре месяцах.

В Руиспири в апреле, мае в июне КПО меняется мало. В это время года, по сравнению с мартом месяцем, циркуляционные процессы в атмосфере ослабевают. В результате значение КПО падает. В июле месяце ослабевает и грозовая активность в регионе. В результате ослабевает также местная циркуляция. Содержание аэрозолей в приземном слое воздуха растет и увеличивается сток озона на них. Все факторы

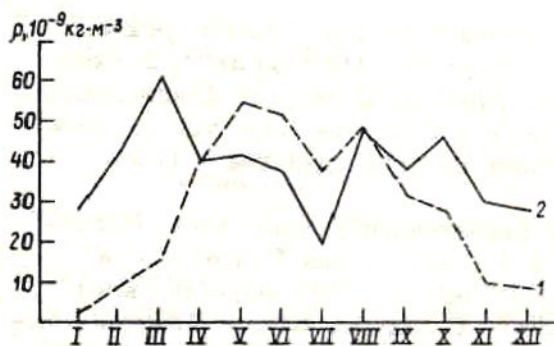


Рис. 20. Среднегодовой ход концентрации приземного озона в Тбилиси [1] и Руиспири [2] по данным 1984-1985 гг.

вместе приводят к убыванию КПО до минимальных значений. В августе месяце происходит усиление циркуляционных процессов в атмосфере. В результате — рост КПО.

Среднемесячная концентрация приземного озона в Тбилиси меняется в течение года от $2 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ до $54 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³, а для Руиспири в интервале $(20-61) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³. Таким образом, амплитуда изменения среднемесячной КПО для Тбилиси значительно больше, чем для Руиспири.

2. Влияние горизонтальных барических градиентов на концентрацию приземного озона

В изменении концентрации приземного озона важную роль, также, как и в изменении ОСО, играют динамические процессы, протекающие в атмосфере (турбулентность, вертикальные движения, адвекция воздушных масс) [Бритаев, Кузнецов, 1961, 1962; Гиргждене, Шопанускас, 1981; Васильченко и др., 1985]. В Вильнюсе высокие концентрации приземного озона наблюдались при вторжении воздушных масс из стратосферы и юго-западных ветрах [Гиргждене, Шопанускас, 1981]. В Ленинграде при северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях ветра значения КПО увеличиваются в среднем на 20% [Васильченко и др., 1985]. Отмечается резкое повышение КПО при прохождении над пунктом наблюдения ураганов. В сентябре 1979 г. при прохождении над Кубой ураганов "Давид" и "Фредерик" значение КПО возросло от 26×10^{-9} кг·м⁻³ до $90 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ и $120 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ соответственно [Almogues, Jakobi, 1982].

При усиленном перемешивании воздуха в атмосфере нередки случаи повышения КПО притоком озона из стратосферного "резервуара". Дуткiewicz В. и др. [Dutkiewicz, 1980], сопоставляя ход содержания космического $Ve-7$ и КПО, показали, что приток стратосферного воздуха можно объяснить до 35% увеличения содержания приземного озона. Близкие результаты получили Гиргждене Р.В. и др. [Гиргждене и др., 1982а]. По их данным доля стратосферного воздуха в приземном слое может достигать 30%. Рост КПО в результате вторжения стратосферного воздуха при различного типа возмущениях атмосферы отмечали и другие авторы [Attmanspacher и др., 1973; Tsunoda, Satsutani, 1984; Anlauf, 1977; Reiter 1980].

Характер вертикального перемешивания воздуха в атмосфере во многом зависит от типа горизонтальных барических градиентов, конвекции воздуха в атмосфере и др. Изучение влияния горизонтальных барических градиентов на вариацию КПО в Тбилиси и Руиспири проводили Харчилава Д.Ф. и др. [Харчилава, Карцивадзе и др., 1982].

Были рассмотрены вариации КПО в разные сезоны года при следующих барических полях:

- западный барический градиент,
- восточный барический градиент,
- безградиентное барическое поле.

На рис. 21 приведены суточные вариации КПО для Тбилиси в различные сезоны года при указанных типах барических полей.

Весной, независимо от времени суток, при западном барическом градиенте в Тбилиси наблюдаются высокие значения КПО. В этом случае

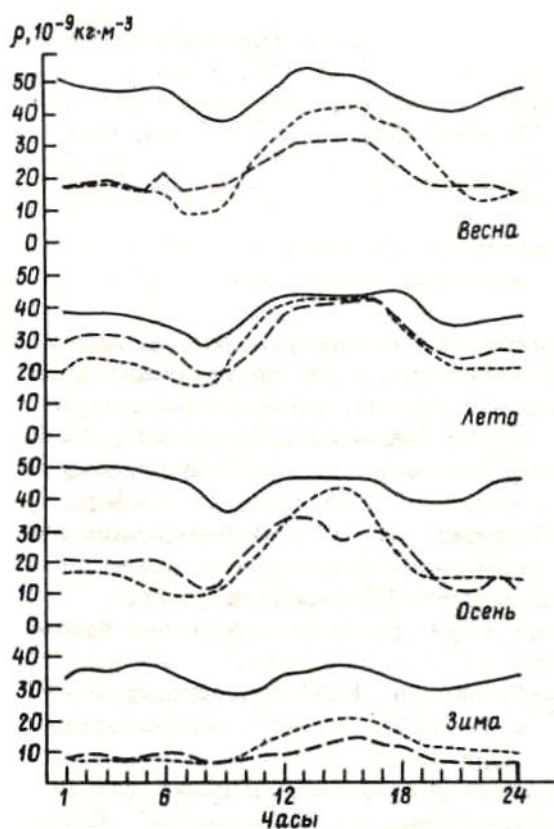


Рис. 21. Вариации концентрации приземного озона в Тбилиси при западном /—/ , восточном /- - -/ барических градиентах и безградиентном барическом поле /.../ по данным 1980-1982 гг.

в кривой суточного хода максимум КПО наблюдается в полдень, минимум — утром и вечером, вторичный максимум — в полночь. Разница между содержанием озона днем и ночью небольшая. Это может быть объяснено тем, что при западных барических градиентах (западные ветры усилены) образования температурных задерживающих слоев не наблюдается, и озон без задержки поступает в приземной слой воздуха.

Восточный барический градиент характеризуется слабыми ветрами, и существенного турбулентного перемешивания не наблюдается. Поэтому перенос озона, особенно в ночное время, сверху вниз ослаблен. Этим вызвано заметное уменьшение

КПО при указанном типе барического градиента.

При безградиентном барическом поле суточный ход КПО весной имеет следующие особенности. Утром значение КПО меньше, чем при западном и восточном барических градиентах. В светлое время суток КПО резко растет и приближается к значениям содержания приземного озона, наблюдаемых при западных барических градиентах. Причиной этого, вероятно, является конвекция и образование фотохимического озона в условиях повышенного загрязнения атмосферы города в светлое время суток. Ночью образование температурных задерживающих слоев способствует уменьшению содержания озона в приземном слое воздуха.

Похожая картина распределения кривых суточного хода КПО отмечается и для других сезонов года (рис. 21). Характерным является то, что при западных барических градиентах кривая суточного хода приземного озона обычно располагается выше, чем при восточном барическом градиенте и безградиентном барическом поле. КПО при безградиентном барическом поле в дневное время суток обычно выше, чем при восточных барических градиентах.

Летом кривые суточного хода приземного озона, особенно в дневное время суток, находятся близко друг от друга. Это указывает на то, что в это время года западный и восточный барические градиенты ослаблены, и ослаблен турбулентный перенос озона из верхних слоев ат-

мосферы в нижние. Основным фактором для роста КПО в этом сезоне года остается конвекция и фотохимия.

Аналогичная картина суточного хода КПО при разных типах барических градиентов летом и осенью наблюдается и для сельской местности (Руиспири) [Харчилава и др., 1985а].

Для обоих пунктов очень часто вечером, после появления минимума в суточном ходе КПО, содержание озона начинает расти и около полуночи наблюдается вторичный максимум КПО. Этот эффект можно объяснить тем, что после захода солнца за горизонт холодный воздух прорывает нижний задерживающий слой, вследствие чего усиливается перенос озона из вышележащих слоев воздуха в приземный. В конечном итоге атмосфера охлаждается, и процесс перемешивания ослабевает, что приводит к уменьшению переноса озона. Этот эффект характерен для вышерассмотренных процессов, однако он ослаблен при западном барическом градиенте.

Был изучен сезонный ход КПО для рассмотренных типов барических образований для Руиспири и Тбилиси, который имеет следующие особенности [Харчилава, Карцивадзе и др., 1982; Харчилава и др., 1985а].

При западном барическом градиенте КПО для Тбилиси имеет первичный максимум весной, а вторичный – осенью, со значениями содержания озона около $50 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Минимум отмечается зимой ($\rho = 30 \times 10^{-9}$ кг.м⁻³). Для восточного барического градиента и безградиентного барического поля КПО максимальное значение принимает летом ($\rho = 30 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³), а минимальное – зимой ($\rho = 10 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³).

Данные о повторяемости концентрации приземного озона в Тбилиси и Руиспири в различные сезоны года при безградиентном барическом поле, восточном и западном барических градиентах представлены в табл.12.

При безградиентном барическом поле самый широкий спектр значений КПО в Тбилиси наблюдается весной. Довольно часты концентрации приземного озона со значением более $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ (10% и 5% всего времени наблюдений за КПО соответственно). Зимой КПО в основном колеблется в пределах $(0-20) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ (84% от времени наблюдений). В Руиспири летом и осенью повторяемость КПО, по сравнению с Тбилиси, смещена в сторону высоких значений содержания озона. Осенью здесь довольно часты КПО со значением более $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, тогда как в Тбилиси в этот сезон года указанные значения содержания озона отмечаются лишь в 2% от времени наблюдений.

При восточном барическом градиенте в Тбилиси и Руиспири спектр значений КПО смещается в сторону высоких концентраций приземного озона. Для обоих пунктов (особенно для Руиспири) довольно часты КПО со значением более $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Зимой значения КПО в Тбилиси в основном сосредоточены в пределах $(0-20) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, осенью – в пределах $(0-40) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

При западном барическом градиенте наблюдается самый широкий спектр КПО. В Тбилиси весной, летом и осенью наименьшая повторяемость КПО приходится на интервал значений $(0-20) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ (3,1 и 2% от времени наблюдений соответственно). Весной для Тбилиси и летом для Руиспири повторяемость значений КПО выше $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ составляет 30 и 27% от времени наблюдений соответственно.

Таким образом, для суточных вариаций концентрации приземного озона весной и осенью определяющим является западный барический гради-

Повторяемость концентрации приземного озона ρ (%) в Тбилиси

Место наблюдения	Сезон года	Безградиентное барическое поле				
		Продолжительность наблюдений (час)	$\rho \cdot 10^{-9}$ кг.м ⁻³			
			0-20	20-40	40-60	> 60
Тбилиси	Зима	1166	84	15	1	-
	Весна	1091	53	23	14	10
	Лето	963	31	46	18	5
	Осень	992	68	22	8	2
Руиспири	Лето	1254	5	61	29	5
	Осень	764	17	50	24	9

ент, который создает интенсивное турбулентное перемешивание в атмосфере и способствует переносу озона из верхних слоев воздуха в нижние. Летом и зимой для роста КПО определяющими являются процессы восточного барического градиента и безградиентное барическое поле, когда для переноса озона существенен процесс конвекции. Концентрации приземного озона в Руиспири обычно выше, чем в Тбилиси (за исключением месяцев, когда в Тбилиси имеются условия для частых образований фотохимического озона в приземном слое воздуха при высокой его загрязненности).

Пороговое значение концентрации приземного озона, выше которого начинаются структурные изменения в растениях, оценивается величиной $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при четырехчасовой экспозиции. При изменении внешних условий это сочетание может быть и иным [Альмогеа и др., 1982]. О вредном влиянии повышенных концентраций озона на растения имеются сведения и в других работах [Гушин, 1965; Devis, Dea, 1966].

Из табл. 12 следует, что в Тбилиси КПО со значениями выше порогового весной наблюдается около 25 суток, летом - около 3 суток, осенью - более 5 суток. Для Руиспири значения КПО выше порогового летом отмечаются в течение 28 суток, осенью более 5 суток. Приведенные результаты указывают на необходимость изучения в дальнейшем влияния озона на развитие растений с учетом внешних условий, мониторинга и прогноза приземного озона в сельскохозяйственных районах и разработки способов защиты сельскохозяйственных культур от воздействия высокими концентрациями приземного озона. Подобные работы в Институте геофизики АН СССР уже начаты.

Фактором, препятствующим переносу озона из верхних слоев атмосферы в нижние, являются температурные задерживающие слои, которые чаще всего образуются в ночное время суток. На основе анализа аэрологических данных и данных о содержании озона в приземном слое атмосферы нами была изучена роль температурных задерживающих слоев в вариации КПО при различных барических градиентах. Информация о

Таблица 12

и Руиспири (по данным 1981-1985 гг.)

Восточный барический градиент					Западный барический градиент				
Продолжи- тельность наблюдений (час)	$\rho \cdot 10^{-9}$ кг.м ⁻³				Продолжи- тельность наблюдений (час)	$\rho \cdot 10^{-9}$ кг.м ⁻³			
	0- 20	20- 40	40- 60	> 60		0- 20	20- 40	40- 60	> 60
441	93	7	-	-	707	9	64	23	4
925	40	33	21	6	1435	3	28	39	30
304	16	60	21	3	339	1	58	37	4
90	43	51	6	-	710	2	29	53	16
575	3	26	45	24	1211	1	22	50	27
345	2	32	49	17	581	17	52	30	1

вариации КПО под влиянием температурных задерживающих слоев при западном и восточном барических градиентах, а также безградиентном барическом поле содержится в табл. 13.

Рассмотрим характер вариаций отклонений КПО (разность между среднечасовым значением КПО и среднемесечной величиной содержания приземного озона) для указанных случаев. Отклонение КПО обозначено через $\Delta\rho$.

1. В приземном слое атмосферы имеется задерживающий слой (термическая инверсия, изотермия), поле давления безградиентное.

Отклонение КПО в 79% случаев имеет отрицательное значение. Диапазон изменений КПО от 0 до $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при среднем значении $22 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Среднее значение $\Delta\rho = -6 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

2. В приземном слое атмосферы наблюдается температурный задерживающий слой в сочетании с западным барическим градиентом.

Из 117 случаев наблюдений 99 раз отмечаются положительные значения отклонения КПО. Диапазон изменения КПО - (17 - 84). 10^{-9} кг.м⁻³ при среднем значении $42 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Значение $\Delta\rho$ в среднем составляет $11 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Западный барический градиент, несмотря на влияние температурного задерживающего слоя, способствует увеличению КПО.

3. В указанном слое атмосферы термический задерживающий слой и восточный барический градиент.

В 79% случаев отклонение КПО отрицательное. Значения КПО изменяются от 0 до $68 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Средняя концентрация приземного озона равна $28 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Среднее значение отклонения КПО составляет $-9 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

4. Безградиентное барическое поле. Задерживающий слой отсутствует. Из 234 случаев 164 раза наблюдается отрицательное отклонение КПО. Диапазон изменений КПО от 0 до $122 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Среднее значение КПО - $28 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Среднее значение $\Delta\rho = -10^{-9}$ кг.м⁻³.

5. Западный барический градиент в отсутствии температурного задерживающего слоя.

Таблица 13

Вариации концентрации приземного озона при наличии и отсутствии температурных задерживающих слоев для Тбилиси и Руиспири по данным 1980 - 1982 гг.

№№ п/п	Состояние атмосферы	Общее число случаев	Отклонение концентрации приземного озона (%)			Среднее значение Δp (10^{-9} кг·м ⁻³)	Концентрация приземного озона (10^{-9} кг·м ⁻³)		
			$\Delta p > 0$	$\Delta p < 0$	$\Delta p = 0$		сред- няя	макси- мальная минималь- ная	
1.	Задерживающий слой; без- градиентное барическое поле	189	20	79	1	-6	22	60	0
2.	Задерживающий слой; запад- ный барический градиент	117	85	11	4	11	42	84	17
3.	Задерживающий слой; вос- точный барический градиент	56	17	79	4	-9	28	68	0
4.	Без задерживающего слоя; безградиентное барическое поле	234	27	70	3	-1	28	122	0
5.	Без задерживающего слоя; западный барический градиент	200	74	24	2	8	42	94	10
6.	Без задерживающего слоя; восточный барический гра- диент	142	31	64	5	-5	33	74	0

Из 200 случаев наблюдений положительные отклонения КПО отмечаются 148 раз (74% случаев). Значение КПО меняется от 10 до $94 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. В среднем концентрация приземного озона составляет $42 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Среднее значение $\Delta\rho$ равно $8 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

6. Восточный барический градиент. Отсутствие задерживающего слоя. Проанализировано 142 случая наблюдений КПО, из которых в 64% случаев значение $\Delta\rho < 0$. Концентрация приземного озона изменяется от 0 до $74 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при среднем значении $33 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. Средняя величина $\Delta\rho = -5 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

Из всех рассмотренных случаев минимальная средняя концентрация озона ($22 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³) наблюдается при безградиентном барическом поле с задерживающим слоем. Максимальное среднее значение КПО ($42 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³) при западном барическом градиенте независимо от существования температурных задерживающих слоев. При указанном типе барического градиента происходит адвекция воздушных масс с Черного моря, более богатых озоном. Западные ветры характеризуются высокими скоростями, поэтому устойчивых термических задерживающих слоев не образуется. Этим объясняется их слабое влияние на среднее значение КПО.

При восточном барическом градиенте происходит поступление континентальных масс воздуха с востока, бедных озоном ввиду его загрязненности. Восточные ветры более слабые, чем западные, и в меньшей степени мешают образованию устойчивых температурных задерживающих слоев. Здесь влияние этих слоев на среднее значение концентрации приземного озона выражено более четко (уменьшение на 15% по сравнению со случаями, когда отсутствуют термические задерживающие слои).

При безградиентном барическом поле мощные устойчивые термические задерживающие слои значительно влияют на перенос озона из верхних слоев атмосферы в нижние. Соответственно для данного типа барического поля уменьшение среднего значения КПО под влиянием этих задерживающих слоев достигает 21%.

Таким образом, температурные задерживающие слои при определенных условиях могут являться одним из важных факторов, влияющих на вариацию концентрации приземного озона. В условиях Тбилиси они наиболее ярко проявляют себя при безградиентном барическом поле и восточном барическом градиенте.

3. Связь концентрации приземного озона с некоторыми метеорологическими элементами

Как показывают исследования, концентрация приземного озона значительно варьирует во времени и в пространстве. Она меняется с географическим положением и с высотой над поверхностью земли. В одной и той же точке пространства претерпевает годовые, сезонные, суточные и межсуточные изменения. Как было показано в предыдущем параграфе, в вариациях приземного озона существенную роль играют типы барических градиентов, наличие температурных задерживающих слоев. Однако кроме указанных исследований весьма важно изучение связи вариаций КПО с отдельными метеорологическими элементами. Эти вопросам посвящен ряд работ как за рубежом, так и в Советском Союзе.

Анализ данных наблюдений за КПО в юго-западной части провинции Онтарио (Канада) позволил выявить тесную связь между содержанием озона и потенциальной температурой смоченного термометра с коэффициентом корреляции 0,95 [Mukammal, 1982]. Статистический анализ КПО совместно с метеорологическими элементами (осадки, ветер, температура, средняя годовая инсоляция) показал, что наиболее высокие коэффициенты корреляции содержания озона имеют место с солнечной радиацией. Дождь и ветер слабо связаны с озоном, однако направление ветра играет важную роль в изменении КПО [Cvitas, 1979].

При высоких величинах относительной влажности содержание КПО уменьшается, а при повышении температуры воздуха содержание озона растет [Бритаев, Фарапонова, 1978]. Межсуточные вариации КПО в Москве тесно связаны с метеорологическими условиями. Повышение КПО наблюдается при сплошной облачности нижнего или среднего ярусов [Бритаев, Фарапонова, 1982, 1985]. Изучением связи вариаций КПО с метеорологическими элементами занимались также и другие авторы [Warmbt, 1964a, 1977, 1980; Борисов и др., 1985; Харчилава, 1983; Харчилава и др., 1985a].

С целью исследования связи концентрации приземного озона с различными метеорологическими элементами для условий Тбилиси был проанализирован материал систематических наблюдений за КПО в период с 1981 по 1982 гг. совместно со следующими параметрами: скоростью и направлением ветра, относительной влажностью, температурой воздуха, количеством часов солнечного сияния, вертикальным градиентом температуры. Все дни наблюдений были разбиты на две группы. В первую группу включались дни, когда концентрация приземного озона в 15 час была меньше $20 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³. Во вторую — когда значения КПО в 15 часов были больше $60 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³. В каждой группе оказалось по 64 дня.

В качестве иллюстрации в табл. 14 приведены средние значения исследуемых характеристик для указанных дней: \bar{V} — среднесуточная скорость ветра, $V_{\text{макс}}$ — максимальная за сутки скорость ветра, Π — относительная влажность воздуха, \bar{t} — среднесуточная температура воздуха, $t_{\text{макс}}$ — максимальная за сутки температура воздуха, $\bar{\gamma}$ — среднесуточное значение среднего градиента температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы, S_s — количество часов солнечного сияния за сутки. В этой же таблице приведена разность параметров между исследуемыми группами $\Delta A = A_{II} - A_I$.

Как следует из табл. 14, в группе дней с высокими значениями КПО ($\rho > 60 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³) наблюдается большая скорость ветра (средняя и максимальная), меньшая влажность воздуха, большая температура (средняя и максимальная), больший вертикальный градиент температуры и значительно большее количество часов солнечного сияния, чем в дни с относительно малыми КПО. Значения S_s и t связаны с γ и различие этих параметров в дни с высокой и низкой КПО может быть вызвано их влиянием на вертикальный обмен масс воздуха. Однако значительно большие значения ΔS_s , $\Delta \bar{t}$ и $\Delta t_{\text{макс}}$ по сравнению с $\Delta \gamma$ могут свидетельствовать о наличии некоторого другого механизма образования или распада озона в приземном слое атмосферы, связанного с солнечным сиянием и температурой воздуха наряду с механизмом его переноса из стратосферы в тропосферу и далее в исследуемый слой.

Таблица 14

Значения метеорологических элементов для дней
с большими и малыми концентрациями приземного озона
(в скобках указано число случаев)

КПО 10^{-9} кг.м ⁻³	Группа	\bar{V} м.с ⁻¹	$V_{\text{макс.}}$ м.с ⁻¹	Π (%)	\bar{t} °С	$t_{\text{макс.}}$ °С	\bar{y} 10^{-2} °С · м ⁻¹	S_s (час).
$\rho < 20$	A _I	0,5 (64)	1,9 (64)	74 (64)	5,2 (64)	8,5 (64)	0,66 (44)	1,5 (64)
$\rho > 60$	A _{II}	0,8 (64)	3,5 (64)	60 (64)	15,2 (64)	21,4 (64)	0,79 (45)	7,3 (64)
$\Delta A = A_{II} - A_I$		0,3	1,6	-14	10	12,9	0,13	5,8

Коэффициент корреляции КПО с y в различных слоях тропосферы оказался ниже (в основном $\sim 0,20 - 0,30$), чем с S_s ($\sim 0,50$) и $t_{\text{макс.}}$ ($0,53 - 0,58$). Корреляция S_s и $t_{\text{макс.}}$ высокая ($R = 0,65$ в среднем за год и $R = 0,75$ весной) и в исследованиях связи озона с метеорологическими условиями с одинаковым успехом могут быть использованы оба эти параметра.

На рис. 22 приведены графики зависимости КПО от температурного градиента, средней скорости ветра и продолжительности солнечного сияния. Графики построены на основе средних значений КПО. Как видно из этого рисунка, зависимость КПО от указанных параметров довольно четко выражена и имеет линейный характер. Отметим, что линейная зависимость между КПО и скоростью ветра сохраняется и при учете направления ветра. Однако при усилении восточного ветра происходит уменьшение КПО (примерно с $25 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при $\bar{V} = 0,5$ м.сек⁻¹ до $18 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при $\bar{V} = 1,2$ м.сек⁻¹), тогда как при западном ветре КПО растет с его усилением (от $30 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при $\bar{V} = 0,4$ м.сек⁻¹ до $45 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при $\bar{V} = 1,6$ м.сек⁻¹).

Рис. 23 демонстрирует четкую зависимость КПО от максимальной за сутки температуры воздуха. На оси абсцисс отмечены значения $t_{\text{макс.}}$, а на оси ординат вероятность значений КПО (кривая 1 с $\rho < 20 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, кривая 2 - $\rho > 60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³). Получено четкое разделение указанных кривых, что позволяет сделать заключение о возможности прогноза экстремальных значений концентрации приземного озона по прогнозированным значениям $t_{\text{макс.}}$ в приземном слое воздуха. Отметим, что указанные зависимости будут уточняться по мере накопления новых данных о КПО.

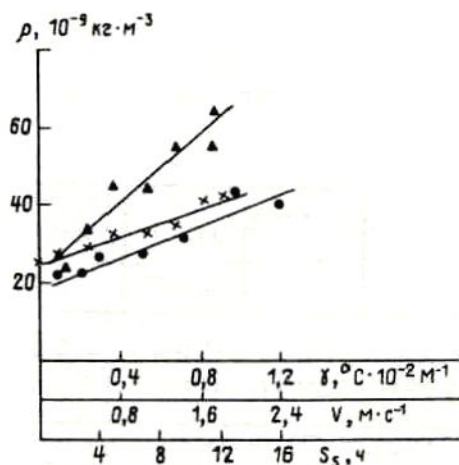


Рис. 22

Рис. 22. Связь концентрации приземного озона в Тбилиси с температурным градиентом $\gamma|\Delta|$, средней скоростью ветра $\bar{V}|x|$, продолжительностью солнечного сияния $S_s| \cdot |$

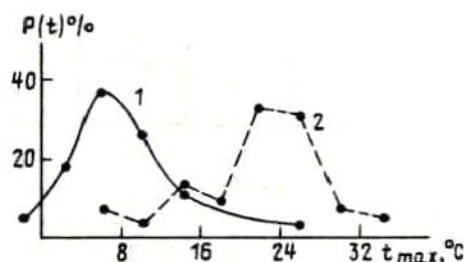


Рис. 23

Рис. 23. Зависимость повторяемости концентрации приземного озона в Тбилиси от температуры воздуха [1 - $\rho < 20 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³; 2 - $\rho > 60 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³]

4. Особенности вариации концентрации приземного озона при повышенном загрязнении атмосферы

В результате деятельности человека в последние годы в приземных слоях атмосферы крупных промышленных городов часто накапливаются различные газы, аэрозоли – загрязнители воздуха, которые при определенных условиях атмосферы в присутствии солнечной радиации образуют фотохимический смог. В таких ситуациях концентрация озона часто достигает высоких значений, что вредно действует на биосферу. Предельно допустимая концентрация озона для человека в воздухе составляет $160 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ в течение 1–2 часов. Поэтому мониторинг озона имеет весьма важное значение для живых организмов.

В Гаване в отдельные дни в результате фотохимических реакций отмечалось повышение озона до $(100-150) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ [Альмогеа и др., 1982]. В Москве при аналогичных ситуациях рост озона наблюдался до значений $(120-130) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ [Бритаев, Фарапонова, 1982, 1985].

В то же время только наличие высокого уровня загрязнений недостаточно для образования фотохимического озона. Так, например, между содержанием приземного озона и концентрацией ядер конденсации обычно наблюдается обратная корреляционная связь [Tsunoda, Satsutani, 1984]. Лишь при высоких уровнях загрязненности воздуха под воздействием солнечной радиации отмечалось повышение КПО. Отрицательная корреляционная связь между ядрами конденсации и КПО отмечалась также в Тулузе [Lopez и др., 1982a].

Иногда индикатором загрязнений воздуха служила естественная радиоактивность, при больших значениях которой в летнее время наблюдались высокие концентрации озона [Reiter, Kanter, 1980]. Обычно временной ход КПО в приземном слое воздуха противоположен ходу продуктов распада радона [Гиргждене и др., 1982б]. По данным Гиргждене Р.В. в Вильнюсе не создаются условия для образования фотохимического озона в приземном слое воздуха [Гиргждене, Гиргждис, 1985].

Вопросам изучения условий образования фотохимического озона в приземном слое атмосферы при повышенных уровнях загрязнений атмосферы посвящен также целый ряд других работ как советских [Бритаев, 1975; Попов, Черных, 1978; Попов и др., 1980 и др.], так и зарубежных авторов [Figuera, 1977; Cvitas, 1979; Warmbt, 1979; Butkovic, 1983; Penkett, 1984 и др.].

В Тбилиси регулярные измерения КПО начаты Харчилава Д.Ф. с 1981 г. [Харчилава и др., 1985а]. За весь период наблюдений с 1981 по 1985 гг. аномально высокие концентрации приземного озона (однако меньше предельно допустимой концентрации) в Тбилиси наблюдались в 24 случаях. Данные о КПО в эти дни представлены в табл.15.

Наиболее высокие значения КПО (больше $120 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³) отмечались 4 раза (30 марта и 17 сентября 1982 г., 23 мая 1984 г. и 23 сентября 1985 г.). Причем время экспозиции 23 мая 1984 г. было довольно высоким – около 5 час. Максимальное значение КПО в Тбилиси достигало $142 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ 23 мая 1984 г. Время экспозиции составляло 1 час.

Как было отмечено в §2 этой главы, озон с концентрацией выше $60 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ при четырехчасовой экспозиции оказывает вредное воздействие на растения. Из табл. 15 видно, что подобные ситуации в условиях Тбилиси не так уже редки, что лишний раз подтверждает необходимость регулярного контроля содержания озона в приземном слое воздуха.

На рис. 24 изображены отдельные случаи изменения КПО в Тбилиси, когда отмечались аномально высокие содержания озона. Рассмотрим подробнее характеристики атмосферы в эти дни (по данным карт барической топографии за 03 часа).

20 апреля 1981 г. Этому дню предшествовала следующая аэросиноптическая ситуация. Над Восточной Грузией отмечалось низкое давление воздуха. Южнее Тбилиси на расстоянии 50–100 км находился малоподвижный холодный фронт. С севера (на расстоянии 400–500 км) приближался другой холодный фронт. Ветер в приземном слое северо-восточный, скорость 5 м.сек⁻¹. Температура воздуха 14°С. На уровнях 850, 700, 500, 300, 200 и 100 мб преимущественно располагалась левая часть гребня, направленного с юга на север. Скорость ветра на высоте росла до уровня 200 мб, на котором достигала величины 43 м.сек⁻¹. Направление ветра западное. Выше 200 мб ветер ослабевал. Ось струйного течения располагалась над Тбилиси. Максимальная скорость ветра на оси СТ достигала 45 м.сек⁻¹.

С утра 20 апреля 1981 г. над Тбилиси образовался температурный задерживающий слой (состояния, близкого к изотермии). Мощность слоя составляла около 1,5 км (от поверхности земли). В указанном слое отмечалась низкая турбулентность (около 1 м².сек⁻¹). У поверхности земли штиль. На уровне 1–2 км скорость ветра не более

Таблица 15

Концентрация приземного озона в дни с повышенной загрязненностью воздуха в г. Тбилиси

Дата	Максимальное значение КПО (10^{-9} кг.м $^{-3}$)	Время экспозиции максимального значения КПО (час)	Время экспозиции для значений КПО (10^{-9} кг.м $^{-3}$) в часах							
			> 120	> 110	> 100	> 90	> 80	> 70	> 60	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
20.IV. 1981	107	1			1	2	2	4	5	
3.VII.1981	94	1				2	2	2	2	
30.III.1982	122	1	1		3	3	4	5	5	
3.IV. 1982	112	1			2	3	3	4	4	
13.IV.1982	87	1					5	8	8	
17.IV. 1982	110	2		2	2	5	7	7	8	
18.IV. 1982	92	1				1	1	3	7	
24.IV. 1982	98	1				3	4	7	8	
25.IV. 1982	116	1		2	4	5	6	8	9	
30.IV. 1982	83	1					1	3	5	
17.X.1982	122	1	1	2	2	2	3	4	5	
18.IV. 1984	100	1			1	1	5	5	5	
20.IV. 1984	86	2					5	9	11	
4.V. 1984	80	1					1	5	8	
23.V. 1984	142	1	5	5	5	6	6	6	7	

24. V. 1984	88	3					5	7	7
1. VI. 1984	80	1					1	5	7
21. IX. 1984	87	1					2	2	4
28. IV. 1985	88	1					2	4	5
30. V. 1985	100	1			1		3	3	4
10. IX. 1985	100	1			1		1	3	3
11. IX. 1985	108	1			2		3	3	3
23. IX. 1985	140	1		2	3		3	3	4
5. X. 1985	92	2				2	2	2	3

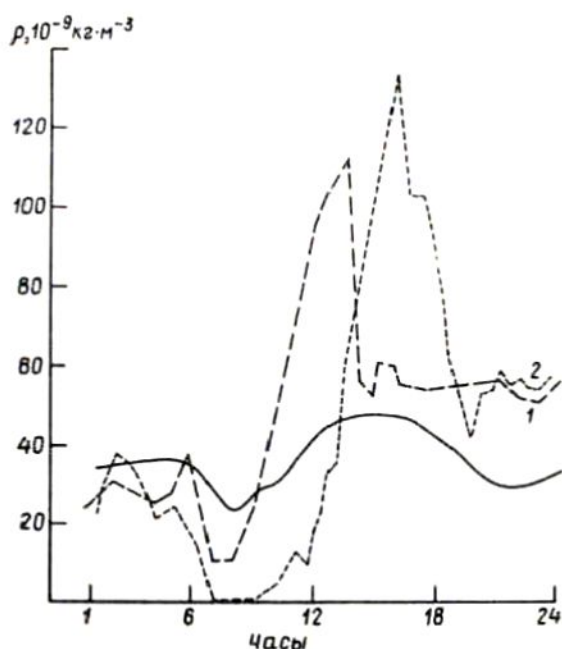


Рис. 24. Изменение во времени концентрации приземного озона в Тбилиси 20. IV. 1981 г. [1] и 30. III. 1982 г. [2]. Кривая 3 — средневесенняя КПО

5 м·сек⁻¹. Таким образом в этот день перемешивание воздуха было слабым. Видимость не превышала 5 км. Уровень загрязненности воздуха в Тбилиси несколько повышен.

С 06 часов до 8 часов КПО уменьшалась и достигла минимального значения — 11 · 10⁻⁹ кг·м⁻³. С 08 часов, когда радиация солнца начала увеличиваться, концентрация приземного озона стала бурно расти и достигла максимального значения 113 · 10⁻⁹ кг·м⁻³ около 13 час. 30 мин. Скорость

роста озона в этот период времени составляла около 20 · 10⁻⁹ кг·м⁻³·час⁻¹. Средневесеннее значение КПО превышено почти в 3 раза.

С 14 часов подул юго-западный ветер со скоростью 5 м·сек⁻¹. Видимость увеличилась до 20–25 км. Произошло резкое падение концентрации приземного озона (со скоростью 57 · 10⁻⁹ кг·м⁻³·час⁻¹). К концу дня КПО стабилизировалась.

30 марта 1982 г. Этому дню предшествовала такая аэросиноптическая ситуация. Над Восточной Грузией имело место поле высокого давления. Малоподвижный холодный фронт располагался в 700 км западнее Тбилиси. Ветер северо-западный со скоростью 5 м·сек⁻¹. Температура воздуха 2 °С. На уровнях 850, 700, 500 и 300 мб высотные гребни, направленные с юго-запада на северо-восток. На уровнях 200 и 100 мб располагалась ложбина, направленная с севера на юг. Скорость ветра по высоте росла слабо и на уровне 300 мб достигала 17 м·сек⁻¹. На уровне 200 мб ветер резко упал до 3 м·сек⁻¹, а затем возрос до 20 м·сек⁻¹ на уровне 100 мб. Направление ветра на высотах преимущественно западное. Ось струйного течения, направленного с запада на восток, находилась от Тбилиси на расстоянии 500 км. Скорость ветра на оси СТ не превышала 25 м·сек⁻¹. Таким образом, как и в предыдущем случае, в этот день не наблюдались условия для преимущественного переноса озона из верхних слоев в нижние.

С утра 30 марта 1982 г. над Тбилиси наблюдалось ясное, безоблачное небо. Над городом образовался температурный задерживающий слой в виде изотермии вертикальной мощностью более 1,5 км. В слое до 2 км турбулентный обмен ослаблен (значение коэффициента турбулентности составляло 1,5 м²·сек⁻¹). До высоты 1 км полный штиль. В приземном слое воздуха повышенный уровень загрязненности. Видимость не превышала 5 км. КПО к 07 часам упала до нуля. С 09 часов, когда интенсивность солнечной радиации возросла, начался быстрый рост КПО

(со скоростью $31 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹), которая примерно в 16 часов достигла максимального значения, $134 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

После появления ветра КПО стала быстро спадать (со скоростью $23 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹) и к 19 час. 30 мин. достигла значения $42 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. В этом случае максимальная концентрация приземного озона в 3,5 раза выше средневесенней.

Аномально высокие концентрации приземного озона в условиях повышенной загрязненности воздуха в Тбилиси обычно наблюдаются весной (14 случаев из 24), затем осенью (6 случаев из 24) и реже летом (2 случая из 24). Для всех указанных дней характерна следующая аэро-синоптическая ситуация. В приземном слое преимущественно наблюдается барическое поле высокого давления, а на высотах - ложбины. Скорость ветра у поверхности земли слабая, менее 5 м.сек⁻¹. Влияние воздушных фронтов и струйных течений не проявляется. Наблюдается ясное или малооблачное небо. Скорости ветра на высотах ослаблены, и, в среднем, не более 25 м.сек⁻¹. Турбулентное перемешивание не интенсивное со значениями коэффициента турбулентности в нижнем километровом слое атмосферы $1-3$ м².сек⁻¹. Обычно наблюдаются инверсии или изотермии. Уровень загрязненности воздуха в приземном слое повышен.

С целью выявления роли загрязнений приземного слоя воздуха в Тбилиси в вариациях КПО нами были проанализированы данные УГКС СССР о весовых концентрациях твердых аэрозолей в воздухе. Эти данные были разбиты на три группы:

- 1 - повышенный уровень загрязненности (19 дней наблюдений),
- 2 - высокий уровень загрязнений (9 дней наблюдений),
- 3 - сильные загрязнения (4 дня наблюдений).

Для указанных типов загрязнения воздуха твердыми аэрозолями рассматривалась динамика роста КПО в утренние часы, и уменьшения - в вечерние (примерно с 08 до 10 часов и с 18 до 19 часов соответственно).

При безградиентном барическом поле в зависимости от типа загрязненности воздуха в динамике изменения КПО утром и вечером наблюдается следующая картина:

1. скорость роста КПО утром, в среднем, составляет $44 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹, вечером уменьшение КПО идет со скоростью $54 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹;
2. утром рост концентрации приземного озона происходит со скоростью $20 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹, вечером КПО уменьшается со скоростью $93 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹;
3. утром скорость роста КПО минимальная - $11 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹, вечером - скорость уменьшения КПО максимальная, в среднем $110 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.час⁻¹.

Таким образом, из вышеуказанного явно прослеживается влияние твердых аэрозолей на динамику изменения КПО. При сильных загрязнениях воздуха в отсутствие источника озона очень быстро происходит его сток на аэрозолях. Поэтому в приземном слое воздуха в Тбилиси условия для образования фотохимического озона обычно создаются при повышенном уровне загрязненности. Установление соотношения между твердыми аэрозолями и газовым составом воздуха в Тбилиси, когда реализуются эти условия, является предметом дальнейших исследований.

5. Концентрация приземного озона и грозовые процессы

Концентрация приземного озона претерпевает значительные изменения под влиянием грозовых процессов. В данных случаях одновременно действует несколько различных факторов: усиленная конвекция и турбулентное перемешивание, создающие благоприятные условия для переноса озона из верхних слоев в нижние, образование озона в нижней тропосфере и в приземном слое воздуха в результате молниевых разрядов и коронирования острых предметов под влиянием сильных электрических полей. Действие указанных факторов в различном сочетании друг с другом приводит к довольно сложным зависимостям вариаций КПО от грозовых явлений.

В целом ряд авторов отмечают повышение КПО при грозовых процессах [Свистов, 1963; Бритаев, Фарапонова, 1982; Гушин, 1965; Griffing, 1977; Davis, Dea, 1966 и др.]. Васси А.Т. [Vassy, 1957] показала, что в летнее время наблюдается хорошая корреляция между резким увеличением количества озона и появлением гроз. По ее мнению образование озона происходит не за счет разрядов молний, а за счет разрядов, происходящих в атмосфере до появления грозовых облаков и во время их развития. При изучении этого вопроса в лабораторных условиях было обнаружено, что при разрядах молний образуется преимущественно не озон, а окислы азота. Она же установила [Vassy, 1958], что в периоды гроз концентрация озона возрастает в 3–10 раз. В работе Орвила Р.Е. [Orville, 1967] предложено два возможных механизма возрастания озона при грозе: образование озона при коронных разрядах с равномерным распределением в грозовой области и локальное возникновение озона в районе молний.

Кронинг И. и Ней Е. [Kroening, Ney, 1962] высказали гипотезу о том, что молнии образуют в земной атмосфере столько же озона, сколько и ультрафиолетовая радиация солнца. При средней силы грозе образуется от 1 до 5 тонн озона.

Шланта А. и Мур К. [Shlanta, Moore, 1972] поставили специальные опыты в полевых условиях по изучению эффекта тихих разрядов с острий и поверхности, на которой росла трава. Пробы воздуха, бравшиеся непосредственно вблизи острия, при приближении грозы обнаруживали лишь небольшие случайные повышения содержания озона не более чем на 30%. Во время грозы, когда градиент потенциала вблизи земли менял знак и с острия истекал отрицательный заряд, содержание озона увеличилось в 3 раза и более, по сравнению с его значениями при хорошей погоде. Было замечено, что положительные разряды являются мало эффективными. Лабораторные исследования показали, что при давлении 860 мб каждый электрон точечного отрицательного разряда образует в воздухе 42 молекулы озона, тогда как каждый элементарный положительный разряд – лишь 5,8 молекулы озона. Те же авторы установили, что точечный отрицательный разряд излучает ультрафиолетовую радиацию в 7 раз более интенсивную, чем положительный разряд. Это указывает на фотохимический механизм образования озона. Прямые измерения озона внутри газовых облаков позволили сделать вывод о том, что в облаках озон образуется при точечном разряде от поверхностей водяных капель под воздействием электрических полей.

Содержание озона в периоды активной грозовой деятельности уменьшается в области восходящих движений и возрастает в тех местах, где имеют место нисходящие движения [Sreedharan, Tiwary, 1973]. Авторы предложили использовать озон в качестве индикатора для характеристики вертикальных воздушных движений.

Дмитриев М.Т. [Дмитриев, 1964] проводил измерения КПО в районе Москвы и Среднего Урала. Он обнаружил, что через 2-4 часа после момента резкого роста концентрации озона отмечались сильные грозовые разряды и ливневые осадки на месте наблюдения.

Большое внимание изучению связи изменения концентрации приземного озона в связи с грозо-градовыми процессами уделялось и уделяется в Грузии [Харчилава, 1969; Харчилава, Мухранели и др., 1978; Харчилава, Карцивадзе, Гзиришвили и др., 1980; Харчилава, Карцивадзе и др., 1982; Харчилава и др., 1985а; Гзиришвили и др., 1975; Гзиришвили, Харчилава, 1977; Бритаев, Карцивадзе, Харчилава, 1977; Kartivadze и др., 1977]. Эти работы, в основном, проводились на научной базе Института геофизики АН СССР в г. Руиспири Телавского района Грузинской ССР.

Вариации концентрации приземного озона во многом зависят от дислокации грозового облака по отношению к пункту наблюдения. Здесь на изменение КПО влияют одновременно динамические процессы (перенос озона в результате циркуляции воздуха сверху вниз или наоборот) и образование озона под влиянием электрических процессов с дальнейшим его переносом воздушными движениями.

С целью исследования связей КПО с электрическими характеристиками атмосферы во время гроз в Руиспири в 1982 г. были проведены одновременные измерения содержания озона, напряженности электрического поля E и частоты молниевых разрядов N . Все данные осреднялись по 5-минутным интервалам времени. Всего было проанализировано 14 дней с грозами. В основном, во время измерений наблюдалось одновременно несколько грозовых зон. Анализ материала показал, что в этих случаях связь КПО с электрическими параметрами облаков неоднозначна. Это объясняется большим вкладом в вариации КПО динамических характеристик атмосферы и осадков, чем электрических.

В нескольких случаях наблюдались изолированные грозовые облака, (1-2 облака), которые слабо перемещались относительно пункта наблюдения (Руиспири). В качестве примера подобного случая можно привести эксперимент, проведенный 4 июня 1982 года.

В этот день с утра к пункту наблюдения с востока приближался холодный фронт, который прошел во второй половине дня. На уровнях 700, 500, 200 и 100 мб находилась правая часть ложбины, а на уровне 300 мб - центральная часть гребня. Направление ветра на уровнях 700, 500, 200 и 100 мб - северо-восточное, а на уровне 300 мб - юго-западное. Максимальная скорость ветра была на уровне 200 мб.

После 19 часов на северо-северо-западе от Руиспири в течение полутора часов на расстояниях 8 и 15 км соответственно наблюдалось два грозовых очага. Осадков на пункте наблюдения не отмечалось.

На рис. 25 приведены взаимосвязи КПО с частотой молниевых разрядов и с напряженностью электрического поля у поверхности земли. Как видно из этого рисунка, при увеличении частоты молниевых разря-

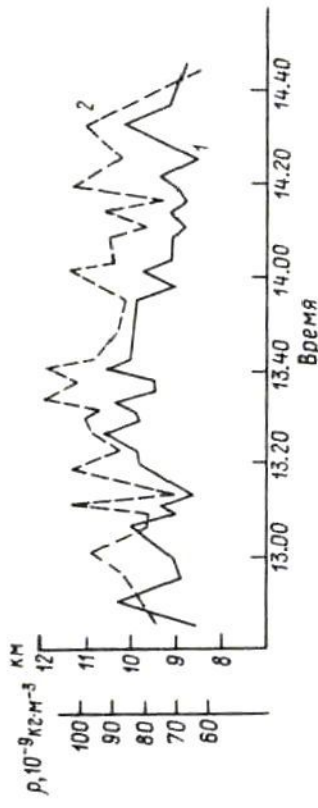


Рис. 26

Рис. 25. Связь концентрации приземного озона с частотой молниевых разрядов и напряженностью электрического поля [4.VI.1982 г., Руиспири]

Рис. 26. Изменение во времени концентрации приземного озона [1] и максимальной высоты радиоэха облака [2]. Руиспири, 9.VI. 1975 г.

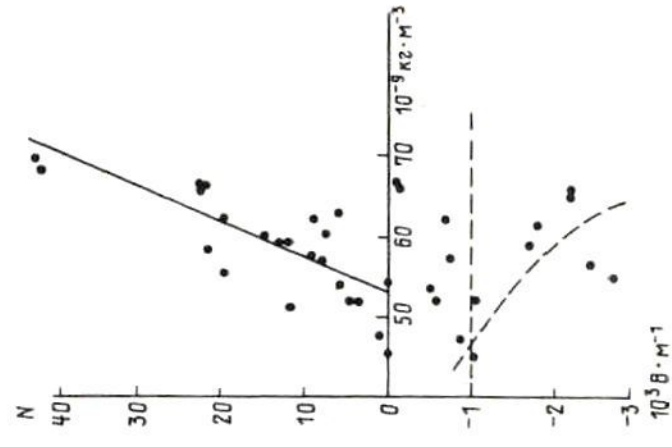


Рис. 25

дов имеется тенденция роста КПО (значение коэффициента корреляции равно + 0,74). Так, при N равном 0-10 разрядов за 5 минут КПО составляет $(45-63) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, а при N около 40 разрядов за 5 минут КПО растет до $70 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

При изменениях напряженности электрического поля от 0 до -1000 в.м⁻¹ (нижняя часть графика) флуктуации КПО значительны, тогда как при значениях E от -1000 до -3000 в.м⁻¹ отмечается лишь тенденция роста концентрации приземного озона с ростом напряженности электрического поля. Этот рост, по всей видимости, является результатом усиления коронирования обилии острий (трава, деревья и др.) на поверхности земли, о чем было отмечено в вводной части этого параграфа. Напряженность электрического поля -1000 в.м⁻¹ является критической, выше которой в приземном слое воздуха заметно образование озона в результате "тихих" разрядов. Критические значения напряженности электрического поля (800-900 в.м⁻¹) приведены, например, в монографии Хргиана А.Х. [Хргиан, 1973] и неплохо согласуются с нашими результатами.

Таким образом, когда имеются изолированные, мало подвижные грозовые облака, вполне четко вырисовывается картина изменений КПО под влиянием электрических процессов.

Электрическая активность грозовых облаков во многом определяется их вертикальной мощностью. Таким образом, с вертикальной мощностью облака будет связано и образование в нем озона, а также его перенос из облака в окружающее пространство. С вертикальной мощностью облака также связаны скорости восходящих потоков в них, турбулентность, нисходящие потоки вокруг облака и др.

Учитывая динамическую структуру конвективных облаков (в центральной части облака в основном восходящие потоки, на периферии и вокруг облака, главным образом, нисходящие потоки воздуха [Мазин, Шметтер, 1983], связь вариаций КПО с вертикальной мощностью облаков мы искали для случаев, когда наблюдались изолированные малоподвижные облака. Один из таких примеров приведен на рис. 26. В этот день над Гомборским хребтом на расстоянии 8-17 км от пункта наблюдения развивалось грозо-градовое облако. Наблюдения за облаком и КПО начались в 12 часов 45 мин. Скорость роста КПО составляла 240×10^{-9} кг.м⁻³. час⁻¹. Первые разряды в этом облаке были отмечены через 30 мин после начала роста КПО. Синхронные радиолокационные и озонметрические наблюдения продолжались в течение 2-х часов. Между изменением КПО и максимальной высотой радиоэха конвективного облака выявилась тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции +0,81).

В течение указанного периода максимальная высота радиоэха облака менялась от 8,4 до 11,9 км. Максимальное значение КПО составляло $93 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. При затухании грозового процесса при распаде облака концентрация приземного озона уменьшалась и приблизилась к средним значениям [Харчилава, Карцивадзе и др., 1982].

Аналогичный случай отмечался 10 июня 1975 г., когда над Гомборским хребтом на расстоянии 13-21 км от Руиспири в промежуток времени с 15 час. 14 мин. до 16 час. 12 мин. находилось грозовое облако. Вертикальная мощность его менялась от 6,9 до 10,8 км. Максимальное значение КПО составляло $108 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³. В данном

случае также была тесная корреляционная связь между и высотой радиоза облака (коэффициент корреляции равен $+0.83$).

Многолетние синхронные наблюдения за КПО и радиолокационными параметрами облаков позволили построить более общую картину зависимости КПО от вертикальной мощности облака. В табл. 16 приведены данные о влиянии конвективных облаков на КПО. Были выбраны только те случаи, когда пункт наблюдения находился под влиянием лишь одного облака. Все данные о КПО во время наблюдений были нормированы на среднемесячные значения КПО для того же времени. Это исключало влияние суточного и сезонного хода КПО на сравниваемые величины.

Из табл. 16 следует, что влияние облаков на КПО прослеживается по крайней мере в радиусе 30 км вокруг облака. В приземном слое атмосферы практически на всей площади кольца вокруг облака с внутренним радиусом 5 км и внешним 30 км, содержание озона повышено.

Облака с вертикальной мощностью 6–7 км влияют на КПО несколько слабее – в радиусе до 20 км. Явно выраженной зависимости концентрации приземного озона на разных расстояниях от облака, от их вертикальной мощности не наблюдается. Так например, увеличение КПО в исследуемой зоне действия облаков, с $H_m = 7-8$ км и 8–9 км такое же, или даже несколько выше, чем для облаков с вертикальной мощностью 9–12 км. Это, по всей видимости, связано с наложением электрических и динамических факторов на вариации КПО. Более мощные конвективные облака создают у поверхности земли более сильные электрические поля. В то же время в более мощных облаках выше значение скорости восходящих потоков, параметров турбулентного перемешивания, что способствует распространению озона в значительно большем объеме пространства. Например, облака с наибольшей вертикальной мощностью (11–12 км) на расстоянии 5–10 км практически не влияют на КПО.

Таблица 16

Влияние конвективных облаков на концентрацию приземного озона (% по отношению к среднемесячным значениям КПО в то же время) по данным 1974 и 1982 гг.

Расстояние до облака (км)	Вертикальная мощность облака (км)					
	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12
5-10	140 ± 30	150 ± 35	165 ± 25	150 ± 10	120 ± 10	100 ± 10
10-15	150 ± 20	170 ± 20	120 ± 10	120 ± 20	135 ± 15	130 ± 20
15-20	140 ± 20	150 ± 20	140 ± 10	140 ± 10	125 ± 15	105 ± 15
20-25	100 ± 10	140 ± 10	130 ± 20	110 ± 15	140 ± 20	135 ± 15
25-30	100 ± 10	140 ± 20	120 ± 20	130 ± 20	140 ± 20	125 ± 15

Для облаков с $H_m = 10-11$ км это влияние несколько выше (увеличение КПО на 20%), но, по сравнению с облаками с меньшей вертикальной мощностью, все же слабее. Это, по всей видимости, как раз и вызвано уменьшением КПО в зоне восходящих потоков воздуха, размер которых соизмерим с расстоянием до облака.

Таким образом, приземный озон может быть неплохим трассером вертикальных движений воздуха в облаке, по крайней мере для оценки величины области восходящего потока воздуха, что важно, например, для практики активных воздействий на облака.

С увеличением расстояния от облака его влияние на КПО, в общем, уменьшается. Однако облака с вертикальной мощностью больше 10–11 км влияют на концентрацию приземного озона на расстояние до 50–60 км, что наблюдалось нами в полевых экспериментах. Следует отметить, что не все облака, данные о которых приведены в табл. 16 являются грозowymi. Тем не менее влияние их на рост концентрации озона в приземном слое вполне ощутимо.

Рассмотрим влияние отдельных грозowych облаков, а также грозowych процессов на вариацию КПО. Анализ данных о КПО проводился для трех групп пространственного расположения облаков:

- облака находились над пунктом наблюдения,
- грозowych процессы протекали над территорией с радиусом 20 км вокруг Руиспири,
- пункт наблюдения находился на расстоянии более 20 км от грозowych облаков, в их периферии, и трех стадий развития и спада грозowych процессов:
- за три часа до начала грозowych разрядов,
- в период грозowych разрядов,
- через три часа после окончания грозowych разрядов.

В табл. 17 представлена сводка данных многолетних наблюдений за отклонением концентрации приземного озона $\Delta\rho$ под различными частями облаков и в их периферии на различных стадиях существования грозowego процесса.

Значение $\Delta\rho$ определяется соотношением:

$$\Delta\rho = \rho - \rho^*;$$

где ρ – среднее значение КПО за один час при наблюдении за грозowymi процессами, ρ^* – соответствующая часовая величина из осредненного суточного хода КПО при ясной погоде для трех пар месяцев: май–июнь, июль–август, сентябрь–октябрь. Осреднение проводилось за 1973–1976 гг. и 1980–1984 гг.

Среднее значение КПО за указанные годы в теплый период года ρ (май–октябрь месяцы) для Руиспири составляет $37 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³.

Как следует из табл. 17 в дни с грозами перед началом процесса, во время грозowego процесса и после его окончания содержание озона в приземном слое воздуха чаще повышено. Так, за три часа до начала грозowych разрядов независимо от расположения облака относительно пункта наблюдения $\Delta\rho > 0$ в 61% случаев. В среднем положительное значение $\Delta\rho$ равно $13 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³, что составляет 35% от величины ρ . Максимальное положительное отклонение КПО равно $96 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ или 259% от значения ρ . Отрицательное отклонение $\Delta\rho$ отмечается в 39% случаев со средним и максимальным значениями $8 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ и $32 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ соответственно.

При грозовом процессе и через 3 часа после окончания грозowych разрядов отклонение концентрации озона в приземном слое воздуха при любом положении облаков относительно пункта наблюдения больше нуля

Таблица 17

Вариации концентрации приземного озона Δp под влиянием грозных процессов по данным 1973-1976 и 1980-1984 гг.

Расположение пункта наблюдения	Стадия наблюдения КПО	Общее число случаев	Число случаев (%)			$\Delta p > 0$ (10^{-9} кг·м ⁻³)		$\Delta p < 0$ (10^{-9} кг·м ⁻³)		Среднее значение Δp (10^{-9} кг·м ⁻³)
			$\Delta p > 0$	$\Delta p < 0$	$\Delta p = 0$	среднее	максимальное	среднее	максимальное	
Под любой частью облака	Перед грозным процессом	150	61	39	-	13	96	8	32	5
	При грозном процессе	153	65	31	4	14	45	10	35	6
	После грозного процесса	126	64	32	4	14	48	9	28	6
В периферии облака	Перед грозным процессом	50	82	16	2	15	53	10	21	11
	При грозном процессе	51	84	12	4	18	53	6	12	15
	После грозного процесса	45	84	16	-	16	51	5	13	13

в 65% и 64% случаев соответственно. Средние и максимальные положительные значения $\Delta\rho$ для этих случаев составляют $14 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ и $(45-48) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ соответственно.

В периферии грозовых облаков положительные отклонения $\Delta\rho$ наблюдаются чаще (82-84% случаев) на всех стадиях существования грозового процесса. Соответственно средние значения $\Delta\rho$ в периферии облаков примерно в два раза больше, чем в среднем над любой частью облака. Средние значения $\Delta\rho > 0$ меняются в пределах $(15-18) \times 10^{-9}$ кг.м⁻³, а максимальные в пределах $(51-53) \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³ в зависимости от стадии процесса.

На рис. 27 приведены типичные кривые изменения КПО под грозовым облаком и в периферии грозового облака. Для сравнения на этом же рисунке изображена кривая среднесуточного изменения КПО за июнь 1982 г.

5 июня 1982 г. грозовому процессу предшествовала следующая синоптическая ситуация. Над Восточной Грузией располагалось барическое поле высокого давления. У поверхности земли штиль. На уровнях 850, 700, 500, 300, 200 и 100 мб - правая часть высотной ложбины, направленной с северо-востока на юго-запад. Отмечался приток холодного воздуха с северо-востока. Скорость ветра увеличивалась с высотой и достигала максимума на уровне 200 мб - 30 м.сек⁻¹. Пункт наблюдения находился в левой части струйного течения на расстоянии 150 км от его оси. Скорость ветра на оси СТ - 55 м.сек⁻¹.

В 16 час. 5 июня 1982 г. над Руиспири начало развиваться грозовое облако. Примерно в это же время стало отмечаться уменьшение КПО. В 18 час. 15 мин. в облаке начались разряды и из него стали выпадать осадки. С выпаданием осадков КПО начала расти. В 19 час. облако находилось в 5-10 км от Руиспири и перемещалось в сторону Кварели. Грозовой процесс продолжался 2 часа. В этом примере концентрация приземного озона имела тенденцию к росту уже за 5 час. до начала грозового процесса. Скорость роста КПО составляла $6 \cdot 10^{-9}$ кг.м⁻³; час⁻¹.

30 июня 1982 г. грозовому процессу предшествовала следующая аэросиноптическая ситуация. Восточная Грузия находилась под влиянием ложбины низкого давления. С запада приближался холодный фронт. По высоте на всех стандартных барических уровнях располагалась центральная часть высотного гребня, направленного с юга на север. Скорость ветра увеличивалась с высотой до значения 35 м.сек⁻¹ на уровне 200 мб. Пункт наблюдения находился в левой части струйного течения на расстоянии 350 км от его оси. Ось СТ имела направление с северо-запада на юго-восток. Скорость ветра на оси СТ составляла 35 м.сек⁻¹.

В этот день грозовые процессы протекали в Ахмета и Телави. Пункт наблюдения находился в периферии грозовых облаков. Начало грозовых разрядов было отмечено над Ахмета около 17 час. 30 мин. В это время отмечалось максимальное содержание озона в приземном слое воздуха. Через некоторое время грозовой процесс над Ахмета стал затихать. Грозовой процесс над Телави, начавшийся около 18 часов, продолжался 2 часа. При этом облако отдалялось от пункта наблюдения со скоростью 15-20 км.час⁻¹. Соответственно КПО с 18 час. до 20 часов убывала, однако все время была выше среднemesячной концентрации приземного озона.

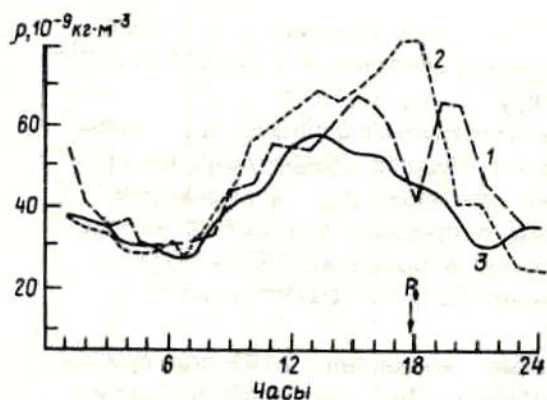


Рис. 27

Рис. 27. Изменение во времени концентрации приземного озона в Руиспири 5. VI.1982 г. под грозовым облаком [1] и 30. VI.1982 г. в периферии грозового облака [2]. Кривая 3 - среднее значение КПО за июнь 1982 г. R - начало грозы

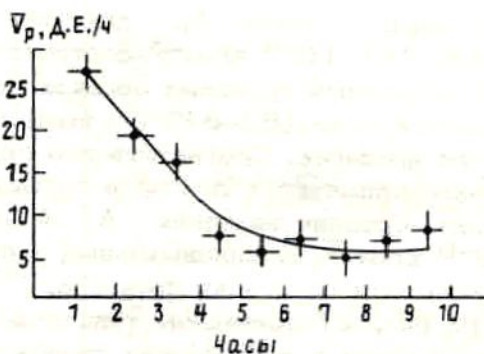


Рис. 28

Рис. 28. Соотношение между средней скоростью роста концентрации приземного озона в Руиспири и временем до начала первой грозы (по данным 1973-1982 гг.).

Причинами положительных отклонений КПО могут быть: образование озона в приземном слое воздуха в результате коронирования острых предметов в сильных электрических полях, перенос озона из грозовых облаков нисходящими потоками воздуха, выделение озона из выпавших осадков. Эти факторы имеют место в периферии грозовых облаков, а также под грозовыми облаками в период их разрушения и выпадения из них осадков.

Отрицательные отклонения КПО во время гроз, как правило, связаны с восходящими движениями воздуха, уносящими озон из приземного слоя воздуха. Обычно подобная ситуация наблюдается под грозовыми облаками в начале их развития. Наиболее повторяющиеся концентрации приземного озона находятся в диапазоне $(40-60) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ (более 50% случаев). КПО со значениями $(60-80) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ отмечается примерно в 30% случаев. Когда грозовые облака находятся в зрелой стадии (максимальные скорости восходящих потоков воздуха) наиболее повторяющиеся значения КПО под ними принимают более низкие значения - $(20-40) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ (около 50% случаев). КПО со значениями $(40-60) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ наблюдается в 30% случаев, а со значениями $(60-80) \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³ - менее 5% случаев.

Таким образом, в дни с грозами КПО подвержена довольно значительным колебаниям, и высокие концентрации озона (более $60 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻³), которые проявляют нежелательное воздействие на растения, наблюдаются весьма часто.

Выше было отмечено, что особенно резкий рост КПО отмечается перед грозовыми процессами при их приближении или при нахождении пункта наблюдения в периферии конвективного облака. Анализ 110 случаев грозовых процессов и синхронного изменения концентрации приземного озона позволил установить взаимосвязь между скоростью роста КПО и временем до начала первых грозовых разрядов. Эта зависимость изо-

бражена на рис. 28 и имеет такой же вид, как и для скорости роста общего содержания озона перед грозовыми процессами. Однако в данном случае начало грозовых процессов можно спрогнозировать с несколько большей заблаговременностью, примерно за 7-8 часов. Признаком наступающей грозы является скорость роста КПО более $5 \cdot 10^{-9} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}$.

Зависимость скорости роста КПО \bar{V}_p от времени до начала грозовых процессов τ неплохо аппроксимируется выражением:

$$\tau = 8,7 / \bar{V}_p^{0,3}.$$

Таким образом, приземный озон может быть неплохим предиктором при краткосрочном прогнозе грозовых явлений.

6. Особенности вариации концентрации приземного озона при градových процессах

Многолетние наблюдения за вариациями КПО показали, что при грозовых процессах с градом, особенно во время сильных градобитий, содержание озона в приземном слое воздуха существенно ниже, чем при грозах без града [Харчилава, Карцивадзе, и др., 1982]. Лабораторные эксперименты, проведенные в Институте геофизики АН ГССР, подтвердили высказанную ранее гипотезу [Гэришвили, Харчилава и др., 1975] о возможности активации льдообразующей способности гидрофобных веществ путем окисления поверхности ядер в озонированной среде. Результаты лабораторных и полевых работ позволили высказать предположение о возможности активации аэрозольных частиц в грозовых облаках, которые обычно относят к льдоактивным ядрам [Харчилава, Карцивадзе и др., 1982; Гэришвили и др., 1984; Kartsivadze и др., 1977].

Установлено, что из 10^9 частиц атмосферных аэрозолей при температуре выше -15°C приблизительно одна обладает свойствами активного льдообразующего ядра. На основе вышеуказанной гипотезы естественно предположить, что при грозовом состоянии атмосферы произойдет существенное перераспределение между числом неактивных и активных ядер в сторону увеличения содержания последних. В пользу этого свидетельствуют и результаты полевых измерений Хоббса П. [Hobbs, 1974], который установил, что в слоистых облаках при температуре -6°C концентрация ледяных ядер в 10^6 раз превышает концентрацию ледяных кристаллов, а при температуре -22°C - в 10^3 раз. В то же время в мощно-кучевых облаках не обнаруживается столь существенного расхождения в содержании ледяных ядер и кристаллов. Напомним, что в кучевых облаках содержание озона значительно выше, чем в слоистых [Харчилава, Апхайдзе и др., 1980].

Резкое возрастание концентрации ядер замерзания должно вызывать кристаллизацию переохлажденной зоны облака, что в свете современных представлений об образовании града эквивалентно засеву мощного кучевого облака искусственным льдообразующим реагентом с целью предотвращения града.

Кроме того, было установлено что озон и сам по себе является льдоактивным газом [Hosler, 1951]. Эксперименты, проведенные в

холодной камере, где был создан искусственный туман, показали, что при воздействии на него озоном при температуре -14°C начиналась кристаллизация. При -20°C отмечалась полная кристаллизация тумана. Таким образом, можно предположить, что кроме гетерогенной нуклеации в грозовых облаках в результате увеличения льдообразующей активности аэрозолей под воздействием озоном, на уровнях с температурами -14 – -20°C работает и другой механизм – замерзание капель воды, насыщенных озоном. В случае недостатка озона в облаках и окружающей атмосфере, можно ожидать в них незначительного количества льдообразующих ядер, и недостаточного насыщения облачных капель озоном. Все это будет способствовать быстрому росту в облаках кристаллов за счет большого количества незамерзших капель и образованию града.

В табл. 18 приведены данные о вариациях концентрации приземного озона при градовых процессах. Рассмотрено два вида процессов: град на малой площади (ГМП) и град на большой площади (ГБП). Пункт наблюдения находился в различные дни наблюдений под разными частями облака.

Сравнение данных, приведенных в этой таблице, с аналогичными данными табл. 17 для облаков в период грозового процесса показывает, что в характере вариаций КПО при грозах без града и во время процессов, когда отмечается град на большой территории, имеется существенная разница. В последнем случае отклонение КПО, в основном, отрицательные (73% случаев). Среднее значение отклонения КПО составляет $-6 \cdot 10^{-9}$ кг.м $^{-3}$. Значение концентрации приземного озона в среднем составляет $50 \cdot 10^{-9}$ кг.м $^{-3}$ и $36 \cdot 10^{-9}$ кг.м $^{-3}$ для случаев ГМП и ГБП соответственно.

При грозах без града средняя величина КПО $-60 \cdot 10^{-9}$ кг.м $^{-3}$.

С целью выяснения причин малого содержания КПО в дни с градобитиями был проанализирован характер аэросиноптических ситуаций над Алазанской долиной во время грозо-градовых процессов. Анализ показал, что для типа ГБП характерно преимущественно (84% случаев) влияние холодных воздушных фронтов, а для типа ГМП – внутримассовые процессы (55% случаев).

При ГБП в основном (88% случаев) у поверхности земли наблюдались циклонические барические образования, а для дней с ГМП – антициклонические барические образования (55% случаев). Анализ высотных барических образований показал, что на уровне 500 мб при ГБП в 81% случаев имеются ложбины, и лишь в 19% случаев – левая часть гребня. В дни с ГМП на том же уровне в 75% случаев наблюдались ложбины, и в 20% случаев – гребни. Аналогичная картина отмечалась и на уровне 300 мб.

При ситуации ГБП в 79% случаев пункт наблюдения находился под центральной и правой частью струйного течения, а при ГМП – в 85% случаев. В остальных случаях пункт наблюдения находился под левой частью СТ. Расстояние от пункта наблюдения до оси СТ при нахождении пункта слева не превышало 220 км, а при нахождении справа – 1200 км.

В основном же при процессах обоих типов ось СТ находилась под пунктом наблюдения (55–75% случаев).

Ось струйного течения при процессе ГБП преимущественно (54% случаев) была направлена с запада на восток, а в 42% случаев с юго-запада на северо-восток. При процессе ГМП ось СТ в основном (60%

Таблица 18

Вариации концентрации приземного озона $\Delta\rho$ при градовых процессах
(по данным 1973-1976 и 1980-1984 гг.)

Вид процесса	Общее число случаев	Среднее значение КПО (10^{-9} кг.м $^{-3}$)	Число случаев (%)			$\Delta\rho > 0$ (10^{-9} кг.м $^{-3}$)		$\Delta\rho < 0$ (10^{-9} кг.м $^{-3}$)		Среднее значение $\Delta\rho$ (10^{-9} кг.м $^{-3}$)
			$\Delta\rho > 0$	$\Delta\rho < 0$	$\Delta\rho = 0$	Среднее	Максимальное	Среднее	Максимальное	
Град на малой площади	20	50	80	20	-	11	21	10	17	7
Град на большой площади	26	36	23	73	4	11	23	7	31	-6

случаев) была направлена с юго-запада на северо-восток, а в 30% случаев с запада на восток. Скорости ветра на оси струи для процессов ГБП и ГМП в среднем составляли 40 и 30 м.сек⁻¹ соответственно.

При грозах без града струйные течения над пунктом наблюдения почти не отмечались, или имелись, но с малыми скоростями ветра на оси. Анализ радиолокационных материалов показал, что высота градовых облаков существенно больше, чем грозовых облаков без града.

Таким образом, при нахождении струйного течения над Алазанской долиной в атмосфере господствующим потоком будет восходящий, который уменьшает содержание озона в тропосфере. Одновременно будет и значительный перенос аэрозолей в верхнюю тропосферу. Большие горизонтальные скорости ветра на уровне тропопаузы создают благоприятные условия для развития мощных градовых облаков, которые пробивают тропопаузу и иногда достигают высоты 14–15 км и более. Ширина таких градовых облаков достигает нескольких десятков км, а количество их – единичны. Предполагая, что озон вместе с аэрозольными частицами будет выноситься мощными восходящими потоками воздуха в верхушку облака, следует ожидать в этих облаках образование града. Установление количественных взаимосвязей между содержанием озона и льдоактивной способностью естественных аэрозолей – предмет дальнейших исследований.

7. Вариации концентрации приземного озона над геологическими разломами земли

Воробьевым А.А. [Воробьев, 1970] была выдвинута гипотеза возникновения в атмосфере сильных электрических полей, электрических разрядов и связанных с ними импульсов электромагнитного поля [Воробьев, 1974]. Возможность возникновения электрических разрядов в естественно разрушаемых горных породах подтверждается наблюдениями вариаций естественного импульсного электромагнитного поля Земли в районах с высокими скоростями современных движений земной коры. Обнаружены аномальные изменения в структуре этого поля при землетрясениях [Воробьев, Самохвалов и др., 1976; Хатиашвили и др., 1983].

Было выдвинуто предположение, что электрические разряды в горных породах в условиях их естественного залегания будут генерировать озон [Воробьева и др., 1980, 1982]. Авторы представляют следующие механизмы возникновения литосферного озона.

1. Озон может возникать в плазме литосферных электрических разрядов, протекающих в кислородосодержащих минералах и горных породах.
2. Озон может выделяться из кислородсодержащих минералов и горных пород под воздействием естественного ионизирующего излучения.
3. Быстро выходящий из мантии на поверхность земли кислород будет представлен в основном озоном, за счет существующих в мантии высоких температур и давлений.

Измерения КПО, проведенные на территории Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления, показали, что максимальная концентрация озона отмечается над геологическими разломами. Содержание озона в почвенном воздухе оказалось на порядок выше, чем в приземном слое. С увеличением сейсмической активности региона отмечался рост концентрации почвенного озона.

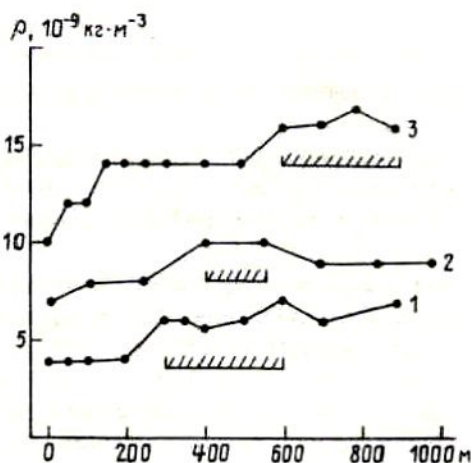


Рис. 29. Изменение концентрации приземного озона над геологическими разломами земной коры. Зоны разломов заштрихованы. 1 — 19. X. 1985 г., с. Земо Баргеби, 2 — 19. X. 1985 г., с. Набакеви, 3 — 20. X. 1985 г., с. Чубурхинджи.

Отметим, что озон в воздухе может образовываться под воздействием α -излучения [Танцова, 1962]. По данным этой работы при облучении воздуха объемом около 100 см^3 источником α -излучения активностью 80 мкюри образовалось около $6 \cdot 10^{-10} \text{ кг}$ озона.

В горных выработках, пещерах α -радиоактивность воздуха составляет $10^{-9} \text{ Ки}\cdot\text{м}^{-3}$, а в почвенном воздухе на глубине один метр — $(0,1-200) \cdot 10^{-7} \text{ Ки}\cdot\text{м}^{-3}$, что на несколько порядков выше радиоактивности воздуха в атмосфере [Сердюкова, Капитанов, 1969; Балабуев и др., 1977]. Так что образование озона в почвенном воздухе при длительном воздействии α -излучением вполне реально. Например, измерения в Ново-Афонской пещере показали, наличие в ней озона с концентрацией $(4-55) \cdot 10^{-9} \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$, несмотря на практически 100% влажность воздуха. Максимальные концентрации озона наблюдались вблизи водопадов [Балавадзе, Харчилава, 1977]. Около водопадов отмечались также максимальные значения α -радиоактивности воздуха [Балабуев и др., 1977].

19 и 20 октября 1985 г. сотрудниками Института геофизики АН ГССР были проведены измерения содержания озона над геологическими разломами земной коры в районе Колхидской низменности. Были выбраны маршруты, пересекающие эти разломы, находящиеся в селениях Земо-Баргеби, Набакеви и Чубурхинджи. В качестве измерительного прибора был использован озонометр типа OMG-200 производства ГДР.

18 и 20 октября 1985 г. наблюдалась дождливая погода. Почва в указанных селениях была мокрая, обводненная. Измерения концентрации озона 19 октября проводились над влажной почвой. Стояла переменная облачность. Ветра не было. 20 октября измерения проводились во время моросящего дождя. Ветра также не было. КПО измерялась на уровне 15 см от поверхности земли.

Результаты измерений концентрации приземного озона над геологическими разломами земли представлены на рис. 29. Из этого рисунка видно, что имеется тенденция повышения концентрации озона над участками геологических разломов. Однако эти повышения небольшие, что, видимо, связано с неблагоприятными погодными условиями в этот день

(мокрая почва, обводнение, заболачивание). Из перечисленных геологических разломов более существенным является разлом около села Чубурхиджи. Над этим разломом уровень повышения концентрации озона более высокий.

Полученные результаты, в основном, подтверждают существование литосферного озона, поступающего в атмосферу через геологические разломы из недр Земли, что было замечено в других районах [Воробьев и др., 1980, 1982].

Из вышеперечисленных геологических разломов Чубурхинджский разлом является классическим, а остальные были обнаружены сотрудниками отдела электрометрии Института геофизики АН ГССР.

Намечается и в будущем проводить аналогичные работы как с целью изучения озона литосферного происхождения, так и для выявления возможностей использования подобных озонметрических измерений для обнаружения, а также уточнения расположения геологических разломов земной коры.

§ 8. Концентрация приземного озона и некоторые биологические аспекты

Физиологические опыты показывают, что уже небольшие концентрации озона могут оказывать влияние на животных и человека, прежде всего на их дыхательную систему. При концентрации озона $2100 \cdot 10^{-9} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ начинает ощущаться его характерный запах. В среде воздуха с концентрацией озона около $1700 \cdot 10^{-9} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ самочувствие человека ухудшается уже через полчаса [Хргиан, 1969б]. Предельно допустимая концентрация озона в воздухе для человека при 1-2 часовой экспозиции составляет $160 \cdot 10^{-9} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. Вариации КПО довольно значительны и нередки случаи, когда содержание озона в воздухе длительное время имеет значение немногим меньше предельно допустимого. Такие ситуации особенно характерны в условиях повышенной загрязненности воздуха в

атмосфере городов, когда создаются благоприятные ситуации для образования фотохимического озона. Поэтому весьма актуальным является изучение связи вариаций КПО с различными заболеваниями человека.

Сотрудниками Института геофизики АН ГССР и Института курортологии и физиотерапии им. И.Г. Кониашвили МЗ ГССР было проведено изучение связи вари-

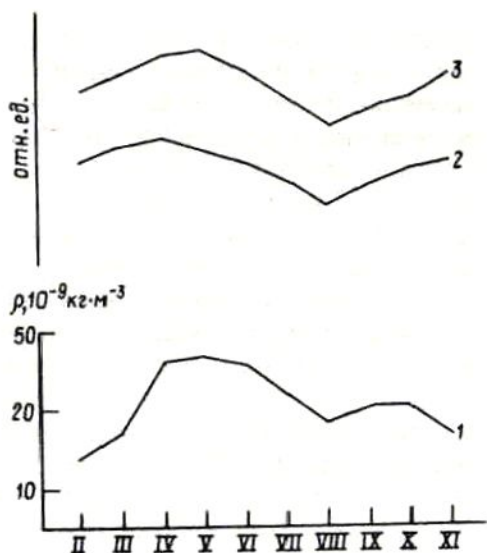


Рис. 30. Среднемесячная концентрация приземного озона в Тбилиси [1] и динамика вызовов скорой медицинской помощи. 2 - гипертоническая болезнь, 3 - общие вызовы по сердечно-сосудистым заболеваниям

ций КПО и осложнений сердечно-сосудистых заболеваний [Шибадзе и др., 1984]. Было выявлено, что годовой ход КПО аналогичен годовому ходу общих вызовов скорой медицинской помощи по поводу осложнений сердечно-сосудистых заболеваний, и, в частности - гипертонической болезни (рис. 30).

Статистический анализ почасовых вызовов скорой медицинской помощи и данных часовых наблюдений за КПО показал, что между исследуемыми величинами коэффициенты корреляции меняются от 0,19 до 0,73. Что же касается годового хода содержания озона и смертности по поводу осложнений сердечно-сосудистых заболеваний, коэффициент корреляции между ними не превышает 0,65. Такое же значение коэффициента корреляции между среднемесячным содержанием озона и вызовами скорой медицинской помощи по поводу инфаркта миокарда.

Данные исследования указывают на целесообразность учета в медицинском прогнозе погоды также информацию о содержании приземного озона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая книга является итогом многолетних исследований атмосферного озона в Грузии. Анализ материалов продолжительных наблюдений за ОСО, ВРО, КПО выявил много интересных взаимосвязей содержания озона с различными атмосферными процессами и метеорологическими параметрами. В частности, подтверждено наличие влияния барических образований и струйных течений на ОСО. В работе рассмотрено влияние вертикальных движений воздуха на ОСО и КПО. Показано, что приближение или вторжение холодных воздушных масс и связанные с ними грозовые и градовые явления приводят к значительным вариациям содержания озона. В частности, скорость роста ОСО и КПО может быть использована в качестве предвестника прохождения воздушных масс и грозовых процессов. При градовых процессах содержание озона меньше, чем при "хорошей" погоде, что дает основание предполагать наличие влияния озона на льдоактивную способность естественных ледяных ядер.

Проведено около 150 оптических и 20 электрохимических озонзондирований атмосферы. Установлено, что грозовые процессы, струйные течения и вторжение воздушных масс создают слоистую структуру вертикального профиля озона. Важным фактором переноса озона из одного слоя атмосферы в другой является турбулентность.

По данным непрерывных измерений концентрации приземного озона получен характерный суточный и сезонный ход КПО для городской и сельской местности. Оценены условия образования фотохимического озона в Тбилиси.

Измерения КПО в местности с геологическими разломами показали повышенное содержания озона над разломами. Это, видимо, указывает на наличие литосферного озона, поступающего в атмосферу через геологические разломы из недр Земли.

Исследовались некоторые биологические аспекты приземного озона. Результаты этих исследований указывают на целесообразность учета в медицинском прогнозе погоды информации о содержании приземного озона.

В перспективе нами особое внимание будет уделяться мониторингу атмосферного озона, более детальному исследованию условий образования фотохимического озона в приземном слое воздуха, изучению взаимодействия озона с аэрозольными и газовыми составляющими атмосферы, разработке способов воздействия на приземный озон с целью уменьшения его содержания при повышенных значениях КПО. Часть этих работ будет выполняться по международным геофизическим проектам в рамках КАПГ.

ABSTRACT

The monograph presents the results of long-continued studies in variations of surface and total ozone content and its vertical distribution over Georgia with regard to the atmospheric processes. An analysis of time-space ozone distribution for this region is presented. The role of thunderstorm processes in the ozone content variations is discussed. It is shown that the approach or invasion of cold air masses and their related thunderstorm and hail events results in considerable variations of ozone content. In particular, the rate of increase of the total ozone content (TOC) and surface ozone content (SOC) may be used as a precursor of the air mass movement and thunderstorm processes. In periods of hail processes the ozone content is smaller than during "fair weather"; this suggests an influence of ozone on the ice-generating capacity of natural ice nuclei. It was found that thunderstorm processes, jets and air mass invasions formed the layer structure of vertical ozone profile. The influence of baric formations on the atmospheric ozone content was studied. A possibility to use the atmospheric ozone as a tracer of atmospheric processes in convective clouds is shown. Conditions of photochemical ozone formation in Tbilisi are estimated. Measurements of the SOC in the region with geologic faults have revealed an increased ozone content over faults, which is obviously indicative of the occurrence of lithospheric ozone coming into the atmosphere through geologic faults from the interior of the Earth. Some biological aspects of surface ozone were studied. The results suggest the advisability of taking into account, in medical weather forecasts, the information on the surface ozone content.

The monograph is of interest for meteorologists, scientists and engineers who face the problems of physics of the atmosphere, for aviators, biologists, physicians.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракипова Л.Р., Седунов Ю.С., Хргиан А.Х. Атмосферный озон и изменение глобального климата. - Л.: Гидрометеиздат, 1982. - 167 с.
- Александров Э.Л., Седунов Ю.С. Человек и стратосферный озон. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 104 с.
- Александров Э.Л., Хргиан А.Х. Международный симпозиум по атмосферному озону (г. Кассандра /Греция/, 3-10 сентября 1984 г.). - Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана, 1985, т. 21, № 6, с. 683-687.
- Альмогеа Х.Р., Кабрера К.Л., Свистов П.Ф. Некоторые данные о приземном озоне на Кубе. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 247-251.
- Альперин В.Э., Бритаев А.С., Яковлев А.Н. Газоанализатор для непрерывного автоматического анализа вертикального распределения атмосферного озона. - Информационные материалы по гидрометеорологическим приборам и методам наблюдений. М.: Гидрометеиздат, 1973, № 55, с. 51-55.
- Амиранашвили А.Г. Расчет вертикального распределения естественной радиоактивности в кучевых облаках. - Труды Ин-та геофизики АН СССР. Тбилиси: Мешниереба, 1977, т. 40, с. 84-91.
- Амиранашвили А.Г., Апхаидзе А.А., Балавадзе А.Ш., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф. Некоторые закономерности распределения озона, естественных радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей и напряженности электрического поля в нижней тропосфере. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Труды Всесоюзного совещания по озону. Москва, ноябрь, 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 225-230.
- Амиранашвили А.Г., Нодия А.Г. Некоторые результаты исследования микрофизических и динамических характеристик конвективных облаков. - Труды Ин-та геофизики АН СССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1977, т. 40, с. 62-75.
- Амиранашвили А.Г., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф. О влиянии конвективной облачности на распределение аэрозолей, озона и напряженности электрического поля в атмосфере. - Труды Ин-та геофизики АН СССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1978, т. 44, с. 5-17.
- Амиранашвили А.Г., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф., Хундуа Т.Г. О корреляционных взаимосвязях между естественной радиоактивностью, озоном и электрическим зарядом в нижней тропосфере. - Труды Ин-та геофизики АН СССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1977, т. 40, с. 117-121.
- Амиранашвили А.Г., Харчилава Д.Ф., Нодия А.Г. О стоке озона в нижней тропосфере. - II Всесоюзный симпозиум по современным проблемам атмосферного озона: Тез. докл. - Руиспири, 17-21 октября 1978, с. 29.
- Амиранашвили А.Г., Хунджуа Т.Г. О вертикальном распределении естественной радиоактивности воздуха. - Труды Ин-та геофизики АН СССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1975а, т. 34, с. 41-45.

- Амиранашвили А.Г., Хунджуа Т.Г., Цицкишвили М.С. Оценка коэффициента турбулентной диффузии по вертикальному распределению продуктов распада радона. — В кн.: Метеорологические аспекты радиоактивного загрязнения атмосферы. Труды Международного симпозиума, Тбилиси, 15–20 октября 1973. Л.: Гидрометеиздат, 1975б, с. 40–46.
- Балабуев А.Г., Нодия А.Г., Амиранашвили А.Г., Балавадзе А.Ш., Тинтилов З.К. Ионизационное состояние и естественная радиоактивность воздуха в Ново-Афонской пещере. — II Республиканский семинар по некоторым вопросам физики земли, атмосферы, ионосферы и космических лучей: Тез. докл. — Тбилиси, 28–30 декабря 1977, с. 50.
- Балавадзе А.Ш., Харчилава Д.Ф. Некоторые результаты измерения концентрации озона в Ново-Афонской пещере. — II Республиканский семинар по некоторым вопросам физики земли, атмосферы, ионосферы и космических лучей: Тез. докл. — Тбилиси, 28–30 декабря 1977, с. 48.
- Балавадзе Б.К., Харчилава Д.Ф., Хргиан А.Х. Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону. — Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 6, с. 684–686.
- Бахтияров В.Г., Бордовская Л.И., Белан Б.Д. Изменение общего содержания озона в зависимости от типа струйных течений и их комплексов. — В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 182–187.
- Бекорюков В.И. О расчете влияния замкнутой воздушной циркуляции на равновесное распределение озона. — Геомагнетизм и аэрономия, 1965, т. 5, № 3, с. 465–470.
- Бекорюков В.И. Сезонный ход общего содержания озона в стратосферном циркумполярном вихре. — В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 212–218.
- Бекорюков В.И. Некоторые периодичности общего содержания и плотности озона. — Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 59–68.
- Бекорюков В.И., Захаров Г.Р., Макаров-Миронов А.М. О связи плотности озона с рассчитанными вертикальными потоками в атмосфере. — Труды ЦАО. М.: Гидрометеиздат, 1978а, вып. 140, с. 122–127.
- Бекорюков В.И., Макаров-Миронов А.М. О некоторых особенностях связи общего содержания и плотности озона с динамикой атмосферы. — Труды ЦАО. М.: Гидрометеиздат, 1978б, вып. 140, с. 117–121.
- Белан Б.Д. Влияние струйных течений на изменение озона в их зоне. — Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону: Тез. докл. — Л., 15–17 мая 1985, с. 36.
- Березин В.М., Шафрин Ю.А. О вертикальном распределении озона при восходящих и нисходящих потоках в атмосфере. — Актинометрия и оптика атмосферы. М.: Наука, 1964, с. 245–250.
- Бобровский А.П., Иванов В.Н., Ивлев Л.С., Сирота В.Г. Аэрозоли и окон в нижней стратосфере. — В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 168–176.
- Бойченко П.Ф., Брезгин Н.И., Кузнецов Г.И., Чижов А.Ф., Штырков О.В. Одновременные измерения вертикального распределения озона ракетным и наземным спектрометрическими методами. — В кн.: Современ-

- ное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 41-50.
- Бойченко П.Ф., Искандарова В.М., Харчилава Д.Ф. О кооперированных наблюдениях вертикального распределения озона по эффекту обращения. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 382-385.
- Бойченко П.Ф., Рыбин Ю.Н. К вопросу о методике расчета вертикального распределения озона по эффекту обращения - Труды ЦАО. М.: Гидрометеиздат, 1976, вып. 122, с. 124-130.
- Бойченко П.Ф., Рыбин Ю.Н. О достоверности данных о вертикальном распределении атмосферного озона, получаемых по наблюдениям эффекта обращения. - Метеорология и гидрология, 1977, № 3, с. 49-57.
- Борисов В.В., Ивлев Л.С., Сирота В.Г. Временные вариации концентрации озона в приземном слое атмосферы. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с. 44-45.
- Брезгин Н.И., Чижов А.Ф., Штырков О.В., Кузнецов Г.И. Результаты экспериментальных исследований вертикального распределения озона на метеорокетах в средних широтах и тропиках. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 221-226.
- Бритаев А.С. Озон в тропосфере. - Труды ЦАО. М.: Гидрометеиздат, 1965, вып. 66, с. 19-47.
- Бритаев А.С., Кузнецов А.П. Вертикальное распределение озона. - Труды ЦАО. М.: Гидрометеиздат, 1959, вып. 32, с. 28-35.
- Бритаев А.С. Озон в условиях загрязнения атмосферы в районе г. Москвы. - В кн.: Проблема контроля и обеспечения чистоты атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1975, с.113-118.
- Бритаев А.С., Георгиевский Ю.С., Сергеев И.Я., Тевс А.И., Халикова Р.Х. Об измерениях приземного озона. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с.42-43.
- Бритаев А.С., Карцивадзе А.И., Харчилава Д.Ф. О связи между концентрацией приземного озона и высотой радиоэха от конвективных облаков. - Труды Ин-та геофизики АН СССР. Тбилиси.: Мещниереба, 1977, т. 40, с. 122-128.
- Бритаев А.С., Кузнецов А.П. О связи атмосферного озона с метеорологическими условиями. - В кн.: Атмосферный озон. Результаты МГТ в СССР, конференция, 28-31 октября 1959. М.: Издательство МГУ, 1961, с. 170-175.
- Бритаев А.С., Кузнецов А.П. Атмосферный озон и некоторые метеорологические процессы. - Труды ЦАО. М.: Гидрометеиздат, 1962, вып. 45, с. 22-32.
- Бритаев А.С., Фарапонова Г.П. Концентрация озона в городе и его окрестностях. - II Всесоюзный симпозиум по современным проблемам атмосферного озона.: Тез. докл. - Руиспири, 17-21 октября 1978, с. 11.
- Бритаев А.С., Фарапонова Г.П. Особенности распределения концентрации озона в нижних слоях атмосферы. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 252-260.

- Бритаев А.С., Фарапонова Г.П. Особенности распределения концентрации озона в Москве. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с. 50.
- Ван-Гуй-Чинь, Гушин Г.П. Колебания общего содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах. - Труды ГГО. Л.: Гидрометеиздат, 1961, вып. 106, с. 19-36.
- Васильченко Л.А., Говорушкин Л.А., Гушин Г.П., Елисеев А.А., Основные результаты регулярных многолетних измерений приземного озона в Воейково. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с. 41.
- Виноградова Н.Н. К вопросу о естественных колебаниях атмосферного озона. - Метеорология и гидрология. 1977, № 6, с. 24-29.
- Виноградова Н.Н. Вариации атмосферного озона и некоторых параметров струйных течений. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 240-247.
- Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. - Геология и геофизика, 1970, № 2, с. 3-13
- Воробьев А.А. Физические условия залегания глубинного вещества Земли и сейсмического явления. Томск.: Изд. ТГУ, 1974, часть 1, 271 с.
- Воробьев А.А., Самохвалов М.А. и др. Аномальные изменения интенсивности естественного импульсного электромагнитного поля в районе Ташкента перед землетрясением. - Узбекский геологический журнал, 1976, № 2, с. 9-11.
- Воробьев А.А., Самохвалов М.А., Малышков Ю.П., Токтосопиев А.М. Поиски озона из литосферы. - Рукопись деп. в ВИНТИ, Деп., 19 ноября 1980, № 4885-80, 12 с.
- Воробьев А.А., Самохвалов М.А., Малышков Ю.П., Токтосопиев А.М. Поиски озона из литосферы. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 272-276.
- Гзиришвили Т.Г., Карцивадзе А.И., Окуджава А.М. Гетерогенная нуклеация льда. - Тбилиси.: Мешниереба, 1984, 140 с.
- Гзиришвили Т.Г., Рижамадзе М.Б., Харчилава Д.Ф., Балахванцева Т.Н. К вопросу образования ледяной фазы в облаках. - Сообщ. АН ГССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1975, т. 77 № 1, с. 73-75.
- Гзиришвили Т.Г., Харчилава Д.Ф. О возможной роли озона в явлении льдообразования в облаках. - Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 1, с. 100-102.
- Гиргждене Р.В., Гиргждис А.И. Исследование пространственно-временного распределения концентрации озона. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с. 43.
- Гиргждене Р.В., Луянас В.Ю., Шопанаскас К.К. О связи концентрации озона и космогенных радионуклидов в приземном воздухе. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мешниереба, 1982а, с. 266-271.
- Гиргждене Р.В., Шопанаскас К.К. Некоторые результаты измерений концентрации приземного озона в Литве. - В кн.: Физика атмосферы. Вильнюс, 1981, № 7, с. 75-79.

- Гиргждене Р.В., Шопанускас К.К., Гиргждис А.И. О ночных максимумах озона в приземном слое атмосферы. — В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23–27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 295–299.
- Грасник К.Х., Харчилава Д.Ф. Измерение приземного озона в Алазанской долине и Тбилиси. — В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23–27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 282–294.
- Груздев А.Н., Еланский Н.Ф. Наблюдения озона в области горных подветренных волн. — Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 8, с. 705–714.
- Гушин Г.П. Закономерности горизонтального распределения и колебаний во времени атмосферного озона. — В кн.: Атмосферный озон. Результаты МГТ в СССР, конференция, 28–31 октября 1959. М.: Издательство МГУ, 1961, с. 149–169.
- Гушин Г.П. Озон и некоторые особенности атмосферной циркуляции. — Труды ГГО. Л.: Гидрометеоиздат, 1962, вып. 134, с. 75–102.
- Гушин Г.П. Исследование атмосферного озона. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963, 269 с.
- Гушин Г.П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. — Л.: Гидрометеоиздат, 1964, 341 с.
- Гушин Г.П. Атмосферный озон и его влияние на человека и некоторые виды растительности. — В кн.: Атмосферный озон. Материалы III междугосударственного совещания по атмосферному озону 21–23 мая 1963. Л.: Гидрометеоиздат, 1965, с. 103–106.
- Гушин Г.П. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972, 54 с.
- Гушин Г.П. Динамика атмосферного щита биосферы — озонного слоя за последние 50 лет. — Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. — Л., 15–17 мая 1985, с. 3.
- Гушин Г.П., Виноградова Н.Н. К вопросу о распределении озона в зоне струйных течений. — Труды ГГО. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, вып. 357, с. 48–54.
- Гушин Г.П., Романова Р.Г., Ромашкина К.И. Измерение общего содержания атмосферного озона во время горизонтальных полетов. — Труды ГГО. Л.: Гидрометеоиздат, 1960, вып. 105, с. 24–29.
- Гушин Г.П., Романова Р.Г., Ромашкина К.И. Исследование озона с самолета. — Материалы конференции по итогам МГТ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). М.—Л.: Гидрометеоиздат, 1961, с. 183–186.
- Гушин Г.П., Шатунов И.А. Атмосферный озон и струйные течения. — Труды ГГО. Л.: Гидрометеоиздат, 1964, вып. 154, с. 20–29.
- Деминов И.Г. Радиационная фотохимическая модель озоносферы. Температурная обратная связь. — В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона., Тбилиси, 23–27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 43–47.
- Джинчарадзе А.Х., Харчилава Д.Ф., Таругашвили А.С. Озоногенератор для градуировки озонометрических приборов. — Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону: Тез. докл. — Л., 15–17 мая 1985, с. 46.

- Дмитриев М.Г. Электронное моделирование атмосферы в процессе озонообразования. - Труды НИИ гидрометеорологического приборостроения. Л.: Гидрометеиздат, 1964, вып. 12, с. 45.
- Добсон Г.М., Бруер А.В., Квайлог В.М. Метеорология нижних слоев атмосферы. - Успехи физических наук. М.: Наука, 1947, т. 31, № 1, с. 30.
- Еланский Н.Ф. О механизме воздействия струйного течения на озоновый слой. - Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 9, с. 916-925.
- Еланский Н.Ф. О некоторых закономерностях вертикального распределения озона. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 232-236.
- Задорожный А.М. О возможном фотохимическом источнике малых азотных составляющих в верхней стратосфере и мезосфере. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 56-60.
- Захашвили М.А. К прогнозу перемещения южных циклонов. - Труды ЗакНИГМИ. - Л.: Гидрометеиздат, 1965, вып. 17, с. 49-56.
- Захашвили М.А. Изучение эволюции и перемещения приземных и высотных антициклонов и выявление общих и региональных особенностей в Закавказье. - Научный отчет ЗакНИГМИ, 1966, 83 с.
- Звенигородский С.Г., Ивлев Л.С., Дубрович Н.А. Влияние аэрозоля на баланс озона в атмосфере. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 194-196.
- Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. - М.: Гостехиздат, 1957, 483 с.
- Карцивадзе А.И., Харчилава Д.Ф. Об изменчивости содержания озона при грозовой ситуации. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 234-240.
- Коньков В.И., Перов С.П. О применении хемиллюминесцентного метода исследования атмосферного озона на метеорологической ракете М-100 Б. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 54-58.
- Кузнецов Г.И. Некоторые выводы из наблюдений атмосферного озона во время МГТ. - Информационный бюлл. МГТ, 1961а, № 9, с. 29-32.
- Кузнецов Г.И. О некоторых связях между общей циркуляцией и озоном атмосферы. - Изв. АН СССР. Сер. геофизическая, 1961б, № 3, с. 467-478.
- Кузнецов Г.И. Опыт использования комплекса аппаратуры для атмосферно-оптических наблюдений озона и озonoактивных компонент атмосферы. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 5-16.
- Ламжавын Б. Вертикальное распределение озона в высотных циклонах и антициклонах. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл. Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 327-332.

- Ломинадзе В.П., Напетваридзе Б.А. Аэросиноптические условия турбулентных течений в атмосфере, вызывающих болтанку самолетов на трассе Сухуми-Тбилиси-Ереван. - Труды ТбилНИГМИ. Л.: Гидрометеоиздат, 1959, вып. 4, с. 112-124.
- Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. - Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 279 с.
- Матвеев Л.Т. Общий курс метеорологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1958, 674 с.
- Микашавидзе Б.А. Расчет вертикальных токов на разных уровнях атмосферы с учетом влияния орографии. - Труды Зак. НИГМИ. М.: Гидрометеоиздат, 1967, вып. 24/30, с. 67-87.
- Митра С.К. Верхняя атмосфера. - М.: Изд-во иностр. лит-ра, 1955, 712 с.
- Нодия А.Г. Некоторые характеристики структуры электрического поля конвективных облаков среднего развития. - Труды Ин-та геофизики АН СССР, Тбилиси.: Мещниереба, 1977, т. 40, с. 76-83.
- Осечкин В.В. О межсуточных изменениях вертикального распределения концентрации озона в тропосфере. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с. 44.
- Осечкин В.В., Куликова Л.А. Аэросиноптические условия формирования вертикальных профилей концентрации озона в тропосфере. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 261-265.
- Папинашвили К.И. Особенности синоптических процессов и зависящих от них явлений погоды в Тбилиси. - Труды Тбил. НИГМИ. Л.: Гидрометеоиздат, 1959а, вып. 6, с. 42-69.
- Папинашвили К.И. Распределение струйных течений в атмосфере над территорией Закавказья. - Труды Тбил. НИГМИ, Л.: Гидрометеоиздат, 1959б, вып. 4, с. 3-18.
- Папинашвили К.И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. - Л.: Гидрометеоиздат, 1963, 184 с.
- Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. - Л.: Гидрометеоиздат, 1980, 287 с.
- Петренко Н.А., Хргиан А.Х. О современных глобальных изменениях количества атмосферного озона. - Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана, 1982, т. 1, с. 91-94.
- Попов В.А., Черных Л.Н. О некоторых закономерностях фотохимического образования озона в атмосфере городов. - II Всесоюзный симпозиум по современным проблемам атмосферного озона: Тез. докл. - Руиспири, 17-21 октября 1978, с. 26.
- Попов В.А., Черных Л.Н., Печенникова Е.В. Изучение озона в атмосфере городов как показателя фотохимических процессов. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Труды Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеоиздат, 1980, с. 147-152.
- Прокофьева И.А. Атмосферный озон. - М - Л.: Изд. АН СССР, 1951, 231 с.
- Ракова М.С., Хргиан А.Х. О переносе озона течениями средней атмосферы. - Вест. Моск. ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия., 1986, т. 26, № 2, с. 75-77.

- Реннебек К. Методика определения содержания озона в слое атмосферы. - Научные приборы. М., 1979, с. 71-72.
- Родионов С.Ф., Ошерович А.Л. Спектрофотометр с вторичным электронным умножением для озонметрических наблюдений. - Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 3, с. 665.
- Свистов П.Ф. Измерение приземного озона в Воейково химическим методом. - Тр. Всесоюзн. научн. метеорол. совещания. Л.: Гидрометеиздат, 1963, т. 5, с. 287-290.
- Семенов В.К. Воздействие струйных течений и смены типа воздушных масс на озонный слой атмосферы в районе озера Иссык-Куль. - Рукопись. Деп. в Кирг. ИНТИ 5 декабря 1984, № 170, ки-84 Деп., с. 17.
- Семенов В.К., Спекторов Л.А. Связь вариаций общего содержания озона в атмосфере с перемещением воздушных масс по наблюдениям на оз. Иссык-Куль. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985, с. 36-37.
- Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе. - М.: Атомиздат, 1969, 312 с.
- Солонин С.В., Осечкин В.В. Пространственное распределение концентрации озона в верхней тропосфере и нижней стратосфере над территорией СССР по результатам исследовательских полетов. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Труды Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 177-182.
- Спурный К., Йех Ч., Седлачек Б., Шторх О. Аэрозоли. - М.: Атомиздат, 1964, 360 с.
- Стьро Б.И. Самоочищение атмосферы от радиоактивных загрязнений. - Л.: Гидрометеиздат, 1968, 288 с.
- Стьро Б.И., Амиранашвили А.Г. Некоторые результаты исследования радиоактивности кучевых облаков. В кн.: Радиоактивные трассеры в исследовании атмосферы и гидросферы. Тр. Ин-та физики АН Лит.ССР, Физика атмосферы, Вильнюс.: Мокслас, 1979а, №5, с. 25-42.
- Стьро Б.И., Амиранашвили А.Г. Исследование естественной радиоактивности кучевых облаков в процессе их развития и распада. В кн.: Радиоактивные трассеры в исследовании атмосферы и гидросферы. Тр. Ин-та физики АН Лит.ССР, Физика атмосферы, Вильнюс.: Мокслас, 1979б, № 5, с. 42-50.
- Стьро Б.И., Амиранашвили А.Г. Исследование распределения аэрозолей на территории Грузии. - В кн.: Примеси в атмосфере и их применение в качестве трассеров. - Физика атмосферы. Вильнюс.: Мокслас, 1983, т. 8, с. 18-24.
- Стьро Б.И., Амиранашвили А.Г., Гамхиташвили Л.В., Хунджуа Т.Г. К вопросу о вертикальном нестационарном распределении естественной радиоактивности в кучевых облаках. - В кн.: Радиоактивные трассеры в исследовании атмосферы и гидросферы. Тр. Ин-та физики АН Лит.ССР, Физика атмосферы. Вильнюс.: Мокслас, 1979, № 5, с. 18-24.
- Стьро Б.И., Луянас В.Ю., Шонаускас К.А. Радиоактивность атмосферы и метеорология. - Вильнюс.: Минтис, 1975, с. 18-33.
- Тамутис П.К. О количественном измерении озона в атмосфере методом фотосчетчика. - Научное сообщение ин-та геологии и географии АН Лит.ССР, 1956, т. 3, с. 43.

- Танцова Н.Н. Образование озона при действии α -излучения на воздух. - Геомagnetизм и аэрономия, 1962, т. 2, № 4, с. 732-736.
- Токтомышев С.Ж. Датчик атмосферного кислорода и озона. - Фрунзе.: Илим, 1981, 187 с.
- Токтомышев С.Ж., Толбаев Л.К., Орозалиев М.Д. Об измерениях концентрации озона в тропо-стратосфере. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 227-231.
- Толба М.К. Озоновый слой. - Бюллетень Программы ООН по окружающей среде. 1978, т. 1, № 1, с. 3.
- Харчилава Д.Ф. О связи между изменениями общего количества озона в атмосфере и адвекцией воздушных масс. - В кн.: Атмосферная циркуляция и гидрометеорологический режим Закавказья. Труды Зак. НИГМИ, Л.: Гидрометеиздат, 1965, вып. 17/23/, с. 56-69.
- Харчилава Д.Ф. Характер отклонения общего содержания атмосферного озона в высоких циклонах и антициклонах. - Геофизический бюллетень, М.: Наука, 1966, № 17, с. 63-68.
- Харчилава Д.Ф. Озон и струйные течения. - В кн.: Физика облаков, атмосферное электричество, озонметрия и активные воздействия на облака в горных условиях Закавказья. Труды Зак. НИГМИ, Л.: Гидрометеиздат, 1967а, вып. 21/27/, с. 129-142.
- Харчилава Д.Ф. О связи между вертикальными скоростями воздуха и озоном в атмосфере. - Сообщения АН ГССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1967б, т. 47, № 3, с. 561-566.
- Харчилава Д.Ф. Исследование связей между общим содержанием озона и некоторыми физическими процессами в атмосфере и характер этих связей над районом Грузии. - Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Баку, Институт географии АН АзССР, 1970, 17 с.
- Харчилава Д.Ф. Связь между общим содержанием озона и грозовыми процессами над Грузией. - Сообщения АН ГССР. Тбилиси.: Мешниереба, 1973, т. 71, № 1, с. 73-76.
- Харчилава Д.Ф. Некоторые результаты исследования вертикального распределения озона в атмосфере в связи с метеорологическими явлениями. - В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Труды Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 194-198.
- Харчилава Д.Ф. Об изменениях содержания озона в приземном слое Тбилиси в связи с некоторыми метеорологическими процессами. - I Республиканская научно-техническая конференция в области охраны окружающей среды: Тез. докл. - Тбилиси, 2-4 июня 1983, с. 28.
- Харчилава Д.Ф., Апхандзе А.А., Балавадзе А.Ш., Мухранели И.А. Некоторые результаты самолетных исследований концентрации озона в слоистых и развивающихся конвективных облаках. - Труды Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси.: Мешниереба, 1980, т. 47, с. 79-85.
- Харчилава Д.Ф., Искандарова В.М. Результаты измерений общего содержания озона в Грузии в 1957-1966 гг. - Бюллетень Абастуманской астрофизической обсерватории. Тбилиси.: Мешниереба, 1970, № 39, с. 159-164.
- Харчилава Д.Ф., Искандарова В.М. Влияние направления и скорости ветра на озонный профиль струйного течения над территорией Грузии. - Бюллетень Абастуманской астрофизической обсерватории. Тбилиси.: Мешниереба, 1974а, № 45, с. 141-145.

- Харчилава Д.Ф., Искадарова В.М. Вариации общего содержания озона по отношению к оси струйного течения над территорией Грузии. — Бюллетень Абастуманской астрофизической обсерватории. Тбилиси.: Мещниереба, 1974б, № 45, с. 135–141.
- Харчилава Д.Ф., Карцивадзе А.И., Амиранашвили А.Г., Гзиршвили Т.Г., Джинчарадзе А.Х., Мухранели И.А., Цицкишвили М.С. О некоторых причинах возмущения плотности приземного озона в городской и сельской местности. — Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону: Тез. докл. — Л., 15–17 мая 1985а, с. 42.
- Харчилава Д.Ф., Карцивадзе А.И., Амиранашвили А.Г., Чихладзе В.А., Джинчарадзе А.Х., Локапишвили М.Г., Хведелидзе Р.З. Некоторые результаты озонзондирования атмосферы в Грузии. — III Всесоюзная конференция по аэрологии: Тез. докл. — М., 24–30 июня 1985б, с. 148–149.
- Харчилава Д.Ф., Карцивадзе А.И., Гзиршвили Т.Г. О некоторой связи между содержанием озона в атмосфере и грозо-градовыми явлениями в условиях Восточной Грузии. — В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Труды Всесоюзного совещания по озону, Москва, ноябрь 1977. М.: Гидрометеиздат, 1980, с. 230–234.
- Харчилава Д.Ф., Карцивадзе А.И., Гзиршвили Т.Г., Амиранашвили А.Г., Мухранели И.А., Нодия А.Г., Балавадзе А.Ш., Мургулия Н.К., Бритаев А.С., Плессинг П., Герсдорф М. Результаты исследования атмосферного озона в Грузии. — В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23–27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мещниереба, 1982, с. 6–32.
- Харчилава Д.Ф., Мухранели И.А., Апхаидзе А.А., Балавадзе А.Ш. О пространственно-временном распределении озона над Алазанской долиной. — II Всесоюзный симпозиум по современным проблемам атмосферного озона.: Тез. докл. — Руиспири, 17–21 октября 1978, с. 34.
- Харчилава Д.Ф., Мухранели И.А., Балавадзе А.Ш. Некоторые результаты исследования вертикального распределения озона в атмосфере в связи с грозовыми явлениями. — Труды Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси.: Мещниереба, 1978, т. 44, с. 29–37.
- Харчилава Д.Ф., Мухранели И.А., Хочолава Г.П., Саркисова Л.С. Об изменении общего содержания озона при грозовой ситуации над Алазанской долиной. — Труды Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси.: Мещниереба, 1977, т. 40, с. 108–116.
- Харчилава Д.Ф., Хочолава Г.П., Саркисова Л.С., Мухранели И.А. Связь вертикальной скорости воздуха с общим содержанием озона для разных барических уровней и полей. — Труды Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси.: Мещниереба, 1975, т. 36, с. 67–70.
- Харчилава Д.Ф., Цицкишвили М.С. Сезонные вариации озона и космогенного бериллия-7 в центральном Закавказье и интенсивность тропосферно-стратосферного обмена. — I Республиканская научно-техническая конференция в области охраны окружающей среды.: Тез. докл. — Тбилиси, 2–4 июня 1983, с. 5.
- Хаташвили Н.Г., Гогошидзе Д.А., Зилпимиани Д.О. Об электромагнитном излучении при подготовке землетрясений и горных ударов в шахтах Ткибули. — Сообщения АН ГССР, Тбилиси.: Мещниереба, 1983, т. 110, с. 305–308.
- Хргиан А.Х. О вертикальном распределении атмосферного озона. — Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. 7, № 2, с. 317–322.

- Хргиан А.Х. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1969а, 647 с.
- Хргиан А.Х. О вредных для человека концентрациях озона в нижней стратосфере. - Метеорология и гидрология, 1969б, № 4, с. 10-15.
- Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. - Л.: Гидрометеиздат, 1973, 291 с.
- Хргиан А.Х. Атмосферный озон, проблема сегодняшнего и завтрашнего дня. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 3-5.
- Хргиан А.Х. Изучение атмосферного озона сегодня и завтра. - Всесоюзный симпозиум по атмосферному озону.: Тез. докл. - Л., 15-17 мая 1985а, с. 48-49.
- Хргиан А.Х. Современное состояние проблемы атмосферного озона. - III Всесоюзная конференция по аэрологии.: Тез. докл. - М., 24-30 июня 1985б, с. 37-39.
- Хргиан А.Х., Кузнецов Г.И. Меридиональная циркуляция атмосферы и планетарный перенос атмосферного озона. - Геофизический бюллетень, М.: Наука, 1962, № 11, с. 3-11.
- Хргиан А.Х., Кузнецов Г.И. Проблема наблюдений и исследований атмосферного озона. - М.: Издательство Московского университета, 1981, 216 с.
- Хргиан А.Х., Кузнецов Г.И., Кондратьева А.В. Исследование атмосферного озона. - Метеорология, М.: Наука, 1965, № 8, 91 с.
- Хргиан А.Х., Перов С.П. Международный симпозиум по атмосферному озону (Боулдер, США, 4-9 августа 1980). - Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана, 1981, т. 4, с. 444-447.
- Цванг Л.Р., Любовцева Ю.С., Хргиан А.Х. XVIII Совещание Комиссии многостороннего сотрудничества Академий наук Социалистических стран по проблеме "Планетарные геофизические исследования" (г. Сочи, 18-25 апреля 1985 г.). - Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана, 1985, т. 21 № 10, с. 1117-1119.
- Цибадзе А.Д., Твидлиани Д.Д., Члаидзе Т.И., Айвазишвили И.В., Харчилава Л.Д., Харчилава Д.Ф., Чихладзе В.А. Исследование возможной связи осложнений сердечно-сосудистых заболеваний и околосферного атмосферного озона. - В кн.: Актуальные вопросы медицинской климатологии и климатотерапии, Тбилиси, 1984, с. 26-32.
- Чхаидзе Ш.М. Озонометрические наблюдения в Абастумани. - Бюллетень Абастуманской астрофизической обсерватории. Тбилиси.: Мешниереба, 1962, № 29, с. 111-120.
- Almoguea J.R., Jakobi G. Messungen des bodennahen ozons in Havanna wahrend des durchgangs eines hurikans. В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мешниереба, 1982, с. 322-326.
- Amiranashvili A.G., Gzirishvili T.G., Kartsivadze A.I., Nodia A.G. Aircraft investigations of the distribution of aerosols in the lower troposphere. - Eleventh International Conference on Atmospheric Aerosols, Condensation and Ice Nuclei, Budapest, Hungary, 3-8 September, 1984, vol. 1, p. 148-153
- Amiranashvili A.G., Kharchilava D.F., Nodia A.G. Data on ozone flow in the lower troposphere over the territory of Georgia. - Quadrennial international ozone symposium, Abstracts, Boulder, Colorado, 4-9 August,

1980, p. 126.

- Anlauf K.G., Lusic M.A., Stevens R.D.S., Wiebe H.A. Surface and aircraft ozone measurements in the Toronto Region. - Proceedings of the Joint Symposium on Atmospheric Ozone, 1977, vol. 111, p. 145-165.
- Attmannspacher W., Hartmannsgruber R. On extremely high values of ozone near the ground. Pure and Appl. Geophysics, 1973, vol. 106-108, № 5-7, p. 1091-1096.
- Bannon J.K. Weather system associated with some occasions of severe turbulence at high altitude. Met. Mag., 1952, vol. 81, № 958, p. 98-101.
- Barrer R.M., Stuart W.I. Proc. Roy. Soc. A., 1957, p. 243.
- Butković V., Cvitas T., Gotovac V., Klasinc L. Variation of tropospheric ozone concentrations in selected areas of Croatia. - VI Congr. mond. qual. air, Paris, 16-20 mai, 1983. Textes conf., vol. 3, Paris, s. 175-180.
- Clarke I.F., Griffing G.W. Aircraft observations of extreme ozone concentrations near thunderstorms. - Atmos. Environ., 1985, 19, № 7, p. 1175-1179.
- Cvitas V.T. Photochemical ozone concentrations in the lower atmosphere of Zagreb with meteorological variables. St. - Reinhalt-Luft, 1979, vol. 39, № 3, p. 92-95.
- Davis D.R., Dean C.E. Lower tropospheric ozone. - "Monthly Weather Rev.", 1966, 94, № 3, p. 179-182.
- Delany A.C., Haagensen P., Walters S., Wartburg A.F., Crutzen P.J. Photochemically produced ozone in the emission from large-scale tropical vegetation fires. - J. Geophys. Res., 1985, D90, № 1, p. 2425-2429.
- Dutkiewicz V.A., Husain L., Rusheed A. Stratospheric ozone in the planetary boundary layer. - Quadrennial international ozone symposium, Abstracts, Boulder, Colorado, 4-9 August, 1980, p. 130.
- Dütsch H.U. Rapid ozone variation in the lower stratosphere in early summer. - Two year of regular ozone soundings over Boulder. - NCAR Tech., 1966, January, p. 51-54.
- Dütsch H.U. Ozonschicht und stratosphärische Spurengassystem. - Chimia, 1978, vol. 32, № 5, p. 149-163.
- Figueira M.F. Near ground ozone and natural radioactivity time variations at Lisbon and their origin. - Proceedings of the joint symposium on atmospheric ozone, 1977, vol. 111, p. 269-279.
- Fricke W., Georgii H.W. Vertical distribution of ozone near an industrial area. - Proceedings of the joint symposium on atmospheric ozone, 1977, vol. 111, p. 237-247.
- Griffing G.W. Ozone and oxides of nitrogen production during thunderstorms. - Geophys. Res., 1977, vol. 82, № 6, p. 943-950.
- Hasebe F. The global fluctuations of total ozone estimated objectively from groundbased observations. - Quadrennial international ozone symposium, Abstracts, Boulder, Colorado, 4-9 August 1980, p. 84.
- Hobbs P.V. The concentration of ice particles and ice nuclei in clouds. Contributions from the cloud physics group, University of Washington. Res. Rpt., 1974, VIII, p. 15.
- Hosler C.L. On the crystallization of supercooled clouds. Journal of Meteorology, 1951, vol. 8, № 5, p. 326-331.

- Jones D.C.E. Further investigation of high-level turbulence. *Met. Mag.*, 1954, vol. 83, № 984, p. 62-66.
- Kartsivadze A.J., Kharchilava D.F., Britayev A.S., Gzirishvili T.G. Nodia A.G., Amiranashvili A.G. On the connection of ozone content with the life cycle of thunderstorms. - IAGA/IAMAP Joint Assembly, Abstracts, Seattle, 22 August - 3 September 1977, p. 172-173.
- Keating G.M., Young D.F. Proposed ozone reference models for the middle atmosphere. - Preprint of paper at XXV COSPAR, Graz, 1984. - 62 p.
- Kroening J.L., Ney E.P. Atmospheric ozone. - *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, № 5, p. 1867-1875.
- Levy H., Mahlman J.D., Moxim W.J., Liu S.C. Tropospheric ozone the role of transport. - *J. Geophys. Res.*, 1985, D90, № 2, p. 3753-3772.
- Lopez A., Kim P.S., Prieur S., Fouran J., Demangué J. Variation de la concentration d'ozone ou niveau du sol sur un site semi-rural du sud-ouest de la France. - *Pollut. atmosph.*, 1982a, 24, № 9, p. 169-174.
- Lopez A., Prieur S., Kim P.S., Fontan J. Variation des concentrations d'ozone dans un site urbain du sud-ouest de la France-Toulouse variation of ozone concentration at an urban site in south-western France-Toulouse. - *Environ. Technol. Lett.*: 1982b, 3, № 2, p. 553-562.
- Mani A., Sreedharan C.R., Haid Ali. Changes the vertical distribution of ozone associated with disturbances over northern India. Proceedings of the joint symposium of atmospheric ozone. Dresden, 9-17 August 1976, Berlin, 1977, vol. 1, p. 361-375.
- Meetham A.R. The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere. - *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1937, vol. 63, № 271, p. 97-101.
- Mukammal E.J., Neumann H.H., Gillespie T.J. Meteorological conditions associated with ozone in south-western Ontario, Canada. - *Atmos. Environ.*, 1982, 16, № 9, p. 2095-2106.
- Orville R.E. Ozone production during thunderstorms, measured by the absorption of ultraviolet radiation from lightning. *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, № 14, p. 3557-3561.
- Paetzold H.K. Vertical atmospheric ozone distributions. - In: *Ozone chemistry and technology*. Washington, 1959, p. 209-220.
- Penkett S.A. Ozone increases in ground-level European air. - *Nature*, 1984, 311, № 5981, p. 14-15.
- Plessing P., Mukherjee A.K. Lowering of the ozone layer during the formation of tropical cyclones and depressions. - *Zeitschrift für Meteorologie. Akademie-Verlag, Berlin*, 1978, B. 28, Heft 5, S. 270-273.
- Ramanathan K.R. Atmospheric ozone and the general circulation of atmosphere. - In: *Sci. Proc. Int. Ass. Met.*, Rome, 1954, London, 1956, p. 3-26.
- Reed R.J. The role of the vertical motions in ozone-weather relationship. *J. Met.*, 1950, vol. 7, № 4, p. 263-267.
- Reed R.J., Julius A.L. A quantitative analysis of two proposed mechanisms for vertical ozone transport in the lower stratosphere. *J. Met.*, 1951, vol. 8, № 5, p. 321-325.
- Reiter R., Kanter H.J. Daily and annual variation of tropospheric ozone under pure air conditions at 700, 1800 and 3000 m a.s.l. and its causes. - Quadrennial international ozone symposium, Abstracts, Boulder, Colorado, 4-9 August 1980, p. 100.

- Rönnebeck K. An electrical ozone measuring instrument. — Proceedings of the Joint Symposium on Atmospheric Ozone. 1977, vol. 1, p. 189–192.
- Rönnebeck K., Sonntag D. Eine weiterentwickelte, elektrochemische Ozonsonde. *Z. Meteorol.*, 1976, Bd. 26, H. 1, S. 15–20.
- Shlanta A. and Kuhn P.M. Ozone and water vapor injected into stratosphere from two isolated thunderstorms. — *Journal of Applied Meteorology*, 1973, vol. 12, № 8, p. 1375–1378.
- Shlanta A., Moore C.B. Ozone and point discharge measurements under thunderclouds. — *J. Geoph. Res.*, 1972, vol. 77, № 24, p. 4500–4511.
- Sonntag D. The electrochemical ozone sensor of the GDR for radio sonders and the evaluation of the measuring data. — Proceedings of the Joint Symposium on Atmospheric Ozone. — Berlin, 1977, vol. 1, p. 175–178.
- Spänkuch D., Döhler W. Statistische Charakteristika der Vertikalprofile von Temperature und Ozone ihre Kreuzkorrelation über Berlin. *Geodät. Geophys. Veröff.*, 1975, Reihe II, № 19, 132 S.
- Sreedharan C.R. and Tiwari V.S. Short-term ground ozone fluctuations at Poona. — *Pure and Applied Geophysics*, 1973, vol. 106–103, № 5–7, p. 1097–1105.
- St. John D.S., du Pont de Nemours E.I. Time trend analyses of ozone measurements. — Quadrennial international ozone symposium, Abstracts, Boulder, Colorado, 4–9 August 1980, p. 81.
- Tiwari V., Sreedharan C. Ozone concentration studies near the ground at Poona. Part I. Diurnal, seasonal and other time variations and ozone flux measurements. — *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, 1973, vol. 24, № 4, p. 353–362, 447.
- Tsunoda Yoshihiro, Satsutani Taisuke. Correlation among ozone concentration, atmospheric ions and meteorological factors in the area of Kobe. — *Met. Fac. Eng. Kobe Univ.*, 1984, № 31, p. 201–210.
- Vassy A.T. The formation of ozone by electrical discharges in the atmosphere: experimental results and the general aspects. *Threshold of Space. Proc. Conf. Chem. Aeronomy.* London, Pergamon Press, 1957, 75 p.
- Vassy A.T. Concentration de l'air en ozone a la station scientifique du Jangfraujoeh; influence des fronts froids. — *C.R. Acad. Sci.*, 1958, vol. 247, № 25, p. 2409–2411.
- Vutkovich F.M., Fishman J., Browell E.V. The reservoir of ozone in the boundary layer of the global tropospheric ozone budget. — *J. Geophys. Res.*, 1985, D90, № 3, p. 5687–5698.
- Warmbt W. Luftchemische Untersuchungen des bodennahen Ozons 1952–1961, Akademie-Verlag, Berlin, 1964a, vol. X, № 72, 92 S.
- Warmbt W. In: Chemische Untersuchungen des bodennahen Ozons 1952–1961, *Abh. Met. Dienst DDR*, 1964b, Bd. 10, № 72, 96 S.
- Warmbt W. Ergebnisse langjähriger Messungen des bodennahen Ozons in der DDR. — *Zeitschrift für Meteorologie.* Akademie-Verlag-Berlin, 1979, Bd. 29, Heft 1, S. 24–31.
- Warmbt W. Messungen des bodennahen Ozons in der Hohen Tatra. *Tagung Gebirgsmeteorologie (8 Internationale Konferenz für karpertenmeteorologie)* Freiberg, 22 bis 25 August 1977. Sonderdruck aus *Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes des DDR.* Akademie-Verlag-Berlin, 1980, Band 16, № 124, S. 191–195.

Warmbt W. Results of long-term measurements of near-surface ozone in the DDR. - A contribution to actual problems on tropospheric ozone. - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы докл., Тбилиси.: Мецниереба, 1982, с. 242-246.

Warmbt W., Herrmann G. Surface ozone measurements utilizing chromium trioxide filters. - Proceedings of the Joint Symposium of Atmospheric Ozone. Dresden 9-17 August 1976. Berlin, 1977, vol. 1, p. 179-188.

Wofsy S.C., McElroy M.B., Sze N.D. Freon consumption: implications for stratospheric ozone. - Science, 1975, vol. 187, № 4176, p. 535-537.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА I. Краткая характеристика орографических и аэросино- птических условий Закавказья	8
ГЛАВА II. Используемая аппаратура и методика измерений со- держания озона и других параметров атмосферы	13
ГЛАВА III. Вариации общего содержания озона и их связь с различными атмосферными процессами	16
1 Сезонные вариации общего содержания озона	16
2 Взаимосвязь между общим содержанием озона и различными метеорологическими параметрами	18
3 Вариации общего содержания озона в барических образованиях	19
4 Общее содержание озона и струйные течения	22
5 Связь общего содержания озона с вертикальными движениями воздуха в атмосфере	26
6 Влияние грозо-градовых процессов на общее содер- жание озона	29
7 Общее содержание озона и некоторые микроприме- си в атмосфере	33
ГЛАВА IV. Вертикальное распределение озона и его связь с синоптическими и динамическими процессами в ат- мосфере	36
1 Характер вертикального распределения озона в раз- личные сезоны года	36
2 Изменчивость вертикального распределения озона при различных аэросиноптических ситуациях	40
3 Особенности вертикального распределения озона при грозовых процессах	45
4 Вертикальное распределение озона и динамические процессы в атмосфере	47
5 Связь влажности с вертикальным распределением озона	52
6 Влияние облачности на вертикальное распределение озона	53
7 Вертикальное распределение озона и аэрозолей в атмосфере	56
ГЛАВА V. Пространственно-временные вариации концентрации приземного озона	58
1 Вариации концентрации приземного озона в город- ской и сельской местности	58
2 Влияние горизонтальных барических градиентов на концентрацию приземного озона	63
3 Связь концентрации приземного озона с некоторыми метеорологическими элементами	69
4 Особенности вариации концентрации приземного озо- на при повышенном загрязнении атмосферы	72
5 Концентрация приземного озона и грозовые процес- сы	77

6	Особенности вариации концентрации приземного озона при градовых процессах	87
7	Вариации концентрации приземного озона над геологическими разломами Земли	90
8	Концентрация приземного озона и некоторые биологические аспекты	92
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	94
	Abstract	95
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	96

CONTENTS

	Pages
INTRODUCTION	6
CHAPTER 1. A brief characteristic of orographic and aerosynoptical conditions in Greater Caucasus	8
CHAPTER 2. The equipment used and the method of measurement of the ozone content and other atmospheric parameters	13
CHAPTER 3. Variations of the total ozone content and their relation to various atmospheric processes	16
1 Total ozone content seasonal variations	16
2 Correlations of the total ozone content and various meteorological parameters	18
3 Variations of the total ozone content in baric formations	19
4 The total ozone content and jets	22
5 The relation of the total ozone content to vertical air motions in the atmosphere	26
6 The influence of thunderstorm-hail processes on the total ozone content	29
7 The total ozone content and some minor constituents in the atmosphere	33
CHAPTER 4. Vertical ozone distribution and its connection with synoptic and dynamic processes in the atmosphere	36
1 The character of vertical ozone distribution in different seasons of the year	36
2 Variability of vertical ozone distribution in various aerosynoptical situations	40
3 Specific features of vertical ozone distribution during thunderstorm processes	45
4 Vertical ozone distribution and dynamic processes in the atmosphere	47
5 Correlation of humidity and vertical ozone distribution	52
6 The influence of cloudiness on vertical ozone distribution	53
7 Vertical distribution of ozone and aerosols in the atmosphere	56
CHAPTER 5. Time-space variations of surface ozone content	58
1 Surface ozone content variations in urban and country regions	58
2 The influence of horizontal baric gradients on the surface ozone content	63
3 The connection of surface ozone content with some meteorological parameters	69
4 Specific features of variations of surface ozone content under increased atmospheric pollution	72
5 Surface ozone concentration and thunderstorm processes	77
	113

6	Specific features of variations of surface ozone content during hail processes	87
7	Variations of surface ozone content over geologic faults	90
8	Surface ozone content and some biological aspects . . .	92
	CONCLUSIONS	94
	ABSTRACT	95
	REFERENCES	96

Редактор В.В. Токарев

Технический редактор М.В. Чумак Корректор Л.Б. Окунькова

Сдано в набор 25.03.88

Подписано в печать 29.02.88

Т - 04859

Формат 70 × 108 1/16

Бум.офс.

Печать офсетная

Усл.печ. л. 10,15

Усл.-кр.отт. 10,27

Уч.-изд.л. 8,19

Тир. 500 экз.

Зак. 2016

Цена 1р.30к.

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
140010, Люберцы 10, Московской обл., Октябрьский проспект, 403