

Федеральная служба России
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ
(ФИЛИАЛА ГГО)



ПРИКЛАДНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

*Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Г. Г. Щукина*



Санкт-Петербург
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
2002

УДК 551.521+551.501.81(061.8)+551.594

Редакционная коллегия:

д-р физ.-мат. наук Г. Г. Щукин, д-р физ.-мат. наук А. Д. Егоров,
канд. физ.-мат. наук А. И. Решетников,
канд. физ.-мат. наук Я. М. Шварц

Представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований характеристик атмосферного электричества, озона и других характеристик атмосферы, выполненных как дистанционными, так и контактными методами.

Рассчитан на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, радиотехники. Рекомендуются аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

II 1805040400-51
069(02)—02

© Научно-исследовательский центр
дистанционного зондирования
атмосферы (филиал ИГО), 2002

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНФОРМАТИВНОСТИ
ДАНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
СВЧ-РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
МТВЗА ИСЗ „МЕТЕОР-3М”**

СВЧ-радиометр МТВЗА ИСЗ „Метеор-3М” имеет шесть каналов наблюдений в линиях поглощения водяного пара 1,35 см (19 и 22,235 ГГц) и 1,6 мм ($183,31 \pm 7$; $183,31 \pm 3$ и $183,31 \pm 1$ ГГц), пять каналов в полосе поглощения кислорода 0,5 см (52,28; 52,85; 53,33; 54,4 и 55,45 ГГц) и пять каналов в „окнах прозрачности” (33; 36,5; 42; 48 и 91,65 ГГц).

Для проведения численных исследований информативности СВЧ-радиометрического комплекса МТВЗА были разработаны и реализованы алгоритмы расчета поля уходящего радиотеплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности с учетом поляризации и многократного рассеяния. Необходимость учета рассеяния обусловлена тем, что при наличии осадков его влияние может приводить к изменению радиояркостной температуры уходящего излучения на несколько градусов, особенно в области низкочастотных каналов 19—37 ГГц. Например, при интенсивности дождя 10 мм/ч учет рассеяния улучшает показания примерно на 1 К для канала 36,5 ГГц; на 2 К для канала 19 ГГц, на 0,5 К для канала 42 ГГц и на 0,1—0,2 К для остальных по сравнению с результатами наилучшего, простого приближенного расчета, когда учитывается только чистое поглощение.

Радиационная модель предусматривает возможность учитывать влияние облачности и осадков (дождя, мороси), а также моделировать излучение основных типов поверхности — водной поверхности с учетом солености воды и скорости приводного ветра; почвы с учетом ее влажности, шероховатости и биомассы растительности; снежно-ледовых покровов с учетом плотности снега и солености льда. При расчете поглощения излучения водяным паром в атмосфере могут быть использованы методики [2] или [3]. Расчеты коэффициентов поглощения кислорода в области полосы 5 мм до 67 ГГц проводятся согласно методике [5];

свыше 67 ГГц — с использованием стандартных квантово-механических формул.

Для задания высотного распределения параметров состояния атмосферы (давления, температуры, содержания водяного пара) использовались модели, полученные путем статистической обработки данных радиозондирования в п. Воейково за 15 лет [1], детализированные по месяцам и типам облачности, а также некоторые стандартные модели.

В дальнейшем были реализованы алгоритмы расчета весовых функций для линеаризованного оператора вариаций уравнения переноса излучения и алгоритмы оценки информативности и точности восстановления параметров состояния атмосферы и подстилающей поверхности на основе анализа матриц ошибок. На рис. 1 представлен пример расчета весовых функций влияния вариаций температуры на уходящее радиотепловое излучение для каналов наблюдения МТВЗА в области 5-мм полосы поглощения кислорода (без учета исключенных каналов). Расчеты проводились для условий летней ясной погоды (август, интегральное содержание водяного пара $Q = 18,6 \text{ кг/м}^2$, песчаная, поросшая травой почва) и угла наблюдения 50° . Можно видеть, что возможности комплекса МТВЗА для зондирования вертикального профиля температуры в атмосфере ограничены высотой 15—20 км. На рис. 2 показана трансформация этих весовых функций в случае наличия облачности и осадков (облачность в слое 1—6 км, интегральное содержание жидкокапельной влаги $W = 1,24 \text{ кг/м}^2$ и дождь интенсивностью 10 мм/ч в нижнем километровом слое, $Q = 24,7 \text{ кг/м}^2$). Наличие облачности приводит к смещению максимума весовых функций вверх для каналов наблюдений 52—54 ГГц до уровня верхней границы облачности (рис. 2 а) и увеличению самих максимальных значений, слой же осадков (рис. 2 б) может приводить к появлению вторичного максимума.

Дальнейший анализ перспектив использования данных наблюдений радиометра МТВЗА был выполнен на основе численного исследования матрицы ошибок [4]. На рис. 3 результаты этих исследований охарактеризованы величиной k — показателя относительного уменьшения погрешности восстановления (далее — эффективность восстановления) по сравнению с априорной неопределенностью рассмотренных характеристик атмосферы —

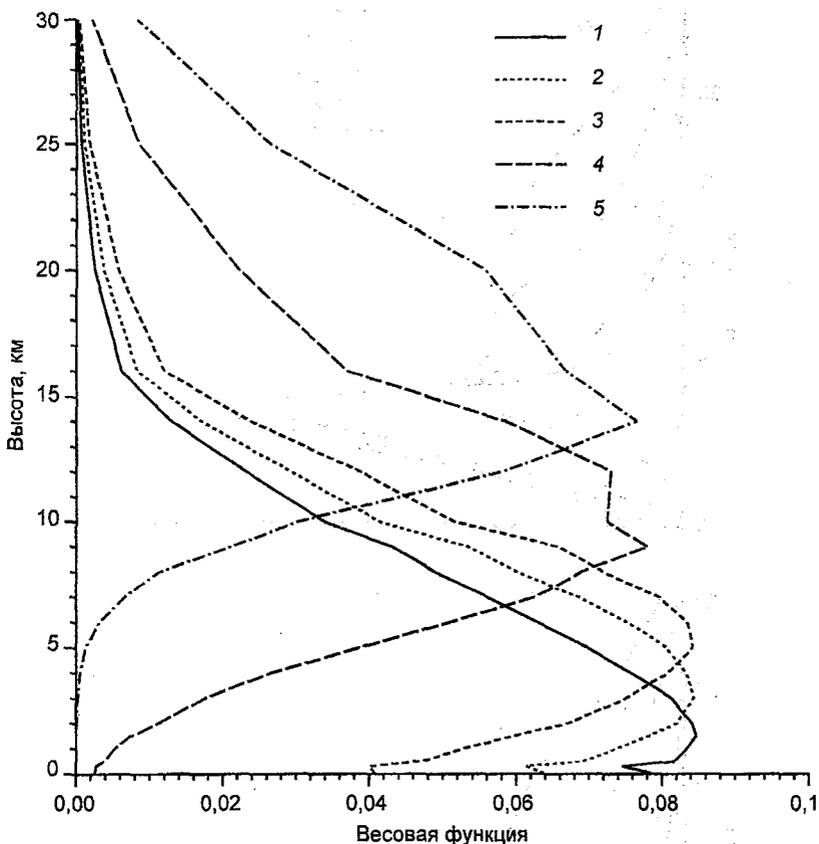
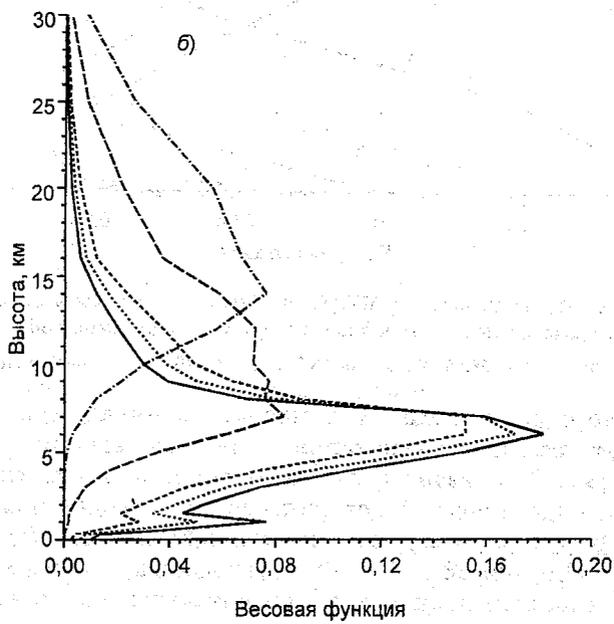
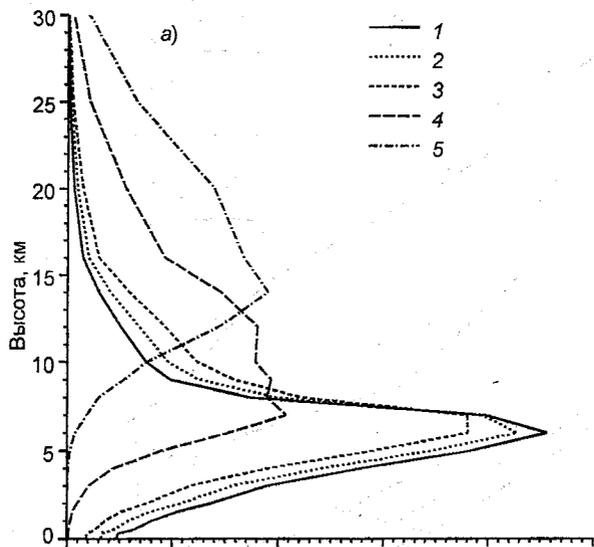


Рис. 1. Весовые функции каналов МТВЗА в области 5-мм полосы поглощения кислорода в условиях ясной погоды при угле наблюдения 50°

1 — 52,28 ГГц; 2 — 52,85 ГГц; 3 — 53,33 ГГц; 4 — 54,40 ГГц; 5 — 55,45 ГГц

вертикального распределения температуры, влажности атмосферы и интегрального содержания жидкокапельной влаги в облаках. На рис. 3 показано влияние облачности, точности измерений, типа подстилающей поверхности (суша/вода), поляризации регистрируемого излучения и угла наблюдения. Для каналов 19; 33; 36,5; 42; 48 и 91,6 ГГц регистрация излучения осуществляется на вертикальной и горизонтальной поляризациях. Расчеты проводились с учетом обоих видов поляризации, но



влияние поляризации исследовалось в предположении, что все каналы регистрируют только вертикально поляризованное излучение. Рассмотрение гипотетических случаев наблюдения радиометра МТВЗА в надир или без учета поляризации проводилось не только с целью оценить достоинства и недостатки реализованной схемы эксперимента, но и для того, чтобы выявить важнейшие факторы, влияющие на точностные характеристики получаемых результатов.

Для всех приведенных на рис. 3 характеристик состояния атмосферы происходит резкое ухудшение эффективности восстановления у поверхности земли и плавное — при увеличении водозапаса облаков на высотах от верхней границы облачности и ниже. При повышении точности измерения радиоярких температур эффективность восстановления заметно увеличивается на всех высотах. В случае проведения наблюдений над водной поверхностью рост k отмечается в приповерхностном слое до 5—7 км. Увеличение угла наблюдения приводит к заметному повышению эффективности восстановления только для верхних слоев атмосферы.

Численные исследования показали, что оптимальные значения погрешности восстановления (эффективность до 50 %) можно получить для случая ясной погоды или слабой облачности при восстановлении температуры в 4—5 слоях с центрами от 1 до 15 км и характеристик влагосодержания в 2—3 слоях с центрами от 2 до 10 км. Другим фактором повышения точности является использование детальной статистики на основе эмпирических данных о вертикальном распределении температуры и влажности атмосферы с учетом времени года и времени суток, а также привлечение данных наземной метеосети. При выполнении вышеизложенного можно ожидать уменьшения погрешности определения температуры до 1—1,5 К, относительной погрешности восстановления влажности и водности облаков до 10 и 15 % соответственно.

Рис. 2. Весовые функции каналов МТВЗА в области 5-мм полосы поглощения кислорода в условиях облачности (а) и облачности с дождем (б) при угле наблюдения 50°

Усл. обозначения см. рис. 1

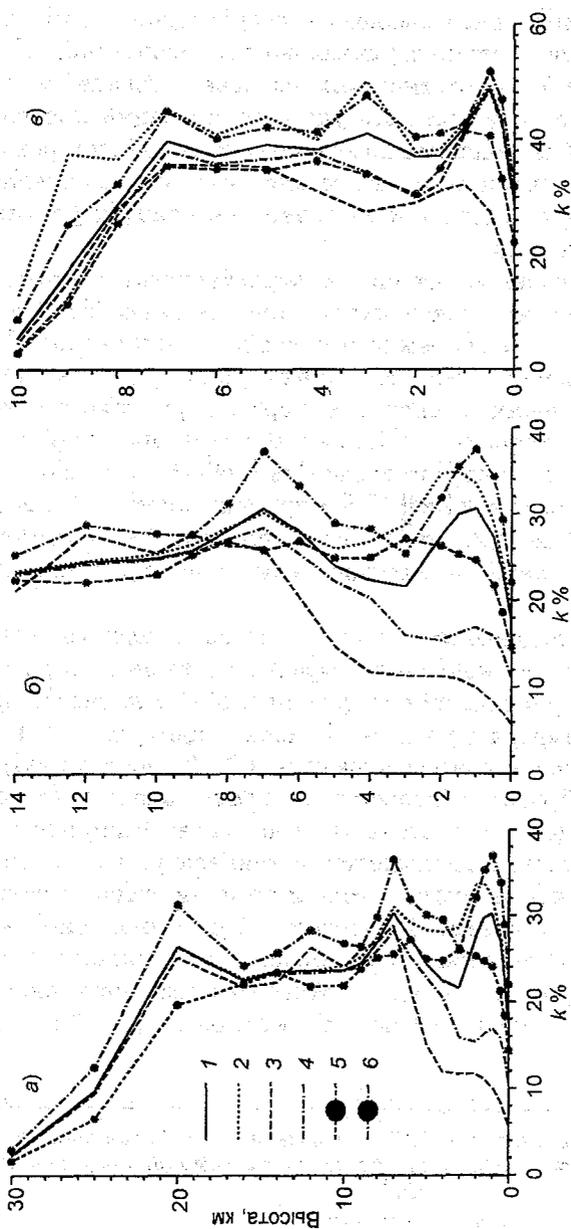


Рис. 3. Влияние облачности и условий наблюдения на эффективность восстановления профилей k температуры (а), влажности (б), водности облаков (в) — поверхность океана; 3 — облачность; 4 — вертикальная поляризация; 5 — угол наблюдения 0° ; 6 — $\sigma T_n = 0,2$ К

1 — ясно, суша, $\sigma T_n = 0,5$ К, угол наблюдения 50° ; 2 — поверхность океана; 3 — облачность; 4 — вертикальная поляризация; 5 — угол наблюдения 0° ; 6 — $\sigma T_n = 0,2$ К

При водозапасе облаков более $0,4-0,5 \text{ кг/м}^2$ и высоте их верхней границы более 3 км процедура восстановления температуры и влажности фактически сводится к определению температуры и общего содержания водяного пара в надоблачном слое атмосферы. В этом случае, как и при определении интегральных характеристик влагосодержания в безоблачной атмосфере (или при слабой облачности до $W = 0,3 \text{ кг/м}^2$), эффективность восстановления достигает значений 75—95 % в зависимости от точности измерений и угла наблюдения, особенностей подстилающей поверхности и т. п. Согласно полученным результатам, предельная относительная погрешность определения общего содержания парообразной и жидкой влаги составляет около 5 %.

При численных исследованиях точности определения характеристик состояния подстилающей поверхности предполагалось, что ее радиационные свойства могут быть заданы значениями двух параметров — кинетической температурой самой поверхности и параметром, определяющим ее излучательную способность. Для суши в качестве такого параметра была рассмотрена влажность почвы, а для морской поверхности исследовалась возможная точность определения скорости приводного ветра. Полученные оценки эффективности восстановления приведены в таблице в виде пары значений для каждого параметра, соответствующих углам наблюдения 50° (числитель) и 0° (знаменатель).

Общей закономерностью для приведенных результатов является постепенное снижение эффективности восстановления с увеличением оптической плотности атмосферы вследствие появления облачности и осадков, происходящее из-за смещения вверх весовых функций всех каналов. Вследствие этого уменьшается чувствительность данных наблюдения к изменениям характеристик поверхности и содержания влаги в нижних слоях атмосферы. Уменьшение чувствительности происходит быстрее для высокочастотных каналов, поэтому в случае последней модели с дождем для определения характеристик поверхности реально пригодны лишь каналы 19 и 22,235 ГГц. Так, в условиях безоблачной атмосферы для угла 0° раздельное восстановление параметров, связанных с состоянием подстилающей поверхности, возможно благодаря наличию особенностей спектрального хода уходящего радиотеплового излучения, формируемого по-

Значения эффективности восстановления (%) параметров состояния поверхности и интегральных характеристик влагосодержания

Суша	T_n	ρ_n	Q	W	I
Ясно (0,2 К)	67/58	81/79	80/79	98/97	
Ясно (0,5 К)	61/44	75/70	64/61	97/96	
Облачно (0,5 К)	49/24	53/67	25/36	86/74	
Дождь (0,5 К)	36/13	27/52	30/37	61/60	26/8
Вода (морская поверхность)	T_n	V_n	Q	W	I
Ясно (0,2 К)	71/31	90/51	92/92	99/98	
Ясно (0,5 К)	42/21	80/48	86/85	98/97	
Облачно (0,5 К)	20/6	37/43	69/76	95/93	
Дождь (0,5 К)	17/2	15/14	46/66	67/69	41/40

Примечание. В скобках указана σT_n — погрешность измерения; T_n — температура поверхности, ρ_n и V_n — влажность почвы и скорость приводного ветра, Q и W — общее содержание парообразной и жидкокапельной влаги соответственно, I — интенсивность осадков.

верхностью. При появлении облачности и осадков объем информации о состоянии поверхности резко снижается, что приводит к резкому увеличению погрешности определения рассматриваемых параметров.

Другим фактором, снижающим эффективность восстановления данных наблюдений радиометра МТВЗА, является деполяризующее действие слоев облачности и осадков. Для суши поляризационные эффекты приводят к тому, что, например, к вариациям температуры поверхности более чувствительна вертикально поляризованная компонента излучения поверхности, а к вариациям параметра, связанного с излучательной способностью, — горизонтально поляризованная компонента. Для морской поверхности ситуация иная — поляризационные эффекты никак не сказываются на чувствительности уходящего излучения к вариациям излучательной способности воды, а вариации температуры приводят к вариациям вертикально поляризованной компоненты, в несколько раз большим вариаций горизонтально поляризованной компоненты. При наличии облачности и тем более осадков эти различия практически исчезают, что и подтверждается данными таблицы для параметров T_n , ρ_n и V_n .

Эффективность восстановления интегральных характеристик влагосодержания Q и W слабо зависит от угла наблюдения, по-

скольку в данном случае все определяется контрастом радиояростной температуры подстилающей поверхности и температурой слоев атмосферы, формирующих уходящее излучение. Об этом свидетельствует различие результатов для поверхности воды и суши.

В целом можно отметить высокие значения эффективности восстановления для всех параметров в условиях безоблачной атмосферы, особенно при высокой точности проведения наблюдений (с погрешностью 0,2 К), а также хорошие перспективы при определении Q и W над водной поверхностью.

Приведенные результаты численных исследований относились к идеализированному случаю горизонтально однородной атмосферы и поверхности. Предполагалось также, что нам заранее известно о наличии или отсутствии облачности, о характере и основных свойствах поверхности. На практике, в связи со значительными размерами полей зрения каналов МТВЗА и их существенным различием от канала к каналу, возникает необходимость разработки методик предварительной фильтрации данных наблюдений неоднородных ситуаций и предварительной идентификации характера поверхности и состояния облачности. Для разработки таких методик, а также для окончательной отладки и калибровки методик обработки результатов наблюдений необходимо наличие независимой дополнительной информации о восстанавливаемых характеристиках атмосферы и поверхности. Получение таких данных возможно путем проведения наземных наблюдений, или с использованием данных наблюдений других ИСЗ, таких как NOAA. Использование данных наблюдений ИСЗ NOAA интересно также тем, что на новой серии этих ИСЗ — NOAA-15 и NOAA-16 — установлены двадцатиканальные СВЧ-радиометры (AMSU), по характеристикам близкие к МТВЗА. Главным отличием является наличие только двух каналов 23,8 и 31,4 ГГц в низкочастотной части диапазона миллиметровых волн вместо шести каналов: 19; 22,2; 33; 36,5; 42 и 48 ГГц — у МТВЗА, а также наличие у AMSU группы каналов в центре полосы поглощения кислорода для термического зондирования атмосферы до высоты 40 км.

На рис. 4 приведены результаты сравнения эффективности восстановления вертикальных распределений температурно-влажностных характеристик атмосферы по данным наблюдений

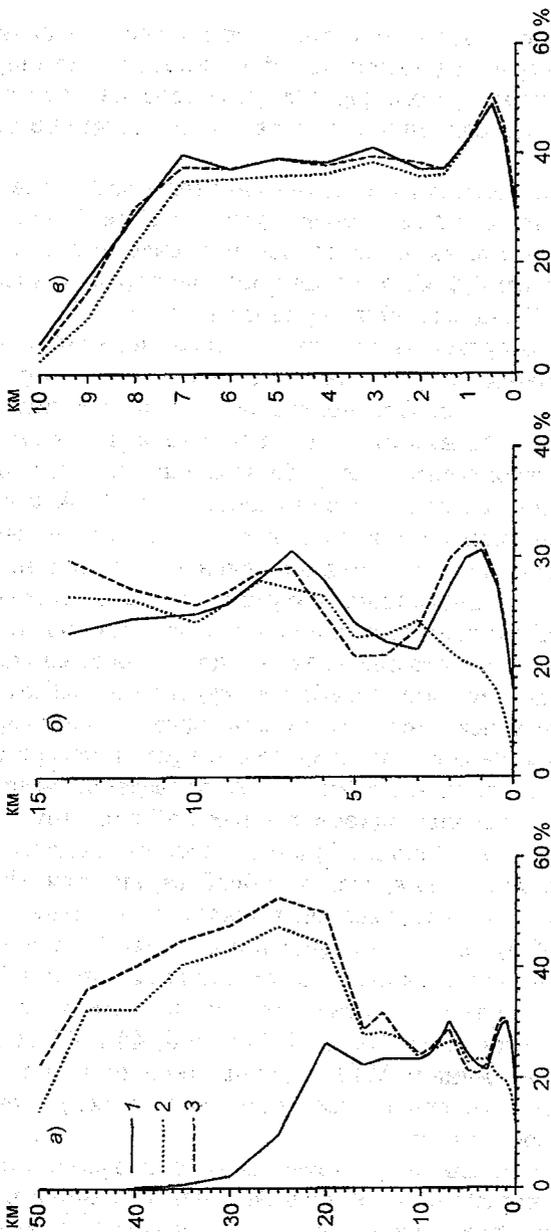


Рис. 4. Эффективность (%) восстановления профилей температуры (а), влажности атмосферы (б) и водности облаков атмосферы СВЧ-радиометрами

1 — МТВЗА; угол наблюдения 50°, погрешность измерений 0,5 К; 2 — AMSU, угол наблюдения 0°; 3 — AUSU, угол наблюдения 50°

обоих радиометров, которые позволяют сделать вывод, что их потенциальные возможности зондирования тропосферы практически совпадают, что же касается возможности зондирования характеристик поверхности, то данные наблюдений AMSU позволяют определять их с приемлемой точностью (при эффективности восстановления 50 % и более) только в условиях безоблачной атмосферы или при незначительной облачности.

Помимо ценности самих данных наблюдений AMSU NOAA, они могут представлять интерес для отладки алгоритмов зондирования температурно-влажностных характеристик тропосферы, а в совокупности с данными радиометра AVHRR послужить материалом для модельных испытаний алгоритмов обработки данных МТВЗА в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васищева М. А., Щукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. Обнинск, Информационный центр. 1976. 93 с.
2. Жевакин С. А., Наумов А. П. Распространение сантиметровых, миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн в земной атмосфере // Изв. вузов. Радиофизика. 1967. Т. 10, № 9—10. С. 1213—1243.
3. Зражевский А. Ю. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах // Радиотехника и электроника. 1976. Т. 21, № 5. С. 951—957.
4. Образцов С. П., Щукин Г. Г. СВЧ-радиометрическое определение высотных распределений температур и характеристик влагосодержания атмосферы // Труды НИЦ ДЗА. 1997. Вып. 1 (546). С. 20—32.
5. Liebe H. L., Rosenkranz P. W., Hufford G. A. // J. Quant. Radiat Spectr. Transfer. 1992. V. 48. P. 629—645.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ ЛИДАРНЫМИ СИСТЕМАМИ

В работе рассматривается обратная задача многопозиционного лидарного зондирования атмосферного аэрозоля. Выполняется исследование погрешностей лидарных измерений аэрозольных характеристик, в том числе в неоднородной атмосфере. Лидарное уравнение решается относительно оптических параметров как в приближении малой фоновой засветки, так и с учетом конечности ее величины.

В настоящее время развиваются два альтернативных направления решения проблемы неопределенности лидарного уравнения

$$S(\bar{R}_i, \bar{r}_j) = \beta(\bar{r}_j)T_{i,j}^2, \quad (1)$$

$$T_{i,j} = \exp \left(- \int_{c_{i,j}} \sigma(\bar{r}) d\bar{r} \right),$$

где $S(\bar{R}_i, \bar{r}_j) = P_{i,j}/Af$ — скорректированный сигнал обратного рассеяния; T — коэффициент пропускания атмосферы; $P_{i,j}$ — мощность сигнала обратного рассеяния; \bar{r}_j — радиус-вектор зондируемого рассеивающего элемента; \bar{R}_i — радиус-вектор точки послылки световых импульсов и приема сигналов обратного рассеяния, причем рассматривается как однопозиционное зондирование с фиксированным радиусом-вектором \bar{R}_i , так и многопозиционное зондирование (i -й точке расположения приемопередатчика соответствует радиус-вектор \bar{R}_i , $i = 1, 2, \dots$); $f = = K(\bar{r}_j - \bar{R}_i)^{-2}$ — геометрический фактор лидара; K — коэффициент заполнения; A — постоянная лидара; β — коэффициент обратного рассеяния; σ — коэффициент ослабления; \bar{r} — текущий

радиус-вектор точки прямой, проходящей через точки i, j ; $c_{i,j}$ — отрезок $[\vec{R}_i, \vec{r}_j]$, по которому вычисляется интеграл в уравнении (1); $d\vec{r}$ — элемент длины отрезка.

Направление однопозиционного зондирования базируется на традиционных допущениях о состоянии среды. Новое направление основано на строгом решении обращаемого уравнения. Подход к разработке методов лидарного зондирования, основанный на строгом решении лидарного уравнения, предусматривает посылку зондирующих импульсов к исследуемому объему по двум и более направлениям и прием сигналов обратного рассеяния. Особенностью решения является дифференцирование сигнала по направлению. Данная операция позволяет определить не только коэффициент ослабления, но и компоненты градиента коэффициента обратного рассеяния, если число направлений зондирования превышает размерность пространства зондирования, однако она применима лишь при исследовании сред незначительной неоднородности, где задача является математически корректной.

В работах [1, 2, 4] обоснован многопозиционный интегральный метод лидарного зондирования неоднородной атмосферы, предусматривающий процедуру определения начальных условий и связи между коэффициентами ослабления и обратного рассеяния, при отсутствии пространственной изменчивости которой задача также математически корректна. Выполнено численное исследование информативности разработанного метода, его чувствительности к ошибкам в исходных данных, проведен анализ статистического интегрального решения обратной задачи многолучевого лидарного зондирования среды. Исследование информативности метода осуществлено как с использованием теории переноса ошибок, так и посредством решения прямой и обратной задач с введением реалистичных возмущений в эхо-сигналы. В систему уравнений многопозиционного зондирования введены коэффициенты, зависящие от размеров и положений отрезков в пространстве. Коэффициентами регулируются систематические и случайные погрешности лидарных измерений для достижения максимальной информативности метода. Для типичных атмосферных условий при использовании метода многопозиционного

зондирования случайная погрешность измерений оказывается сопоставимой, а систематическая — в несколько раз меньше, чем ее значение при однопозиционном зондировании. В качестве примера проанализированы результаты зондирования атмосферы в п. Сиверский (Ленинградская область) лидаром на основе рубинового лазера: длина волны излучения 694,3 нм, длительность импульса 30 нс, энергия в импульсе 0,07—0,15 Дж, случайная погрешность производной сигнала не превышает $0,2/D$, где D — пространственная протяженность участка зондирования, радиус действия не превышает 1 км. Для описания результатов зондирования неоднородной атмосферы был применен метод, включающий в себя апостериорное определение степенной связи между коэффициентом ослабления и обратного рассеяния, существование которой показал выполненный в работе анализ данных. Оказалось, что степень варьирует в широких пределах (от 1 до 3) при изменении атмосферных условий. Это важно учитывать для достижения достоверности результатов лидарного определения искомых оптических параметров атмосферы. Операцию определения численного значения степени в выражении, связывающем оптические коэффициенты, целесообразно положить в основу метода сравнения результатов лидарных и независимых измерений характеристик неоднородной атмосферы.

Новый метод развит для обеспечения возможности зондирования аэрозолей на расстояниях, существенно превышающих дальность действия лидара, характеристики которого приведены выше. С этой целью найдено строгое решение лидарного уравнения с учетом фоновой засветки, обобщающего уравнение работы [3] и распространяющего его на случай многопозиционного зондирования

$$P(\bar{R}_i, \bar{r}_j) = P_*(\bar{R}_i) + Af\beta(\bar{r}_j)T_{i,j}^2, \quad (2)$$

где P_* — мощность солнечного излучения, рассеянного атмосферой в направлении приемного устройства лидара, зависящая от положения точки посылки импульсов и связанного с ним направления на исследуемый объем.

Коэффициент ослабления, его производные и производные коэффициента обратного рассеяния определяются (вне ближней

зоны лидара, т. е. при $K = 1$) на основании решения системы уравнений:

$$\frac{1}{W_i} \left((\ln \beta)_i'' + 2 \left(\frac{1}{R_i^2} - \sigma_i' \right) \right) + W_i = (\ln P_i)', \quad i = 1, 2, \dots, 8. \quad (3)$$

Здесь введены обозначения

$$W_i = (\ln \beta)_i' - 2 \left(\frac{1}{R_i} + \sigma \right),$$

$$(\ln \beta)_i' = \frac{\partial \ln \beta}{\partial x} \cos \alpha_i + \frac{\partial \ln \beta}{\partial y} \sin \alpha_i,$$

$$\sigma_i' = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \cos \alpha_i + \frac{\partial \sigma}{\partial y} \sin \alpha_i,$$

$$(\ln \beta)_i'' = \frac{\partial^2 \ln \beta}{\partial x^2} \cos^2 \alpha_i + \frac{\partial^2 \ln \beta}{\partial y^2} \sin^2 \alpha_i + 2 \frac{\partial^2 \ln \beta}{\partial x \partial y} \sin \alpha_i \cos \alpha_i,$$

где α_i — угол места.

С использованием найденного решения разработан алгоритм, учитывающий особенности сигнала обратного рассеяния на сравнительно больших расстояниях от лидара (геометрические особенности приемопередающей схемы лазерных устройств, особенности приемной аппаратуры, в том числе ее чувствительность). Проанализированы данные, полученные лидами на основе рубинового лазера и описанные в работе [1] и аналогичным устройством, радиус действия которого превышал 10 км. Установлено, что фоновой засветкой для лидаров [1] можно пренебречь. Удовлетворительные результаты интерпретации данных многократного зондирования на достаточно больших отрезках (с пространственной протяженностью в несколько километров) получены вплоть до незначительных концентраций аэрозоля в атмосферном воздухе (до значений коэффициента ослабления, не превышающего нескольких сотых км^{-1}).

Сравнительный анализ данных лидарных, трансмиссометрических и фотоэлектрических измерений концентраций аэрозольных частиц, выполненных в разнообразных условиях (в крупном промышленном центре, пустынной, горной зонах) показал удовлетворительную сопоставимость результатов, полученных различными методами.

Для условий натуральных экспериментов осуществлено моделирование процесса рассеяния электромагнитных волн, которое оказалось эффективным для сферических частиц, составленных из однородного ядра и неоднородной оболочки. Результаты позволили объяснить существование корреляции коэффициента ослабления с концентрацией частиц при измерениях в Воейково, С.-Петербурге, Репетеке, Абастумани.

Таким образом, решаемая задача является математически корректной в условиях однородной атмосферы, а также для неоднородной атмосферы при неизменной в пространстве степенной зависимости между коэффициентами ослабления и обратного рассеяния. Операция определения степени в этой зависимости может быть положена в основу метода сравнения результатов лидарных и независимых измерений характеристик неоднородной атмосферы. Строгое решение лидарного уравнения удалось распространить на случай конечной фоновой засветки, которая рассматривается в качестве одной из неизвестных величин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров А. Д., Потапова И. А., Шукин Г. Г. Методы лидарного зондирования атмосферного аэрозоля // *Оптический журнал*. 2001. Т. 68, № 11. С. 10—14.
2. Потапова И. А. Метод интерпретации данных лидарного зондирования // III Международная конференция „Естественные и антропогенные аэрозоли”. СПб., 2001. С. 57—58.
3. Collis R. T. H., Russel P. B. Lidar measurement of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption // *Laser monitoring of the atmosphere*, edited by E. D. Hinkley, Springer-Verlag, Berlin. 1976. P. 71—151
4. Yegorova I. A., Yegorov A. D. Comparative analysis of multipositional remote sensing techniques // *Image processing, and synthetic Aperture Radar for Remote sensing, proc. of SPIE*. 1997. V. 3217. P. 398—403.

К ВОПРОСУ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛАЗЕРОВ ДЛЯ РЕГУЛИРОВАНИЯ ГРОВОЙ АКТИВНОСТИ ОБЛАКОВ

Мощное лазерное излучение не только воздействует на микрофизические процессы в атмосфере и облаках [2, 7], но и создает в атмосфере ионизационные каналы. Оно способствует иницированию разрядных процессов в лабораторных условиях [1, 9, 22], а также приводит к иницированию молниевых разрядов в грозовых облаках [1, 7, 11, 21, 22].

Экспериментальные исследования по взаимодействию лазерного излучения с электроактивными зонами грозовых облаков рассматривались в работах [1, 11, 21, 22]. В работе [11] приведены результаты проводившихся в Японии экспериментов по иницированию молний из грозовых облаков с помощью CO_2 -лазеров. Указывается, что существует четыре проблемы, решение которых определяет успешность проведения этих экспериментов: понимание процессов иницирования разрядов, особенности прохождения лазерного излучения в воздухе, формирование ионизованных лазерных каналов, задание времени включения лазера. Воздействие на грозовые облака в Японии проводилось в зимнее время. Лазер включался после первого внутриоблачного молниевых разряда, возникшего в грозовом облаке. Из многочисленных экспериментов всего лишь два можно признать успешными; в этих случаях от башни высотой 50 м вверх шел восходящий лидер, через башню разряжалась область облака с горизонтальными размерами около 2 км, током молнии 35 кА, а переносимый заряд составлял 3 Кл.

В работах [21, 22] рассматривались эксперименты по иницированию стримера с плазменным каналом во внешнем электрическом поле с помощью CO_2 -лазера. В результате проведенных экспериментов было обнаружено, что напряженность электрического поля, необходимого для иницирования стримера с плазменным каналом, зависит от количества поглощаемой энергии, которая идет на создание плазменного канала, а не от длины канала. Чем больше поглощаемая энергия, тем меньше значения напряженности электрического поля. В проведенных экс-

периментах минимальная напряженность электрического поля, при которой возникал разряд, инициированный лазером, составляла 200 кВ/м. Напряженность электрического поля, необходимого для поддержания стримера, ниже, чем для его инициирования; она составляет 170 кВ/м.

В работе [21] измерялась напряженность электрического поля ($E_{\text{п}}$) на вышке высотой 50 м и одновременно на земной поверхности для десяти гроз. Было установлено, что значение $E_{\text{п}}$ на высоте 50 м на два порядка выше, чем у поверхности земли. Из этого сделано заключение, что можно инициировать молнию из грозового облака, если создать с помощью лазера плазменный канал, идущий вверх от вышки.

Согласно данным экспериментальных работ [11, 21, 22] и теоретического анализа, проведенного в [1, 7, 9, 10], инициирование молний из грозового облака с помощью лазера связано с тем, что луч лазера создает в атмосфере проводящий плазменный канал ограниченной протяженности, который находится во внешнем электрическом поле грозового облака. Как предполагается в [1, 7], такой разряд аналогичен разряду, возникающему при взаимодействии проводящего стержня, находящегося во внешнем электрическом поле грозового облака. При этом возникает проблема, состоящая в том, насколько правомерно переносить представление о проводящем стержне на проводящий канал, создаваемый лазером. Проводящий стержень, находящийся во внешнем электрическом поле, поляризуется за счет движения свободных электронов таким образом, что поле на концах проводника усиливается и это в дальнейшем приводит к инициированию разряда. В случае лазерного канала наряду с ионизацией молекул воздуха, дающей электроны, идет процесс образования более тяжелых отрицательных ионов, которые ухудшают свойства лазерного канала как проводника с характерным временем $2 \cdot 10^{-7}$ с [10]. В то же время CO_2 -лазер со временем импульса $\tau = 5 \cdot 10^{-8}$ с и мощностью 10^7 — 10^9 Вт/см² создает канал с температурой порядка нескольких тысяч градусов, и потери электронов уменьшаются за счет прилипания к молекулам и рекомбинации с положительными полями [1].

В случае ультрафиолетового лазера, создающего тонкий ионизованный канал, температура канала низкая и отрицательные ионы образуются в достаточном количестве. Поэтому, как

предполагается в [1], для освобождения электронов из отрицательных ионов можно также использовать лазер, работающий в видимой части излучения.

Как показывают оценки, проведенные на основе работ [1, 7], минимальная концентрация ионов в канале, необходимая для его эквивалентности проводящему стержню, составляет 10^{12} см^{-3} , при этом длина канала 20 м, радиус 3,88 см, временной импульс $5 \cdot 10^{-8} \text{ с}$.

Из анализа, проведенного в [1], следует, что наиболее перспективными в настоящее время являются наземные методы, в которых инициирование молний из грозových облаков проводится с помощью лазеров, установленных на высотных объектах.

Важной задачей, возникающей при инициировании, является выбор момента включения. В [11] лазер включался после первого внутриоблачного разряда. На основе решения задачи об электризации грозového облака с помощью простой аналитической модели можно показать, что внутриоблачные разряды обычно предшествуют разряду облако—земля. Это теоретически обосновывает выбор момента включения лазера, сделанный в [11]. Как следует из [4], существует три стадии эволюции грозového облака (рост, зрелая молниевая активная стадия, диссипация), которые определяются с помощью дистанционных радиотехнических средств (РТС). Воздействие на облака с помощью лазера оптимально в том случае, когда облако находится в предгрозovém состоянии и поэтому молниевые разряды в нем не возникают. Своевременное определение предгрозového состояния облака с помощью наземных РТС является сложной задачей и требует наземных и самолетных измерений напряженности электрического поля. В [11] лазер включался после первого внутриоблачного разряда, так как предполагалось, что за внутриоблачным разрядом последует разряд облако—земля. Это следует также из моделирования электризации грозových облаков.

В настоящее время существует две принципиально различные модели, объясняющие структуру грозových облаков, процессы их электризации, разделения зарядов в них, а следовательно, возникновение молниевых разрядов в облаках [3]. В первой основную роль играют осадки, во второй — конвекция. Наибольшее распространение получила модель „гипотеза осадков”, на которой базируются исследования, проводимые в ГГО.

Для построения полной численной модели грозового облака необходимо рассмотрение модели термогидродинамики облака, которая включает микрофизические процессы, описывающие рост облачных частиц и частиц осадков как в жидкой, так и в твердой фазах за счет процессов конденсации, сублимации и коагуляции, совместно с моделью электризации облачных частиц и частиц осадков [8, 18, 23].

Как показано в [18, 22] по данным численного моделирования, а также в [14, 15] по результатам экспериментальных исследований, быстрый рост электрических зарядов на облачных частицах и частицах осадков и усиление электрических полей в облаке начинается при достаточном быстром росте облачных частиц и частиц осадков как в ледяной, так и в жидкой фазах. Кроме того, как следует из этих работ, важную роль играет электризация при столкновениях частиц крупы с ледяными кристаллами. Поэтому далее рассматривается задача об электризации грозового облака при заданном составе ледяных кристаллов и частиц крупы/града. Механизм электризации исследовался как в лабораторных [17], так и в натуральных [15, 16] условиях. Физический смысл этого механизма состоит в следующем: при столкновениях ледяных кристаллов с частицами крупы и последующем отскоке ледяных кристаллов происходит микроэлектризация частиц, в результате которой при единичном столкновении при температуре T ниже $-10...-20$ °С отрицательный заряд приобретает частица крупы, а положительный — ледяной кристалл. Заряд, приобретаемый крупой, составляет (-10^{-15} Кл). При множественных столкновениях заряд крупы может достигать 10^{-12} Кл [16, 18, 19]. Если температура T выше $-10...-20$ °С, ситуация обратная, т. е. положительный заряд приобретают частицы крупы, а отрицательный — ледяные кристаллы. Этот механизм, как показано в [12], требует наличия переохлажденных водяных капель в объеме, где происходят столкновения частиц.

В грозовом облаке электризация приводит к формированию дипольной структуры, когда на вершине облака скапливается положительный электрический заряд, переносимый на ледяных кристаллах вертикальным конвективным потоком, а внизу формируется отрицательный заряд, переносимый падающими

вниз частицами крупы/града. Именно механизмом электризации можно объяснить трехзарядную электрическую структуру облака [3, 19].

Система уравнений, описывающих процесс электризации при столкновениях ледяных кристаллов и частиц крупы/града, записывается в цилиндрически симметричном случае в следующем виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} [(w - v_i)\rho_i] &= -S(z, t); \\ \frac{\partial \rho_g}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} [(w - v_g)\rho_g] &= S(z, t); \\ \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r \frac{\partial \phi}{\partial r} \right] + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} &= -4\pi(\rho_g + \rho_i); \quad \vec{E} = -\nabla\phi, \end{aligned} \quad (1)$$

где ρ_g — плотность электрического заряда, сосредоточенного на частицах крупы/града; ρ_i — плотность электрического заряда на ледяных кристаллах; $S(z, t)$ — член, описывающий генерацию электрических зарядов при столкновениях частиц крупы/града с ледяными кристаллами; w — скорость вертикального конвективного движения воздуха; v_g, v_i — усредненные по спектру размеров или масс частиц скорости седиментации частиц крупы/града, ледяных кристаллов; ϕ — потенциал электрического поля; \vec{E} — напряженность электрического поля, создаваемая облачными электрическими зарядами; z — ось, направленная от земной поверхности вверх; r — радиус в цилиндрической системе координат.

Предполагается, что процессы электризации происходят в цилиндрической области радиусом R и высотой H . Согласно экспериментальным результатам, приведенным в [15], генерация отрицательных зарядов на частицах крупы происходит в облаке на высоте от 7 до 8 км, что соответствует температурам от -20 до -27 °С. В этой области присутствуют переохлажденные водяные капли, концентрация ледяных кристаллов составляет 10^4 м^{-3} , а диаметр крупы достигает 5 мм. Радиолокационная от-

ражаемость этой области повышенной концентрации крупы и ледяных кристаллов составляет 45 дБ Z.

Пусть в процессе развития грозового облака некоторая цилиндрическая область высотой Λ и радиусом R , состоящая из частиц крупы, движется через такую же область, состоящую из ледяных кристаллов и переохлажденных водяных капель. При этом будут происходить столкновения крупы с ледяными кристаллами. Столкновениями с водяными каплями, а также зарядом крупы при этом процессе будем пренебрегать. Следуя концепции электризации, изложенной выше, будем предполагать, что частицы крупы заряжаются отрицательно, а ледяные кристаллы — положительно. В дальнейшем эти две области будут разделяться по высоте: область отрицательно заряженных частиц крупы будет опускаться вниз под действием силы тяжести, а область положительно заряженных ледяных частиц будет переноситься потоком воздуха наверх.

Для оценки электрических зарядов в облаке и создаваемого ими электрического поля рассмотрим систему уравнений (1).

Для расчета источникового члена S воспользуемся результатами работы [23], в которой для S получено выражение:

$$S = \frac{\partial \rho_g}{\partial t} = \frac{\pi}{4} \int \int_{D_i, D_g} E_T (D_g + D_i)^2 |v_g - v_i| N_i(D_i) N_g(D_g) \delta q dD_i dD_g, \quad (2)$$

где E_T — эффективность столкновения частицы крупы с ледяным кристаллом с отскоком; D_i, D_g — диаметры ледяного кристалла и крупы соответственно; $N_i(D_i), N_g(D_g)$ — функции распределения частиц по диаметрам; δq — заряд, передаваемый крупной частице при одном столкновении.

Будем предполагать, что распределение по диаметрам ледяных кристаллов является монодисперсным, а распределение крупы по диаметрам определяется выражением:

$$N_g(D_g) = N_{0g} e^{-\lambda_g D_g}, \quad N_{0g} = 10^{-7} \text{ м}^{-4}, \quad \lambda_g = 2 \text{ мм} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ м}. \quad (3)$$

В соответствии с работой [16] δq определяется выражением

$$\delta q = 7,3 \cdot 10^{-14} D_i^4 |v_g - v_i|^3 \delta L f(\tau) \text{ [Кл]}, \quad (4)$$

где $\delta L = LWC - LWC_{кр}$, LWC — водность облака, $LWC_{кр}$ — критическое значение водности, равное $0,1 \text{ г/см}^3$; $f(\tau)$ — функция переохлаждения облака, $\tau = T - T_0$, $T_0 = 273 \text{ }^\circ\text{C}$.

Для функции $f(\tau)$ использовалось представление:

$$f(\tau) = a\tau^3 + b\tau^2 + c\tau + d, \quad (5)$$

где $a = -1,7 \cdot 10^{-5}$; $b = -0,003$; $c = -0,05$; $d = 0,13$.

Можно также использовать представление δq из работы [20]. Коэффициент отскока E_T , определявшийся в этой работе, находился в интервале от $0,75$ при $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ до 1 при $-15 \text{ }^\circ\text{C}$. В грозовых условиях характерные диаметры кристаллов и крупы составляют $D_i = 20 \text{ мкм}$, $D_g \approx 1...4 \text{ мм}$. Поэтому можно считать, что $D_i \ll D_g$ и $v_i \ll v_g$.

Для скорости седиментации крупы будем использовать выражение [23]:

$$v_g = \left(\frac{4g\bar{\rho}_g}{3c_D\bar{\rho}_a} \right)^{1/2} D_g \text{ [см/с]}, \quad (6)$$

где g — ускорение свободного падения, $\bar{\rho}_g$ — плотность крупы, равная $0,5 \text{ г/см}^3$, $\bar{\rho}_a$ — плотность воздуха и $c_D \approx 1$.

Используя (3)—(5), получим для функции $S(z, t)$, определяющей генерацию электрических зарядов в грозовом облаке, выражение

$$S(z, t) = 6,7 \cdot 10^{-4} \left(\frac{4g\bar{\rho}_g}{3c_D\bar{\rho}_a} \right)^2 N_i N_{0g} \lambda_g^{-5} D_i^4 \Gamma(5) E_T \delta L f(\tau), \quad (7)$$

где N_i — концентрация ледяных кристаллов, $\Gamma(5)$ — гамма-функция.

Обозначая

$$v_{g\lambda} = \left(\frac{4g \bar{\rho}_g}{3c_D \bar{\rho}_a} \right)^{1/2} \lambda_g^{-1/2}; \quad \delta \bar{q} = 6,7 \cdot 10^{-14} v_{g\lambda}^3 D_i^4 \delta L f(\tau), \quad (8)$$

получим для $S(z, t)$:

$$S(z, t) = v_{g\lambda} E_I \delta q N_i N_{0g} \frac{\Gamma(5)}{\lambda_g^3}. \quad (9)$$

Общая концентрация частиц крупы определяется выражением

$$N_g = \int_{D_{\min}}^{\infty} N_{0g}(D) dD = \frac{N_{0g}}{\lambda_g} e^{-\lambda_g D_{\min}}, \quad (10)$$

где $D_{\min} \approx 1$ мм.

Для концентрации ледяных кристаллов и крупы будем использовать представление

$$N_g = \begin{cases} N_g^0 & H_1 - (v_g - w)t \leq z \leq H_2 - (v_g - w)t; \\ 0 & z \geq H_2 - (v_g - w)t, \quad z < H_1 - (v_g - w)t; \end{cases} \quad (11)$$

$$N_i = \begin{cases} N_i^0 & H_3 + (w - v_i)t \leq z \leq H_1 + (w - v_i)t; \\ 0 & z > H_1 + (w - v_i)t, \quad z < H_3 + (w - v_i)t, \end{cases}$$

где H_1 — высота нижней границы слоя с крупой/градом и верхней границы слоя с ледяными кристаллами; H_2 — высота верхней границы слоя с крупой/градом; H_3 — высота нижней границы слоя с ледяными кристаллами, $H_2 > H_1 > H_3$.

Предполагается, что $H_2 - H_1 = H_1 - H_3 = \Delta$. С учетом (11) из решения первых двух уравнений (1) следует, что при $t > t_* = (H_2 - H_1)/(v_g - v_i)$ плотность электрического заряда на частицах крупы и ледяных кристаллов определяется выражением:

$$\rho_g = S(z, t)t_*, \quad z \in [H_1 - (v_g - w)t, H_2 - (v_g - w)t];$$

$$\rho_i = -S(z, t)t_*, \quad z \in [H_3 + (w - v_i)t, H_1 + (w - v_i)t]. \quad (12)$$

В области температур T ниже $-10 \dots -20^\circ\text{C}$ функция $f(z)$ отрицательна [16].

Рассмотрим численные оценки электрического заряда, переносимого в результате седиментации частицами крупы. Используя выражения (9), (11), получим:

$$Q_g = \rho_g V = 24E_1 \delta \bar{q} N_i N_{0g} (1/\lambda_g^3) R^2 (H_2 - H_1)^2. \quad (13)$$

При $E_1 \approx 1$, $\delta \bar{q} \approx (10^{-16} \dots 10^{-15})$ Кл, $N_i \approx 10^4 \text{ м}^{-3}$, $N_{0g} \approx 10^7 \text{ м}^{-4}$, $\lambda_g^{-1} = 2 \cdot 10^{-3}$, $R = 3 \cdot 10^3 \text{ м}$, $H_2 - H_1 = 10^3 \text{ м}$ получим $Q_g \approx \approx -(55 \dots 550)$ Кл. Заряд противоположного знака уносится ледяными частицами.

Обратимся теперь к расчету электрического поля, создаваемого распределением плотности электрического заряда (12) на основе третьего уравнения системы (1) — уравнения Пуассона. Для решения этого уравнения воспользуемся преобразованием Фурье—Бесселя [6]:

$$\bar{\varphi} = \int_0^\infty \varphi J_0(xr) r dr, \quad \varphi = \int_0^\infty \bar{\varphi} J_0(xr) x dx, \quad (14)$$

где $J_0(xr)$ — функция Бесселя нулевого порядка.

Используя преобразование (14), получим следующее уравнение для определения $\bar{\varphi}$:

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}}{dz^2} - x^2 \bar{\varphi} = -4\pi \bar{\rho}(z, t) = -4\pi \rho(z, t) \frac{R}{x} J_1(Rx), \quad (15)$$

где $J_1(Rx)$ — функция Бесселя первого рода.

Граничные условия для решения уравнения (15) имеют вид:

$$\bar{\varphi}|_{z=0} = 0, \quad \bar{\varphi}|_{z \rightarrow \infty} = 0. \quad (16)$$

Проводя соответствующие вычисления и преобразования, получим следующие выражения для вертикальной и горизонтальной составляющих напряженности электрического поля E_z , E_r :

$$E_z = -\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \int_0^{\infty} e^{-xz} \left(\int_h^{h_1} 4\pi \bar{\rho} s h x z' dz' \right) J_0(xr) x dx, \quad h_1 < z < \infty;$$

$$E_r = -\frac{\partial \varphi}{\partial r} = \int_0^{\infty} e^{-xz} \left(\int_h^{h_1} 4\pi \bar{\rho} s h x z' dz' \right) J_1(xr) x dx, \quad h_1 < z < \infty;$$

$$E_z = -\int_0^{\infty} c h x z \left(\int_h^{h_1} 4\pi \bar{\rho} e^{-xz'} dz' \right) J_0(xr) x dx, \quad 0 < z < h;$$

$$E_r = \int_0^{\infty} c h x z \left(\int_h^{h_1} 4\pi \bar{\rho} e^{-xz'} dz' \right) J_1(xr) x dx, \quad 0 < z < h, \quad (17)$$

где h — координата по z нижнего основания цилиндрической области, $h_1 = H + h$ — координата верхнего основания цилиндра.

Для вертикальной составляющей E_z внутри цилиндра имеем:

$$E_z = -\int_0^{\infty} \left[e^{xz} \int_z^{\infty} 2\pi \bar{\rho} e^{-xz'} dz' - e^{-xz} \left(\int_0^{\infty} 2\pi \bar{\rho} e^{-xz'} dz' - \int_0^z 2\pi \bar{\rho} e^{xz'} dz' \right) \right] J_0(xr) x dx. \quad (18)$$

Рассчитаем напряженность электрического поля, создаваемую распределением плотности электрического заряда (12) на оси цилиндра ($r = 0$). Представим это распределение, возникшее в результате взаимодействия ледяной крупы с кристаллами, в следующем виде:

$$\rho(z, t) = \begin{cases} \rho_0, & H_1 + \Delta + wt < z < H_1 + 2\Delta + wt, \\ -\rho_0, & H_1 - (v_g - w)t < z < H_1 + \Delta - (v_g - w)t, \end{cases} \quad 0 < r < R. \quad (19)$$

Вычисляем E_z при $z = H_1 + \Delta$ в момент времени $t = 0$, т. е. когда две области соприкасаются. Используя (15) для $\bar{\rho}$ и подставляя в него (19) при $t = 0$, на основе (18) и интегральных соотношений из [5] получим для E_z :

$$E_z(z = H_1 + \Delta) = -\frac{4\pi Q}{R\Delta} \left[1 - \frac{R}{\sqrt{\Delta^2 + R^2 + \Delta^2}} + \frac{R}{\sqrt{4(H_1 + \Delta)^2 + R^2 + 2(H_1 + \Delta)}} - \frac{R}{2\left[\sqrt{(3\Delta + 2H_1)^2 + R^2} + (3\Delta + 2H_1)\right]} \right], \quad (20)$$

где Q — заряд цилиндра, вычисляемый по формуле (13).

Полагая $R = 3$ км, $\Delta = 1$ км, $H_1 = 7$ км, $Q = 110$ Кл, получим $E_z \approx 360$ кВ/м, т. е. напряженность электрического поля близка к пробойному значению. Отсюда можно сделать вывод, что уже при небольшом расхождении областей, заряженных противоположными знаками, возникают условия для развития внутриоблачных разрядов и в этом случае радиолокационная отражаемость может быть значительной, что соответствует данным, приведенным в [15].

Вычислим вертикальную составляющую E_z под цилиндрическим облаком при различных значениях z для случая, когда

нижняя граница слоя отрицательного заряда опустится до высоты $\tilde{H}_1 = H_1 - (v_g - w)t = 2$ км, а верхняя граница слоя положительного заряда будет составлять $H_1 + 2\Delta + wt = 12$ км при $H_1 = 7$ км для $t = 0$. Время опускания до 2 км слоя отрицательного заряда, состоящего из частиц крупы, составит 500 с, или 8 мин; примерно такое же время займет подъем слоя положительного заряда до высоты 11—12 км.

Результаты вычислений E_z с использованием (17) и (19) на оси цилиндрической модели на различных высотах $z = h$ следующие ($\tilde{H}_1 = 2$ км, $\Delta = 1$ км, $H_2 = 11$ км, $R = 3$ км, $Q = -55$ Кл):

h км	0	0,05	1,0	1,5
E_z В/см	$7,98 \cdot 10^2$	$7,98 \cdot 10^2$	$8,01 \cdot 10^2$	$1,2 \cdot 10^3$

Видно, что напряженность электрического поля E_z растет при приближении к нижнему основанию облака, вблизи которого достигает пробойных значений. Вблизи земной поверхности для инициирования молниевых разрядов необходимая высота проводника $h_{\text{мин}}$ составляет [1]:

$$h_{\text{мин}}^1 = h_{\text{мин}}^0 (E_0 / E_1)^{5/3}, \quad (21)$$

где $h_{\text{мин}}^0 = 210$ м, $E_0 = 150$ В/м.

При $E_1 = 8 \cdot 10^6$ В/м получим $h_{\text{мин}}^1 = 13$ м, $\Delta U_{\text{мин}} \approx E_1 h_{\text{мин}}^1 = 1,04 \times 10^6$ В, т. е. высота проводящего канала, создаваемого лазером, может быть гораздо меньше значения, полученного в [1].

Таким образом, модельные расчеты показывают, что внутриоблачные разряды предшествуют разрядам облако—земля, возникающим на конечной стадии эволюции грозового облака. Это подтверждается наличием грозовых разрядов, зарегистрированных с помощью разностно-дальномерного устройства [19].

Из приведенного выше следует, что схема [11], в которой предлагается проводить воздействие на грозовое облако с помощью лазера после первого облачного разряда, представляется обоснованной. Именно после первого облачного разряда, означающего, что две заряженные области разошлись в пространст-

ве, происходит увеличение напряженности электрического поля (E_2) вблизи земной поверхности. Такое увеличение E_2 может быть зафиксировано с помощью прибора, измеряющего напряженность поля. Необходимо учитывать, что под действием электрического поля облака вблизи земной поверхности в верхней части проводящего объекта происходит коронный разряд, в результате которого повышается концентрация ионов в этой области и экранируется электрическое поле, т. е. снижается его напряженность [13].

В связи с указанным выше явлением успешное проведение экспериментов по инициированию молниевых разрядов из грозовых облаков с помощью лазеров зависит от длины лазерной искры, которая выводит создаваемый ею проводник за пределы экранирующего слоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базелян Э. М., Райзер Ю. П. Механизм притяжения молний и проблема лазерного управления молнией // УФН. 2000. Т. 170, № 7. С. 753—769.
2. Волковицкий О. А., Седунов Ю. С., Семенов Л. П. Распространение интенсивного лазерного излучения в облаках. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 312 с.
3. Вильямс Э. Р. Электризация грозовых облаков // В мире науки. 1989. № 1. С. 34—44.
4. Гальперин С. М., Щукин Г. Г. Обнаружение электроактивных зон в облаках с помощью радиотехнических средств // Труды НИЦ ДЗА. 2001. Вып. 549. С. 123—131.
5. Грандштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Наука, 1971. 1108 с.
6. Диткин В. А., Прудников А. П. Интегральные преобразования и операционное исчисление. М.: Наука, 1974. 542 с.
7. Качурин Л. Г. Физические основы воздействий на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 463 с.
8. Михайловский Ю. П., Пачин В. А. Моделирование электрически активных конвективных облаков // Тез. докл. Всерос. конф. по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. ВГИ, Нальчик. 2001. С. 99—101.
9. Райзер Ю. П. Лазерная искра и распространение разрядов. М.: Наука, 1974. 308 с.
10. Райзер Ю. П. Физика газового разряда. М.: Наука, 1987. 591 с.
11. Учида Ш., Шимада Е., Ясуда Х. И. Молния, инициированная лазером в полевых экспериментах // Оптический журнал. 1999. Т. 66. № 3.
12. Baker B., Baker M. B., Jayarathе E. R., Latham J., Saunders S. P. R. The influence of diffusional growth rates on charge transfer accompa-

nying rebounding collisions between ice crystal and soft hailstones // Q. J. R. Meteor. Soc. 1987. V. 113, N 478. P. 1193—1215.

13. Chauzy S., Rennela C. Computed responce of space charge layer created by corona at ground level to external electric field variations beneath a thunderclouds // J. Ceophys. Res. 1985. V. 90, N D4. P. 6051—6057.

14. Dye J. E., Jones J. J., Weinheimer A. J., Winn W. P. Observations with in two regions of charge during initial thunderstorms electrification // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1989. V. 114, N 10. P. 1271—1290.

15. Dye J. E., Jones J. J., Winn W. P. et al. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, N D1. P. 1231—1247.

16. Gardiner B., Lamb D., Pitter R. L., Hallet J., Saunders S. P. R. Measurements of initial potential gradient and particles charges in Montana Summer Thunderstorm // J. Geophys. Res. 1985. V. 90, N D4. P. 6079—6085.

17. Jayarathe E. R., Saunders C. P. R., Hallet J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions // Q. J. R. Meteor. Soc. 1983. V. 109, N 7. P. 609—612.

18. Norville K., Baker M., Latham J. A numerical Study of Thunderstorm Electrification: Model Development and Case Study // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, N D4. P. 7463—7481.

19. Richard P. Severe thunderstorm now casting // 15th International Aerospace and Ground Conference on lightning anf Static Electricity. Taj Mahal, October 6—8, 1992, Atlantic City, New Jersey, USA. P. 771—779.

20. Rutledge S. A., Lu C., MacGorman D. R. Positive Gloud-to-Ground lightning in Mesoscale Convective Systems // J. Atmos. Sci. 1990. V. 47, N 17. P. 2085—2100.

21. Wang D., Kawasacieta Z.-I. A preliminary study of laser triggered lightning // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N D8. P. 16907—16912.

22. Wang D., Uchida T., Kawasacieta Z.-I. A possible way to trigger lightning using laser // J. Atmos. Terres. Phys. 1995. V. 57, N 5. P. 459—466.

23. Ziegler C. L., Ray D. S., MacCorman D. R. Relations of Kinematics Microphysics Electrification in an Isolated Mountain Thunderstorm // J. Atmos. Sci. 1986. V. 43, N 19. P. 2098—2114.

ОБ УСТАНОВЛЕНИИ СТАЦИОНАРНОГО
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В АТМОСФЕРЕ,
СОДЕРЖАЩЕЙ СЛОЙ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ

Аэрозольные частицы оказывают существенное влияние на состояние атмосферы, меняя ее электрическую проводимость [11], напряженность электрического поля [4]. Например, изменение концентрации аэрозольных частиц с высотой, согласно работе [9], приводит к трансформации напряженности электрического поля [10], а именно распределения с высотой ядер конденсации и напряженности электрического поля в ряде случаев оказываются подобными. В глобальном масштабе наличие слоя аэрозольных частиц может изменять потенциал ионосферы [7], определяемый как произведение полного электрического тока на сопротивление атмосферы.

Слой аэрозольных частиц, резко ограниченные по высоте, при достаточной концентрации частиц могут выступать как усилители электрического поля атмосферы. Действительно, для плоского слоя аэрозольных частиц из условия непрерывности вертикальной составляющей плотности электрического тока в стационарном случае получим следующее соотношение на его границах:

$$\lambda_c E_c = \lambda_o E_o,$$

где λ_c, λ_o — электрические проводимости в слое и свободной атмосфере; E_c, E_o — соответствующие значения напряженности электрического поля.

Если $\lambda_o \gg \lambda_c$, то $E_c \gg E_o$, т. е. напряженность электрического поля в аэрозольном слое может значительно отличаться от напряженности электрического поля в свободной атмосфере.

Как показано в работе [8], с физической точки зрения усиление напряженности электрических полей при переходе границы аэрозольный слой—свободная атмосфера обусловлено объемным электрическим зарядом, возникающим в тонком слое около этой границы вследствие градиента концентрации ионов. В монографии [5] этот механизм усиления поля рассматривался как один

из возможных механизмов генерации электрических полей в облаках слоистых форм. Вместе с тем для установления стационарности поля требуется определенное время. В настоящей статье решается задача об установлении стационарного электрического поля в атмосфере, содержащей слой аэрозольных частиц, бесконечный в горизонтальной плоскости, при следующих предположениях.

Во-первых, предполагаем, что внесение слоя аэрозольных частиц почти мгновенно уменьшает электрическую проводимость — за время $\tau \ll \tau_p$ (τ_p — время электрической релаксации в слое). Во-вторых, предполагаем, что процесс установления стационарного электрического состояния протекает в электростатическом токовом режиме ($\text{rot } E = 0$). Уравнение, описывающее процесс установления равновесной концентрации легких ионов n_{\pm} имеет следующий вид:

$$\frac{dn_{\pm}}{dt} = q - \alpha n_{\pm}^2 - \beta Z n_{\pm}, \quad n_{\pm}|_{t=0} = n_0, \quad (1)$$

где q — интенсивность ионообразования, α — коэффициент рекомбинации легких ионов, Z — концентрация аэрозольных частиц, β — коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам, t — время.

Решение уравнения (1) записывается в виде:

$$n_{\pm}(t) = n_{cr} + n_1 \frac{2Ce^{-t/\tau}}{1 - Ce^{-t/\tau}}; \quad n_{cr} = \frac{2q}{\beta Z + (4q\alpha + \beta^2 Z^2)^{1/2}}; \quad (2)$$

$$n_1 = \sqrt{\frac{q}{\alpha}} \left(1 + \frac{\beta^2 Z^2}{4q\alpha} \right)^{1/2}; \quad C = \frac{(n_0 + \beta Z/2\alpha) - (\beta^2 Z^2/4\alpha^2 + q/\alpha)^{1/2}}{(n_0 + \beta Z/2\alpha)^{1/2} + (\beta^2 Z^2/4\alpha^2 + q/\alpha)^{1/2}};$$

$$\tau = (\beta^2 Z^2 + 4q\alpha)^{-1/2}.$$

Введем обозначения: $\tau_1 = \frac{1}{\beta Z}$, $\tau_2 = (q\alpha)^{-1/2}$, где τ_1 определяет время жизни легких ионов за счет присоединения к аэрозольным частицам, а τ_2 — время жизни ионов за счет их взаимной рекомбинации. В этом случае характерное время τ установления

стационарного значения концентрации ионов записывается в следующем виде:

$$\tau = \left(\frac{1}{\tau_1^2} + 4 \frac{1}{\tau_2^2} \right)^{-1} \approx \frac{\tau_1 \tau_2}{(\tau_2^2 + 4\tau_1^2)^{1/2}}. \quad (3)$$

Рассмотрим предельный случай $\tau_1 \ll \tau_2$. В этом случае $\tau \approx \tau_1$. Для электрической проводимости при $t \gg \tau$ имеем

$$\lambda_{\text{ст}} = \frac{4qeb_0 e^{\alpha z}}{\beta Z + (4q\alpha + \beta^2 Z^2)^{1/2}}. \quad (4)$$

В предельном случае $\beta^2 Z^2 \gg 4q\alpha$ (или $\tau_1^2 \ll 4\tau_2^2$) получим

$$\lambda_{\text{ст}} = 2\sqrt{\frac{q}{\alpha}} b_0 e^{\frac{\tau_1}{\tau_2} e^{\alpha z}} = \frac{\tau_1}{\tau_2} \lambda_0 e^{\alpha z} = \eta \lambda_0 e^{\alpha z}, \quad \lambda_0 = 2\sqrt{\frac{q}{\alpha}} b_0 e. \quad (5)$$

Пусть плоскопараллельный аэрозольный слой расположен вблизи земной поверхности. Тогда модель вертикального распределения электрической проводимости атмосферы имеет вид:

$$\lambda = \begin{cases} \lambda e^{\alpha z}, & H \leq z < \infty \text{ (область I);} \\ \eta \lambda_0 e^{\alpha z}, & 0 \leq z < H \text{ (область II).} \end{cases} \quad (6)$$

Рассмотрим следующую задачу. Пусть при $t < 0$ в атмосфере [1]:

$$\lambda = \lambda_0 e^{\alpha z}. \quad (7)$$

При $t = 0$ в атмосфере появляется плоскопараллельный слой аэрозольных частиц и λ в атмосфере изменяется мгновенно ($\tau \ll \tau_{\lambda_{\text{ст}}} = (4\pi\lambda_{\text{ст}})^{-1}$), так что устанавливается распределение (6).

Рассмотрим задачу об установлении стационарного электрического поля в атмосфере при изменении электрической прово-

димости согласно (6). Для решения задачи воспользуемся уравнением [1]:

$$\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \varphi + \operatorname{div} (\lambda \operatorname{grad} \varphi) = 0, \quad (8)$$

из которого в одномерном случае следует уравнение:

$$\frac{1}{4\pi} \frac{\partial^3 \varphi}{\partial t \partial z^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) = 0. \quad (9)$$

Получим решение этого уравнения при следующих начальных и граничных условиях:

$$\varphi|_{t=0} = \varphi_{\infty}(1 - e^{-\alpha z}); \quad \varphi_{\text{II}}|_{z=0}, \quad \varphi_{\text{I}}|_{z \rightarrow \infty} = \varphi_{\infty};$$

$$\varphi_{\text{I}}|_{z=H} = \varphi_{\text{II}}|_{z=H};$$

$$\left(\eta \lambda_0 e^{\alpha z} + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \right) \frac{\partial \varphi_{\text{II}}}{\partial z} \Big|_{z=H} = \left(\lambda_0 e^{\alpha z} + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \right) \frac{\partial \varphi_{\text{I}}}{\partial z} \Big|_{z=H}, \quad (10)$$

где φ_{I} и φ_{II} описывают распределение потенциала электрического поля в областях: $H < z < \infty$ и $0 < z < H$.

Последние два условия соответствуют условиям непрерывности потенциала и полного электрического тока на границе аэрозольный слой—атмосфера. Для решения уравнения (9) при начальных и граничных условиях (10) воспользуемся преобразованием Лапласа [3]:

$$\hat{\varphi} = \int_0^{\infty} \varphi e^{-pt} dt; \quad \varphi = \frac{1}{2\pi i} \int_{\sigma - i\infty}^{\sigma + i\infty} \hat{\varphi} e^{pt} dp. \quad (11)$$

Здесь $i = \sqrt{-1}$. В результате преобразований получим следующую систему уравнений, описывающую распределение $\hat{\varphi}$ в областях I и II:

$$\left(\lambda_0 e^{\alpha z} + \frac{p}{4\pi} \right) \frac{d^2 \hat{\varphi}_I}{dz^2} + \alpha \lambda_0 e^{\alpha z} \frac{d \hat{\varphi}_I}{dz} = \frac{d^2 \varphi}{dz^2} \Big|_{t=0}; \quad z > H, z < \infty$$

$$\left(\eta \lambda_0 e^{\alpha z} + \frac{p}{4\pi} \right) \frac{d^2 \hat{\varphi}_{II}}{dz^2} + \eta \lambda_0 \alpha e^{\alpha z} \frac{d \hat{\varphi}_{II}}{dz} = \frac{d^2 \varphi}{dz^2} \Big|_{t=0}; \quad 0 < z < H. \quad (12)$$

При этом начальные и граничные условия (10) записываются в виде:

$$\hat{\varphi}_{II} \Big|_{z=0} = 0, \quad \hat{\varphi}_I \Big|_{z \rightarrow \infty} = \frac{\varphi_\infty}{p}, \quad \hat{\varphi}_{II} \Big|_{z=H} = \hat{\varphi}_I \Big|_{z=H},$$

$$\left(\eta \lambda_0 e^{\alpha z} + \frac{p}{4\pi} \right) \frac{d \hat{\varphi}_{II}}{dz} \Big|_{z=H} = \left(\lambda_0 e^{\alpha z} + \frac{p}{4\pi} \right) \frac{d \hat{\varphi}_I}{dz} \Big|_{z=H}. \quad (13)$$

Используя стандартные методы решения (12), получим следующие общие решения для $\hat{\varphi}_I$ и $\hat{\varphi}_{II}$ [11]:

$$\hat{\varphi}_I(z, p) = C_I^2 + \int_H^z \frac{\varphi_z'' \Big|_{t=0} \ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha z'})}{\alpha p} dz' +$$

$$+ C_I^2 \ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha z}) - \frac{1}{\alpha p} \left[\varphi_z'(z) \Big|_{t=0} \right] \ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha z}), \quad (14)$$

$$\hat{\varphi}_{II}(z, p) = C_{II}^2 + \int_0^z \frac{\varphi_z'' \Big|_{t=0} \ln(1 + p\tau_0^\eta e^{-\alpha z'})}{\alpha p} dz' +$$

$$+ C_{II}^2 \ln(1 + p\tau_0^\eta e^{-\alpha z}) - \frac{1}{\alpha p} \left[\varphi_z'(z) \Big|_{t=0} \right] \ln(1 + p\tau_0^\eta e^{-\alpha z}),$$

где $\tau_0 = (4\pi\lambda_0)^{-1}$; $\tau_0^\eta = (4\pi\eta\lambda_0)^{-1}$; $\varphi_z' \Big|_{t=0} = \frac{d\varphi}{dz} \Big|_{t=0}$; $\varphi_z'' \Big|_{t=0} = \frac{d^2\varphi}{dz^2} \Big|_{t=0}$.

Для образов напряженности электрического поля имеем

$$\hat{E}_I(z, p) = -\frac{\partial \hat{\varphi}_I}{\partial z} = C_I^2 \frac{\alpha p \tau_0 e^{-\alpha z}}{1 + p \tau_0 e^{-\alpha z}} - \frac{1}{\alpha p} \left[\varphi'_z(z) \Big|_{t=0} \right] \frac{\alpha p \tau_0 e^{-\alpha z}}{1 + p \tau_0 e^{-\alpha z}}, \quad (15)$$

$$\hat{E}_{II}(z, p) = -\frac{\partial \hat{\varphi}_{II}}{\partial z} = C_{II}^2 \frac{\alpha p \tau_0^n e^{-\alpha z}}{1 + p \tau_0^n e^{-\alpha z}} - \frac{1}{\alpha p} \left[\varphi'_z(z) \Big|_{t=0} \right] \frac{\alpha p \tau_0^n e^{-\alpha z}}{1 + p \tau_0^n e^{-\alpha z}}.$$

Из граничных условий (13) получим для постоянных $C_I^1, C_I^2, C_{II}^1, C_{II}^2$:

$$C_I^1 = \frac{\varphi_\infty}{p} - \int_H^\infty \frac{1}{\alpha p} \varphi''_z \Big|_{t=0} \ln(1 + p \tau_0 e^{-\alpha z}) dz, \quad C_I^2 = C_{II}^2 = \bar{C},$$

$$C_{II}^1 = -C_{II}^2 \ln(1 + p \tau_0^n) + \frac{1}{\alpha p} \left[\varphi'_z(0) \Big|_{t=0} \right] \ln(1 + p \tau_0^n),$$

$$\bar{C} = \frac{-\frac{\varphi_\infty}{p} + \frac{1}{\alpha p} \int_H^\infty \varphi''_z \Big|_{t=0} \ln(1 + p \tau_0 e^{-\alpha z}) dz + \frac{1}{\alpha p} \times \left[\varphi'_z(H) \Big|_{t=0} \right] \ln(1 + p \tau_0 e^{-\alpha H}) + \tau_0^n \int \varphi'_z \Big|_{t=0} \frac{e^{-\alpha z} dz}{1 + p \tau_0^n e^{-\alpha z}}}{\ln(1 + p \tau_0 e^{-\alpha H}) + \ln(1 + p \tau_0^n) - \ln(1 + p \tau_0^n e^{-\alpha H})}. \quad (16)$$

Рассмотрим наиболее простой случай, когда $\alpha H \ll 1$ и $\varphi|_{t=0} = 0$. Тогда для постоянных $C_I^1, C_I^2, C_{II}^1, C_{II}^2$ имеем:

$$C_1^1 = \varphi_\infty / p; \quad C_{II}^2 = C_1^2 = \bar{C} = -\frac{\varphi_\infty}{p \ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha H})};$$

$$C_{II}^1 = \frac{\varphi_\infty}{p} \frac{\ln(1 + p\tau_0^\eta)}{\ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha H})}; \quad (17)$$

и для образов напряженности электрического поля получим

$$\hat{E}_I(z, p) = -\frac{\varphi_\infty \alpha \tau_0 e^{-\alpha z}}{(1 + p\tau_0 e^{-\alpha z}) \ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha H})}, \quad H < z < \infty; \quad (18)$$

$$\hat{E}_{II}(z, p) = -\frac{\varphi_\infty \alpha \tau_0^\eta e^{-\alpha z}}{(1 + p\tau_0^\eta e^{-\alpha z}) \ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha H})}, \quad 0 \leq z \leq H.$$

Асимптотические значения при $t \rightarrow \infty$ для действительных значений $E_I(z)$, $E_{II}(z)$ можно найти, если вычислить пределы

$\lim_{p \rightarrow \infty} \hat{f}(p)p = \lim_{t \rightarrow \infty} f(t)$ [3]. Получим:

$$E_I(z) = \lim_{p \rightarrow 0} p \hat{E}_I(z, p) = -\varphi_\infty \alpha e^{-\alpha(z-H)}; \quad (19)$$

$$E_{II}(z) = \lim_{p \rightarrow 0} p \hat{E}_{II}(z, p) = -\frac{\varphi_\infty \alpha}{\eta} e^{-\alpha(z-H)}.$$

Для расчета временной эволюции $E(z, t)$ воспользуемся переходом к оригиналам преобразований Лапласа [3], используя (18) и следующие табличные преобразования:

$$F\left(\frac{1}{1 + p\tau}\right) = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau}; \quad (20)$$

$$F\left(\frac{1}{\ln(1 + p\tau_1)}\right) = \frac{1}{\tau_1} e^{-t/\tau_1} v_1\left(\frac{t}{\tau_1}\right); \quad v_1\left(\frac{t}{\tau_1}\right) = \int_0^\infty \frac{\left(\frac{t}{\tau_1}\right)^{\xi-1}}{\Gamma(\xi)} d\xi,$$

Используя соотношения (20), перейдем от образов преобразований Лапласа (18) к их оригиналам [3]:

$$E_I(z, t) = -\varphi_\infty \alpha \tau_0 e^{-\alpha z} \int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\tau_1}} \frac{1}{\tau_1 \tau_2} v_1 \left(\frac{\tau}{\tau_2} \right) e^{-\tau/\tau_2} d\tau, \quad (21)$$

$$E_{II}(z, t) = -\varphi_\infty \alpha \tau_0^\eta e^{-\alpha z} \int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\tau_3}} \frac{1}{\tau_3 \tau_2} v_1 \left(\frac{\tau}{\tau_2} \right) e^{-\tau/\tau_2} d\tau,$$

где $\tau_1 = \tau_0 e^{-\alpha z}$, $\tau_2 = \tau_0 e^{-\alpha H}$, $\tau_3 = \tau_0^\eta e^{-\alpha z}$.

Произведем некоторые преобразования формул (21). Для этого воспользуемся следующим представлением для функции $v_1(t/\tau_2)$ [2]:

$$v_1 \left(\frac{t}{\tau_2} \right) = e^{t/\tau_2} + \int_0^\infty \frac{e^{-zt/\tau_2}}{\ln^2 z + \pi^2} dz. \quad (22)$$

Для напряженности электрического поля в области $H < z < \infty$ получим следующее представление:

$$E_I(z, t) = -\varphi_\infty \alpha e^{-\alpha(z-H)} \left\{ \left(1 - e^{-t/\tau_1} \right) + \right. \\ \left. + \frac{1}{\tau_1} \left[\int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\tau_1}} \left(\int_0^\infty \frac{e^{-(\tau/\tau_2)z} dz}{\ln^2 z + \pi^2} \right) dt \right] \right\}, \quad (23)$$

а в области $0 < z < H$ имеем:

$$E_{II}(z, t) = -\frac{\varphi_\infty \alpha}{\eta} e^{-\alpha(z-H)} \left\{ \left(1 - e^{-t/\tau_3} \right) + \right. \\ \left. + \eta e^{-\frac{t}{\tau_3}} \int_0^\infty \frac{dz}{\left(1 + z - \frac{\tau_2}{\tau_3} \right) (\ln^2 z + \pi^2)} - \eta e^{-t/\tau_2} \int_0^\infty \frac{e^{-(t/\tau_2)z} dz}{\left(1 + z - \frac{\tau_2}{\tau_3} \right) (\ln^2 z + \pi^2)} \right\}. \quad (24)$$

При вычислении выражения (24) мы поменяли порядок интегрирования, что является корректным, поскольку $\tau_2 < \tau_3$ и интегралы в (24) являются сходящимися. В случае выражения (23) этого делать нельзя, так как $\tau_2 > \tau_1$ и при перемене порядка интегрирования возникают расходящиеся интегралы. Как видно из выражений (23), (24), процесс установления стационарного поля определяется временами электрической релаксации τ_1, τ_2, τ_3 , точнее, τ_3 — временем релаксации в слое аэрозольных частиц, поскольку оно самое большое.

Обратимся теперь к рассмотрению более общего случая, когда $\alpha H \ll 1$ не выполнено. Для этого нам необходимо найти оригинал от образа преобразования Лапласа:

$$\hat{\Psi}(p) = \frac{1}{\ln(1 + p\tau_0 e^{-\alpha H}) + \ln(1 + p\tau_0^\eta) - \ln(1 + p\tau_0^\eta e^{-\alpha H})}. \quad (25)$$

Вычисления оригинала преобразования Лапласа для функции в $\hat{\Psi}(p)$ соответствии с обычной методикой [3] дают следующее представление для $\Psi(t)$:

$$\Psi(t) = \frac{1}{\tau_0 \left[e^{-\alpha H} + \frac{1}{\eta} (1 - e^{-\alpha H}) \right]} + \int_{\bar{\tau}_2}^{\infty} \frac{e^{-yt} dy}{\pi^2 + \ln^2 \frac{(y\tau_2 - 1)(y\tau_4 - 1)}{y\bar{\tau}_3 - 1}} - \int_{\bar{\tau}_3}^{\bar{\tau}_3^{-1}} \frac{e^{-yt} dy}{\pi^2 + \ln^2 \frac{(1 - y\tau_2)(y\tau_4 - 1)}{(1 - y\bar{\tau}_3)}}, \quad (26)$$

где $\bar{\tau}_3 = \tau_0^\eta e^{-\alpha H}$, $\tau_4 = \tau_0^\eta$, $\tau_2 = \tau_0 e^{-\alpha H}$.

В этом случае для $E_I(z, t)$, $E_{II}(z, t)$ имеем

$$E_I(z, t) = - \frac{\Phi_\infty \alpha e^{-\alpha z}}{e^{-\alpha H} + \frac{1}{\eta} (1 - e^{-\alpha H})} (1 - e^{-t/\tau_1}) + \Phi_1, \quad H < z < \infty; \quad (27)$$

$$E_{II}(z, t) = - \frac{\Phi_\infty \alpha e^{-\alpha z}}{\eta \left[e^{-\alpha H} + \frac{1}{\eta} (1 - e^{-\alpha H}) \right]} (1 - e^{-t/\tau_3}) + \Phi_2, \quad 0 < z < H,$$

где Φ_1, Φ_2 — некоторые функции, определяемые вторым и третьим членами в (26) и стремящиеся при $t \rightarrow \infty$ к нулю, с характерными временами τ_4, τ_0 .

Второй и третий члены правой части (26) преобразуются к следующим интегралам:

$$I_1 = \frac{1}{\tau_2} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\frac{(x+1)t}{\tau_2}} dx}{\ln^2 \frac{x \left[\frac{\tau_4}{\tau_2} (1+x) - 1 \right]}{\tau_3/\tau_2(1+x) - 1} + \pi^2}; \quad (28)$$

$$I_2 = \frac{1}{\tau_4} \int_0^{(\tau_4/\tau_3)-1} \frac{e^{-\frac{(x+1)t}{\tau_4}} dx}{\ln^2 \frac{x \left[1 - \frac{\tau_2}{\tau_4} (1+x) \right]}{1 - \tau_3/\tau_4(1+x)} + \pi^2}.$$

Тогда функции Φ_1 и Φ_2 определяются следующими выражениями:

$$\Phi_1(t) = \varphi_{\infty} \alpha \int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\tau_2}} (I_2(\tau) - I_1(\tau)) d\tau, \quad (29)$$

$$\Phi_2(t) = \varphi_{\infty} \alpha \int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\tau_3}} (I_2(\tau) - I_1(\tau)) d\tau.$$

Из этих выражений следует, что $\lim_{t \rightarrow \infty} \Phi_1(t) = \lim_{t \rightarrow \infty} \Phi_2(t) = 0$.

В приведенных выше расчетах не учитывалось начальное электрическое поле, существовавшее в атмосфере до появления аэрозольного слоя. Из физических соображений ясно, что это поле будет исчезать и будет устанавливаться новый стационарный электрический режим. Из выражений (15) нетрудно видеть, что начальное поле, представляемое в этих выражениях вторыми членами, будет убывать, как e^{-t/τ_1} в первом выражении и как

e^{-t/τ_0} во втором выражении. Кроме того, члены, определяемые начальным полем, войдут в постоянную C в (16). Эти члены при $t \rightarrow \infty$ также стремятся к нулю, причем время их убывания определяется максимальным из времен электрической релаксации.

Если аэрозольные слои способны усиливать электрическое поле атмосферы, то в случае слоя с повышенной ионизацией, и следовательно $\lambda_0 \gg \lambda_c$, будет происходить ослабление электрического поля. Это может иметь место, например, при забросе в приземный слой радиоактивных веществ или коронировании под действием растущего поля грозового облака. В этом случае процесс установления стационарного состояния будет происходить быстрее, так как $\tau = (4\pi\lambda_0)^{-1}$ будет мало.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атмосферное электричество. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 395—408.
2. Высшие трансцендентные функции. Эллиптические и автоморфные функции. Функции Ламе и Матье. М.: Наука, 1967. 299 с.
3. Диткин В. А., Прудников А. П. Интегральные преобразования и операционное исчисление. М.: Наука, 1974. 542 с.
4. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 240 с.
5. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 92 с.
6. Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. М.: Наука, 1971. 576 с.
7. Морозов В. Н. Теоретическое моделирование электрических процессов в нижних слоях свободной атмосферы. Автореф. дисс. ... д-ра физ.-мат. наук. СПб., 1996. 31 с.
8. Морозов В. Н. Атмосферные аэрозольные слои как усилители электрического поля атмосферы. Естественные и антропогенные аэрозоли // Матер. Междунар. конф. 29.09—4.10.1997. СПб., 1998. С. 137—141.
9. Селезнева Е. С., Юдин М. И. О закономерностях вертикального распределения ядер конденсации в атмосфере // Труды ГГО. 1960. Вып. 105. С. 37—42.
10. Чубарина Е. В. Связь электрического поля атмосферы с ядрами конденсации // Труды ГГО. 1964. Вып. 157. С. 20—24.
11. Шварц Я. М., Огуряева Л. В. Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. 1987. № 7. С. 59—64.

ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В ОБЛАКАХ

Образованию осадков в облаках предшествует ряд физических и динамических процессов, в том числе процессы, приводящие к электризации облачных частиц [10]. В процессах электризации, наблюдаемых в облаках, всегда участвуют ионы — легкие или тяжелые, которые образуются естественным путем или генерируются искусственно при проведении работ по активным воздействиям [6]. В воздухе могут образовываться также электроны, однако они, как и тяжелые ионы, непосредственно слабо влияют на процессы электризации облаков. Процессы электризации в облаке, в которых участвуют ионы, происходят при контакте с частицами. Такой контакт обеспечивается диффузией ионов, влиянием электрического поля, свойствами поверхностного слоя частиц и другими факторами [2, 5, 11, 16, 18].

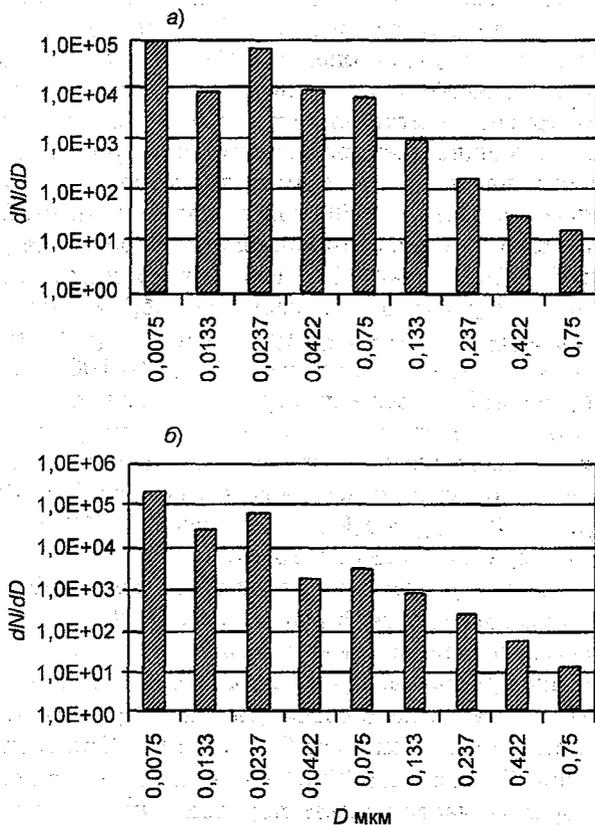
Физические принципы действия заряженного гигроскопического реагента для искусственного вызывания осадков

Гигроскопический реагент [9], предназначен для вызывания осадков прежде всего из теплых облаков, хотя может быть применен и к переохлажденным облачным системам. Реагент представляет собой пиротехническую смесь (ПС) специального химического состава, генерирующего гигроскопические соединения магния и калия [7, 9]; физико-химические свойства реагента описаны в [6], механизм действия в [5].

Введение такого реагента в восходящий поток облака, в том числе с его нижней границы, осуществляется в макетах штатных пиропатронов ПВ-26. Методика введения реагента с нижней границы облака с использованием легкомоторных самолетов значительно уменьшает расходы на работы по воздействиям на облака [1].

Рассмотрим отдельные физические процессы, приводящие после введения реагента к образованию положительно заряженных гигроскопических частиц и отрицательных ионов.

Горение ПС при температуре до 3000 К приводит к термической возгонке компонентов смеси — твердая фаза смеси превращается в пар. Перемешиваясь с более холодным окружающим воздухом, пар конденсируется, образуя твердые аэрозольные частицы радиусом 10^{-6} – 10^{-4} см. Спектр частиц аэрозоля [7], по измерениям в Институте экспериментальной метеорологии, приведен на рисунке.



Плотность распределения частиц пиротехнического состава [7] по размерам в момент генерации (а) и после выдержки 30 мин (б)

D — диаметр частиц, N — количество частиц

Основным механизмом электризации облачной среды будет термоэлектронная эмиссия с образовавшихся горячих частиц. Время термоэлектронной эмиссии с частиц — время сохранения их наибольшей температуры — найдено модельными теоретическими расчетами [4, 19]. Расчеты продолжительности термоэлектронной эмиссии с горячих частиц t_{\min} и их расстояния от траектории движения горячей ПС r_{\min} проведены для пиропатронов, используемых для активных воздействий на облака. Это будут нижние оценки указанных величин, поскольку в модельных расчетах движению реального пространственно протяженного горящего источника поставлено в соответствие движение мгновенного точечного источника по траектории движения ПС с эквивалентной мощностью выброса тепла. Приведем входные параметры пиропатрона: масса 40 г, теплотворная способность пиротехнического состава 1000 кал/г, время горения 18—20 с, скорость движения по прямолинейной (для упрощения расчетов) траектории $V = 10...50$ м/с. Температура конденсации паров различных компонентов смеси — температура образования твердых частиц — одновременно температура начала термоэлектронной эмиссии с этих частиц считалась равной 2000—1000 К. Коэффициент турбулентной диффузии переноса тепла для линейных масштабов пространственной области внутри инерционного интервала атмосферной турбулентности взят в форме коэффициента Ричардсона. При указанных параметрах если $V = 10$ м/с, то $t_{\min} = 0,055...0,073$ с, $r_{\min} = 1,9...2,6$ см; если $V = 50$ м/с, то $t_{\min} = 0,011...0,015$ с, а $r_{\min} = 0,83...1,15$ см.

Количество электронов эмиссии очень сильно зависит от температуры и термоэлектронной работы выхода Φ для данного вещества. Сформировавшиеся эмитирующие частицы, как продукты сгорания пиросоставов, представляют собой различные соли и окислы. По экспериментальным данным [13], интервал Φ для солей 0,78...5,14 эВ, для окислов 0,71...4,7 эВ. При средних значениях Φ и при T , равном 2000...1500 К, количество электронов эмиссии с горячих частиц имеет порядок 10^{11} для среднего радиуса сформировавшихся частиц [14].

Электроны эмиссии при неупругих столкновениях с молекулами кислорода образуют отрицательные ионы O_2^- . Из всех механизмов образования O_2^- преобладающее значение имеет меха-

низм тройного столкновения электрона с молекулой O_2 , в результате которого передается энергия какой-нибудь другой молекуле естественного атмосферного воздуха [9, 12]. Другая молекула получает энергию, равную энергии сродства молекулы O_2 к электрону. Зная концентрацию молекул азота, кислорода и водяного пара в воздухе при заданной температуре, легко установить, что в процессе эмиссии все электроны столкнутся с молекулами O_2 , образуя ионы O_2^- .

Образовавшиеся в результате термоэлектронной эмиссии положительно заряженные гигроскопические частицы и отрицательные ионы O_2^- распространяются от траектории движения ПС во все более охлажденную облачную среду. Расстояние, на котором увеличение температуры составляет более $10^\circ C$, не превышает нескольких десятков сантиметров от траектории ПС. Гигроскопические частицы в облачной среде обводняются, превращаясь в зародыши заряженных капель. Ионы O_2^- , присоединяя нейтральные молекулы воздуха, превращаются в легкие ионы.

Нейтрализация легкими ионами заряженных частиц со средним радиусом $5 \cdot 10^{-5}$ см обусловлена молекулярной диффузией ионов на частицы и направленным движением ионов к заряженным частицам. Изменение концентрации легких ионов во времени описывается достаточно простым дифференциальным уравнением типа уравнения Бернулли. Из этого уравнения в предположении, что заряд частиц в процессе электронной эмиссии с них и их непосредственной нейтрализации ионами O_2^- не понизится в течение 0,5 с более, чем на 8 порядков, определяются сохранившийся заряд гигроскопических частиц и концентрация ионов O_2^- .

Таким образом, в первые секунды горения пиросостава по траектории движения формируется система обводненных гигроскопических частиц с положительным зарядом, эквивалентным примерно 300 зарядам электрона, и концентрацией, равной $2 \times 10^4 \text{ см}^{-3}$, а также отрицательных ионов O_2^- с концентрацией $6 \times 10^6 \text{ см}^{-3}$.

Распространение таких частиц в облаке приведет к появлению положительно заряженных, растущих на гигроскопических

частицах облачных капель и отрицательно заряженных облачных капель, захвативших отрицательные ионы O_2^- . Электрически заряженные мелкие облачные капли в результате электрической коагуляции способны укрупняться до радиуса 20 мкм. Капли такого размера начинают расти благодаря гравитационной коагуляции, что приводит к выпадению осадков.

Основная трудность в понимании последовательности протекающих физических процессов, происходящих после введения в облако специально разработанного реагента (до выпадения осадков), относится исключительно к начальной стадии — формированию в непосредственной близости от траектории движения ПС заряженных гигроскопических частиц — ядер конденсации и отрицательных ионов O_2^- . Дальнейшие физические процессы, включающие распространение частиц и ионов в облаке, ионно-диффузионная зарядка облачных капель, конденсационно-коагуляционный рост облачных капель до размеров, при которых выпадают осадки, в значительной степени изучены.

Физические процессы, объясняющие действие заряженного гигроскопического реагента, частично были установлены без математических расчетов и описаны в [20].

Анализ процессов кристаллизации заряженных ионами водяных капель

Обратимся к работе [11], в которой описаны лабораторные исследования по влиянию коронного разряда на температуру замерзания водяных капель. Замораживались две капли дистиллированной воды радиусом 0,5—1,4 мм. На одну из медицинских игл, на которые были насажены замерзшие капли, подавалось положительное напряжение в 2—3 кВ, а другая игла заземлялась. Расстояние между ледяными частицами варьировалось. Между ледяными частицами возникал коронный разряд. Над положительно заряженной ледяной частицей на металлической нити была подвешена водяная капля. Исследовалась температура замерзания подвешенной капли в зависимости от ее расстояния до положительно заряженной частицы и от расстояния между коронирующими частицами.

Согласно результатам исследований, температура замерзания капли находилась в пределах $-1,5 \dots -20$ °С. Эта температура повышалась как при уменьшении ее расстояния до положительно заряженной частицы, так и при уменьшении расстояния между коронирующими частицами. Замерзание капли при небольшой отрицательной температуре всегда начиналось с нижней части, обращенной к коронирующей частице.

Поскольку коронный разряд предполагает ионизацию воздушной среды, то исследования фактически сводятся к установлению эффекта действия ионов на температуру замерзания капли. Чем ближе коронирующие частицы, тем больше концентрация образовавшихся ионов; чем ближе капля к коронному разряду, тем большее количество ионов может попасть на ее поверхность.

Некоторые исследователи отмечают, что механизм влияния коронного разряда на температуру замерзания водяной капли неизвестен. Однако сам факт замерзания капель в коронном разряде может иметь существенное значение для процесса фазовых преобразований воды в грозовых облаках. Большинство исследователей неявно предполагают наличие влияния электрического поля на замерзание водяных капель. В нашу задачу входит показать это в явном виде.

Изложим очень кратко общий принцип учета влияния электрического поля на фазовый переход, оставаясь в рамках классической теории фазовых переходов. Только эта теория позволяет связать такую статистическую характеристику фазового перехода, как скорость нуклеации, с измеряемыми параметрами системы в области физики облаков.

Из термодинамических соображений записывается разность свободных энергий конечного G_f и начального G_i состояний системы:

$$\Delta G = G_f - G_i = (\mu_f - \mu_i)n_v + \sigma_{fi}S + A_E, \quad A_E = A_{Ef} - A_{Ei}, \quad (1)$$

где μ — химический потенциал соответствующей фазы; n_v — число молекул в объеме зародыша; σ_{fi} — поверхностное натяжение на границе фаз f_i ; S — площадь поверхности зародыша; A_E — член, учитывающий влияние электрического поля на значение ΔG .

По смыслу самого выражения (1) A_E — разность энергий взаимодействия электрического поля с конечной A_{E_f} и начальной A_{E_i} фазами системы в объеме зародыша. Из общего принципа термодинамики известно, что всякая система развивается в направлении уменьшения ΔG . Очевидно, что если $A_{E_f} < A_{E_i}$ и $A_E < 0$, то электрическое поле уменьшает ΔG , т. е. стимулирует фазовый переход; при $A_E > 0$ поле будет препятствовать переходу.

Общий вид A_E в (1) находится в полном соответствии с частным случаем влияния электрического поля иона на гомогенный фазовый переход водяной пар—вода, известный уже более 100 лет. Для понимания влияния электрического поля E на любой фазовый переход распишем подробно A_E применительно к упомянутому выше переходу.

$$A_E = \int \frac{E^2}{8\pi\varepsilon_f} dV - \int \frac{E^2}{8\pi\varepsilon_i} dV, \quad E = \frac{q}{r^2}, \quad (2)$$

где ε — диэлектрическая постоянная соответствующей фазы, q — заряд иона, r — радиус зарядника.

Обозначив радиус иона, как a , получим:

$$A_E = \frac{q^2}{2} \left\{ \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{r} \right) \left(\frac{1}{\varepsilon_f} - \frac{1}{\varepsilon_i} \right) \right\}, \quad a < r. \quad (3)$$

Если $\varepsilon_i < \varepsilon_f$ и $A_E < 0$, то электрическое поле иона стимулирует образование жидкой капли из водяного пара.

Еще нагляднее выглядит принцип стимулирования электрическим полем фазового перехода вода—лед, если фазы воды считать диэлектриками с жесткими диполями [17, 20]. Тогда эффект поля проявляется в энергии связи диполей фаз с этим полем:

$$A_{E_k} = -E p_k \cos(\vec{E}, \vec{p}_k), \quad (4)$$

где p_k — дипольный момент соответствующей фазы. Чем сильнее связаны диполи в конечной фазе по сравнению с начальной, тем значительнее уменьшение работы образования зародыша. Сис-

тема таким образом компенсирует ту часть самой системы, энергия которой необходима для образования зародыша новой фазы, для формирования границы фаз. Из (1)

$$A_E = \int_V E B dV, \quad B = -p_f \cos(\vec{E}\vec{p}_f) + p_i \cos(\vec{E}\vec{p}_i). \quad (5)$$

Влияние электрического поля иона на гомогенную кристаллизацию капель воды было рассчитано в соответствии с (1) при (5) двумя разными методами [3, 17]. Расчеты показали, что облачные капли замерзают под влиянием адсорбированных ионов атмосферного воздуха начиная с температуры -20°C . Проведенные расчеты могут претендовать на точность в той степени, в какой дипольные моменты полярных диэлектрических фаз воды можно аппроксимировать жесткими диполями с их определенными значениями [19].

Во всяком случае установлено, что на гомогенную кристаллизацию воды может влиять электрическое поле иона радиусом $0,5 \cdot 10^{-8}$ см. Следовательно, даже при предельном значении напряженности поля в грозовых облаках — 15 кВ/см — поле не может оказать прямого влияния на кристаллизацию облачных капель. Чтобы поле влияло на повышение температуры замерзания капель, его напряженность должна превосходить указанное значение приблизительно на 5 порядков.

Влияние электрического поля на гетерогенную кристаллизацию — образование сферического выпуклого ледяного зародыша из молекул водяного пара на твердой сферической частице (субстрате) — также рассмотрено в [3, 17]. Ион, оказавшийся в верхней части флуктуационно сформировавшегося из водяного пара ледяного комплекса, будет стабилизировать этот комплекс, реализуя фазовый переход водяной пар—лед. Но флуктуация комплекса, близкого к устойчивому, и попадание на этот комплекс иона — события статистически независимые. Более вероятной представляется несколько иная кинетика образования ледяного зародыша из водяного пара, а именно: попадание ионов на флуктуационно образующиеся комплексы водяного пара приводит к их стабилизации благодаря энергии взаимодействия иона с электрическими диполями льда, т. е. к уменьшению их свободной энергии. Увеличивается вероятность того, что отдель-

ные комплексы дорастут до критических размеров при допустимых значениях краевого угла смачивания α ледяного зародыша на субстрате и отношения радиуса субстрата k к радиусу зародыша r . Расчеты показывают значительное увеличение α с понижением температуры начиная с -5°C при пересыщении водяного пара над водой в 1 %, когда происходит гетерогенный фазовый переход водяной пар—лед под влиянием адсорбированных ионов радиусом $0,5 \cdot 10^{-8}$ см.

В [15] на основе упрощенных квантово-механических расчетов электрическое поле молекулярных ионов воздуха N_2^+ , O_2^+ и O_2^- представлено как поле от трех областей — источников поля. Две сферические области положительного заряда локализованы вокруг атомных ядер этих молекул с рассчитанными радиусами $0,5 \cdot 10^{-8}$ см, а третья область находится между ними и не имеет простой геометрической формы. Результирующий эффект действия электрического поля от такой системы на фазовый переход не будет слабее, чем от одного источника в форме атомарного иона радиусом $0,5 \cdot 10^{-8}$ см [2, 18]. Соотнесем изложенные результаты исследования влияния электрического поля на фазовый переход с образованием ледяной фазы с лабораторными наблюдениями замерзания капель вблизи коронного разряда [11]. Очевидно, что сколько-нибудь строгое количественное объяснение этих экспериментов без количественных характеристик аэрозольных частиц в холодильной камере (их радиусов, концентраций, значений краевого угла смачивания на их поверхности), а также степени пересыщения водяного пара в камере не представляется возможным. Остается только дать качественное объяснение наблюдаемым фактам.

С положительным потенциалом 2—3 кВ, но без коронного разряда не наблюдается повышения температуры замерзания капель. Так и должно быть, поскольку напряженность постоянного электрического поля с таким потенциалом слишком мала (на несколько порядков меньше), чтобы стимулировать кристаллизацию. Замерзание капель происходило преимущественно при температуре выше -20°C . Как известно, гомогенная кристаллизация водяных капель при отсутствии электрического поля наблюдается при температуре -40°C . Под влиянием поля адсорбированных ионов температура гомогенной кристаллизации ка-

пель повышается до -20°C . Следовательно, почти все случаи замерзания капель должны быть отнесены к гетерогенной кристаллизации.

Гетерогенная кристаллизация может быть обусловлена попаданием на каплю ледяных частичек (контактная кристаллизация) либо отделившихся от ледяных электродов, либо образовавшихся на аэрозолях по сублимационному механизму кристаллизации. В пользу попадания оторвавшихся ледяных частичек свидетельствует повышение температуры замерзания капли, когда коронирующие частицы имели шероховатую поверхность. Уменьшение расстояния между коронирующими частицами и расстояния до капли повышало вероятность попадания оторвавшихся льдинок на каплю (точнее, на ближайшую часть поверхности капли, обращенную к коронирующей частице), что и приводило к повышению температуры замерзания. Более интенсивное коронирование увеличивало концентрацию ионов, увеличивало вероятность попадания ионов на аэрозоли и вызывало гетерогенную кристаллизацию, что также могло повысить температуру замерзания капли. Для окончательного установления происхождения ледяных частичек, обуславливающих замерзание капли, необходимы дополнительные экспериментальные исследования. Они должны, с одной стороны, подтвердить или опровергнуть возможность отрыва ледяных частичек и их попадания на каплю, с другой стороны, установить, в какой мере эти частички могут образовываться на аэрозолях в камере как на субстратах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дьяченко Ю. Д., Кудашкин Г. Д., Сидоров А. И., Силин Н. А., Шишкин Н. С. Разработка пиротехнического самолетного аэрозольного генератора для воздействия на облака // Труды ГГО. 1981. Вып. 439. С. 69—73.
2. Клинго В. В. Ионы естественной атмосферы как электростатические системы // Сб. трудов 2-й Междунар. конф. „Естественные и антропогенные аэрозоли”. СПб. 2000. С. 232—238.
3. Клинго В. В. Фазовые переходы в ледяную фазу под влиянием электрического поля адсорбированных ионов // Сб. трудов 2-й Междунар. конф. „Естественные и антропогенные аэрозоли”. СПб. 2000. С. 43—46.
4. Клинго В. В., Козлов В. Н. К теоретическому обоснованию применения ионогенных гигроскопических реагентов для вызывания осадков // Труды НИЦ ДЗА. 2001. Вып. 3 (549).

5. Клинго В. В., Козлов В. Н., Лихачев А. В. Исследование влияния ионогенного гигроскопического аэрозоля на фазовые переходы воды в облаках // Матер. юбил. конф. „Состояние и перспективы развития технологии и технических средств воздействия на гидрометеорологические процессы”. Чебоксары. 1999. С. 49—53.
6. Клинго В. В., Козлов В. Н., Лихачев А. В. Пиротехнический способ генерации ионогенных гигроскопических аэрозолей // Труды НИЦ ДЗА. 2001. Вып. 3 (549). С. 250—256.
7. Козлов В. Н., Лихачев А. В., Окунев С. М., Фомин В. А. Пиротехнический состав для вызывания осадков. Патент РФ № 2090548. 1997.
8. Козлов В. Н., Лихачев А. В., Окунев С. М., Фомин В. А., Соснов А. В. Состав для рассеивания облаков и туманов. Патент РФ № 2090549. 1997.
9. Месси Г. Отрицательные ионы. М.: Атомиздат, 1979. 754 с.
10. Мучник В. М. Физика грозы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 351 с.
11. Никандров В. Я., Шишкин Н. С. Исследования по физике облаков // Труды ГГО. 1974. Вып. 344. С. 180—208.
12. Смирнов Б. М. Отрицательные ионы. М.: Атомиздат, 1978. 174 с.
13. Соу С. Гидродинамика многофазных систем. М.: Мир, 1971. 533 с.
14. Фоменко В. С., Подчерняева И. А. Эмиссионные и адсорбционные свойства веществ и материалов. Справочник. М.: Атомиздат, 1975.
15. Фрелих Г. Теория диэлектриков. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 249 с.
16. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 401 с.
17. Klingo V. V. Influence of Adsorbed Atomic and Molecular Ions Electric Fields on Ice Phase Formation in Clouds // Proceeding of the 14th International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols. Helsinki. 1996. P. 322—325.
18. Klingo V. V. Atomic and Molecular Ions of Natural Atmosphere as Electric Systems. Proceeding of the 15 International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols. Rolla Missouri, USA. 2000.
19. Klingo V. V. Phase Transition in Ice Phase of Clouds under Influence of Adsorbed Ions Electric Field // Proceeding of the 15 International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols. Rolla Missouri, USA. 2000.
20. Klingo V. V., Kozlov V. N., Stasenko V. N., Shchukin G. G. Atmospheric Resources Control by the Use of Ionogeneous Hygroscopic Reagent // Seventh WMO Scientific Conference of Weather Modification. Thailand. 1999. V. 2. P. 301—302.

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ
ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ
ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ**

В отделе атмосферного электричества ГГО до 1989 г. разрабатывалась двумерная нестационарная осесимметричная численная модель электризации конвективного облака, в которой учитывались процессы: конвекции воздуха, седиментации частиц воды и льда, конденсации и сублимации водяного пара, автоконверсии, замерзания капель воды, коагуляции частиц воды и льда, рекомбинации зарядов на частицах в вышеуказанных процессах и электризации частиц воды и льда при их электрических контактах, не сопровождающихся слиянием, конвективного переноса ионов и ионной зарядки капель воды и частиц льда.

В связи с ограниченными ресурсами имевшейся в распоряжении в то время вычислительной техники при численной реализации модели был сделан ряд упрощающих предположений, в частности все рассматриваемые процессы происходили в заданных полях скорости воздуха и температуры, не изменявшихся во времени, не учитывались процессы конденсации и сублимации и процессы конвективного переноса ионов и ионной зарядки капель воды и частиц льда. В 1999 г. в связи с возобновлением работ по численному моделированию часть вышеуказанных ограничений была снята и модель была дополнена уравнениями, описывающими изменение во времени полей скорости воздуха, температуры и влажности, т. е. уравнениями термогидродинамики.

Система уравнений, представляющая двумерную нестационарную осесимметричную модель электризации конвективного облака, реализованную в настоящее время, имеет следующий вид:

$$\frac{\partial(\rho_0 u)}{\partial t} + \text{div}(w\rho_0 u) = -\frac{\partial P}{\partial r}; \quad (1)$$

$$\frac{\partial(\rho_0 v)}{\partial t} + \operatorname{div}(\mathbf{w}\rho_0 v) = -\frac{\partial P}{\partial z} + g \left[\rho_0 \left(\frac{T}{T_0} - \frac{P}{P_0} \right) + 0,61a - b \right] + F; \quad (2)$$

$$\operatorname{div}(\mathbf{w}\rho_0) = 0; \quad (3)$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} + \operatorname{div}(\mathbf{w}a) = -\left(\frac{\delta M}{\delta t} + \frac{\delta M^*}{\delta t} \right); \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \operatorname{div}(\mathbf{w}\Phi) = \frac{\theta_0}{T_0} \left(L \frac{\delta M}{\delta t} + L^* \frac{\delta M^*}{\delta t} + H \frac{\delta \bar{M}}{\delta t} \right); \quad (5)$$

$$\frac{\partial N_m}{\partial t} + \operatorname{div}((\mathbf{w} + \mathbf{w}_m)N_m) = \frac{\delta N_m}{\delta t} + \frac{\partial}{\delta M_m} (M_m N_m); \quad (6)$$

$$\frac{\partial N_m^*}{\partial t} + \operatorname{div}((\mathbf{w} + \mathbf{w}_m^*)N_m^*) = \frac{\delta N_m^*}{\delta t} + \frac{\partial}{\delta M_m^*} (M_m^* N_m^*); \quad (7)$$

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + \operatorname{div}((\mathbf{w} + \mathbf{w}_m)Q_m) = \frac{\delta Q_m}{\delta t} + \frac{\partial}{\delta M_m} (M_m Q_m); \quad (8)$$

$$\frac{\partial Q_m^*}{\partial t} + \operatorname{div}((\mathbf{w} + \mathbf{w}_m^*)Q_m^*) = \frac{\delta Q_m^*}{\delta t} + \frac{\partial}{\delta M_m^*} (M_m^* Q_m^*); \quad (9)$$

$$\operatorname{div}(\mathbf{E}) = \frac{Q}{\varepsilon_0}; \quad (10)$$

$$\operatorname{rot}(\mathbf{E}) = 0. \quad (11)$$

В уравнениях (1)—(5): $\mathbf{w}(\mathbf{r}, t)$ — скорость воздуха, имеющая радиальную $u(\mathbf{r}, t)$ и вертикальную $v(\mathbf{r}, t)$ компоненты в цилиндрической системе координат; \mathbf{r} — радиус-вектор точки пространства, имеющий радиальную r и вертикальную z компоненты в цилиндрической системе координат; t — время; $\rho_0(z)$ — плот-

ность воздуха; $a(r, t)$ — абсолютная влажность; $b(r, t)$ — сумма водности и ледности; g — ускорение свободного падения; $T(r, t)$ — абсолютная температура; $\theta(r, t)$ — потенциальная температура; $P(r, t)$ — давление; $\Phi(r, t) = \rho_0(z)C_p\theta(r, t)$ — потенциальное теплосодержание; C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; $\frac{\delta M}{\delta t} \left(\frac{\delta M^*}{\delta t} \right)$ — масса воды, конденсирующаяся (сублимирующаяся) на частицах облака в единицу времени в единице объема; $\frac{\delta \bar{M}}{\delta t}$ — масса капель воды, замерзающих в единицу времени в единице объема; $L(L^*)$ — теплота конденсации (сублимации) воды (льда); H — теплота замерзания воды.

Все величины в уравнениях с индексом „0” означают фоновые (невозмущенные) значения соответствующих параметров в окружающей атмосфере, а величины без индекса — возмущенные по отношению к фоновым значения.

В уравнениях (6)–(9): m — индекс категории размера частиц облака; $N_m(N_m^*)$ — концентрация водяных (ледяных) частиц облака, принадлежащих m -й категории; $Q_m(Q_m^*)$ — плотность заряда водяных (ледяных) частиц облака, принадлежащих m -й категории; $w_m(w_m^*)$ — установившиеся скорости падения водяных (ледяных) частиц облака, принадлежащих m -й категории; $\dot{M}_m(\dot{M}_m^*)$ — скорости роста масс водяных (ледяных) частиц облака в процессах конденсации (сублимации); $E(r, t)$ — напряженность электрического поля; $Q(r, t)$ — полная плотность заряда; ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость; $\frac{\delta N_m}{\delta t} \left(\frac{\delta N_m^*}{\delta t} \right)$ — скорость изменения концентрации водяных (ледяных) частиц в процессах коагуляции и замерзания, являющаяся интегралом столкновений; $\frac{\delta Q_m}{\delta t} \left(\frac{\delta Q_m^*}{\delta t} \right)$ — скорость зарядки водяных (ледяных) частиц в процессах коагуляции, замерзания и контактной электризации, являющаяся интегралом столкновений.

Последний член в правой части уравнения (2) F представляет объемную силу, действующую на воздух со стороны всех облачных частиц. Он может включать зависимость этой силы от напряженности электрического поля $E(r, t)$. Правые части уравнений (4), (5) представляют скорости изменения соответствующих величин в процессах конденсации, сублимации и замерзания. Скорости падения частиц облака w_m, w_m^* включают зависимость от $E(r, t)$. Интегралы столкновений связаны с $E(r, t)$ через ядра столкновений [6].

Фоновые значения переменных удовлетворяют уравнению статики

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\rho_0 g \quad (12)$$

и уравнению состояния влажного воздуха

$$P_0 = (\rho_0 + 0,61\alpha)R_d T_0, \quad (13)$$

где R_d — газовая постоянная сухого воздуха.

Далее кратко обсуждаются только те уравнения полной системы (1)—(11), которые были включены в модель электризации конвективного облака на данном этапе развития модели.

В качестве основы для группы термогидродинамических уравнений (1)—(5) послужили соответствующие уравнения трехмерной модели капельного кучевого облака [2], из которых удалены члены, описывающие турбулентную диффузию, и вместо двух горизонтальных координат (x, y) введена одна радиальная координата r . Кроме этого, уравнения (1)—(5) приведены к дивергентной форме, в связи с чем в качестве основных переменных используются абсолютная влажность a и потенциальное теплосодержание Φ . В соответствии с ранее разработанной моделью [6] в уравнения (2), (4), (5) добавлены члены, соответствующие процессам с участием ледяных частиц (по сравнению с моделью [2]). В уравнениях (1), (2) используется обычное определение давления, в связи с чем в уравнении (2) изменен вид члена, учитывающего выталкивающую силу [3].

Для решения системы уравнений (1)—(3) можно использовать традиционные методы, при этом требуется сделать некото-

рые замечания, связанные с отсутствием уравнения для явного определения скорости изменения давления.

Компоненты скорости в нашем случае могут быть выражены с помощью функции тока $\Psi(r, t)$:

$$u = -\frac{1}{r\rho_0} \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad v = -\frac{1}{r\rho_0} \frac{\partial \Psi}{\partial r}; \quad (14)$$

при этом уравнение (3) удовлетворяется тождественно. Исключение возмущения давления из уравнений (1)—(2) приводит к уравнению для скорости изменения во времени величины ω :

$$\omega = \left(\frac{\partial}{\partial z} + \frac{g\rho_0}{P_0} \right) (\rho_0 u) - \frac{\partial}{\partial r} (\rho_0 v) = \Delta \Psi, \quad (15)$$

которое имеет вид

$$\begin{aligned} \omega_t + \left(\frac{\partial}{\partial z} + \frac{g\rho_0}{P_0} \right) \operatorname{div}(\omega\rho_0 u) - \frac{\partial}{\partial r} \operatorname{div}(\omega\rho_0 v) = \\ = -g \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{\rho_0 T}{T_0} + 0,61a - b \right). \end{aligned} \quad (16)$$

Величина ω совпадает с обычным гидродинамическим вихрем при отсутствии силы тяжести ($g = 0$). Из уравнения (16) можно определить скорость изменения во времени функции тока $\Psi_t(r, t)$ с помощью решения уравнения

$$\Delta \Psi_t = \omega_t; \quad (17)$$

при этом необходимо задать дополнительные условия на границе рассматриваемой цилиндрической области Ω .

По найденному значению $\Psi_t(r, t)$ с помощью уравнений (14) определяются значения $u_t(r, z)$ и $v_t(r, z)$, не содержащие явной зависимости от возмущенного давления $P(r, z)$.

Следует отметить, что нахождение решения уравнения (17) допускает вариационную формулировку, а именно: решение этого уравнения (с условиями $\Psi(r, t) = \text{const}$ на границе области Ω) доставляет минимум функционалу

$$\int_{\Omega} \left[\left(\frac{1}{r} \frac{\partial \Psi_t}{\partial r} + \text{div}(w\rho_0 v) - f \right)^2 + \left(\frac{1}{r} \frac{\partial \Psi_t}{\partial r} - \text{div}(w\rho_0 u) \right)^2 \right] \frac{d\Omega}{P_0}, \quad (18)$$

где в f объединены члены правой части уравнения (2), не содержащие возмущения давления.

При численной реализации модели дискретизация уравнений (1)—(5) была проведена в соответствии с методикой, изложенной в [5] для прямоугольной сетки переменных (r, z) , причем для u и v использовались сетки, смещенные на полшага в направлениях r и z соответственно. Для аппроксимации конвективных слагаемых уравнений (1)—(5) использовались разности, направленные против потока.

Поскольку для интегрирования по времени применяется явная схема, обладающая высокой численной диффузией, на данном этапе развития модели в уравнениях модели (1)—(5) опущены члены, учитывающие турбулентную диффузию. Схема консервативна, она обеспечивает сохранение всех интегральных характеристик модели, а также сохранение профиля плотности воздуха, вследствие того что не используется расщепление по пространственным переменным.

Для нахождения функции тока $\Psi(r, z, t)$ на каждом шаге по времени использовался дискретный аналог вариационной формулировки (18), причем соответствующий функционал минимизировался методом сопряженных градиентов в формулировке Флетчера—Ривса [4].

На рис. 1 приведен пример эволюции во времени пространственной структуры потока воздуха и поля температуры в режиме сухой конвекции (см. уравнения (1)—(5)). Изображены радиальные сечения поверхностей тока воздуха (слева) и поверхностей постоянной температуры (справа). Пространственный диапазон по радиальной координате 0—7,2 км, по вертикальной координате 0—15 км с шагами 600 м по обеим координатам.

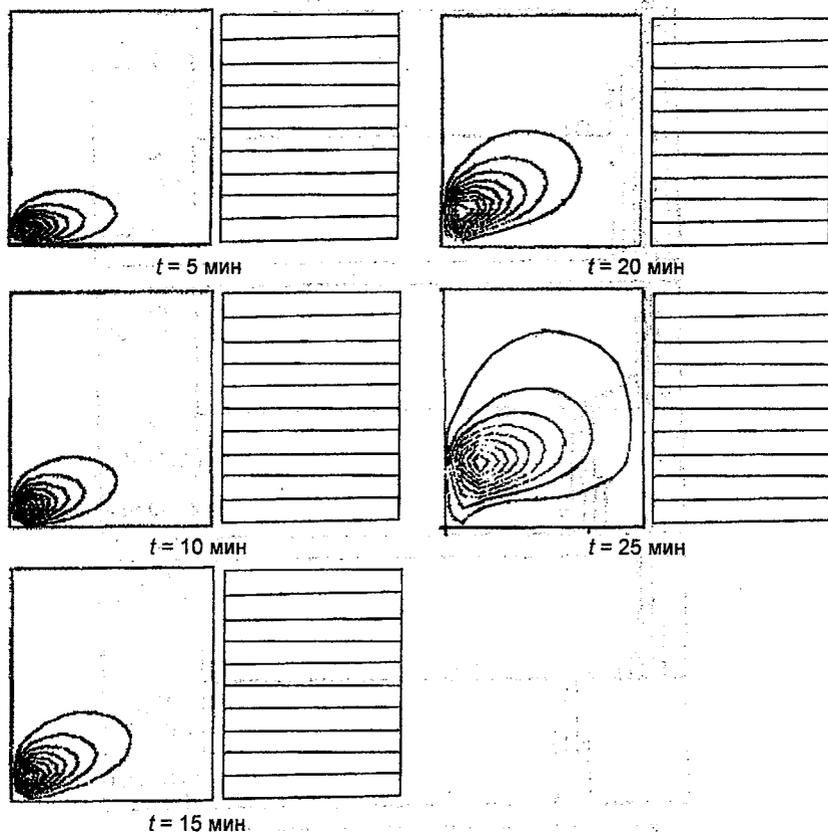


Рис. 1. Радиальные сечения поверхностей тока воздуха (слева) и поверхностей постоянной температуры (справа) в последовательные моменты времени

На рис. 2—4 приведены примеры функционирования отдельных блоков модели электризации конвективного облака, описывающих микрофизические процессы. На рис. 2 показана эволюция во времени распределений по размерам капель воды (верхняя часть каждого кадра) и частиц льда (нижняя часть каждого кадра) в изолированной ячейке переохлажденной части облака в процессах конденсации, сублимации и автоконверсии. Диапазон размеров частиц от 4 мкм до 4 мм по радиусу в логарифмическом масштабе. Концентрации частиц (м^{-3}) изображены

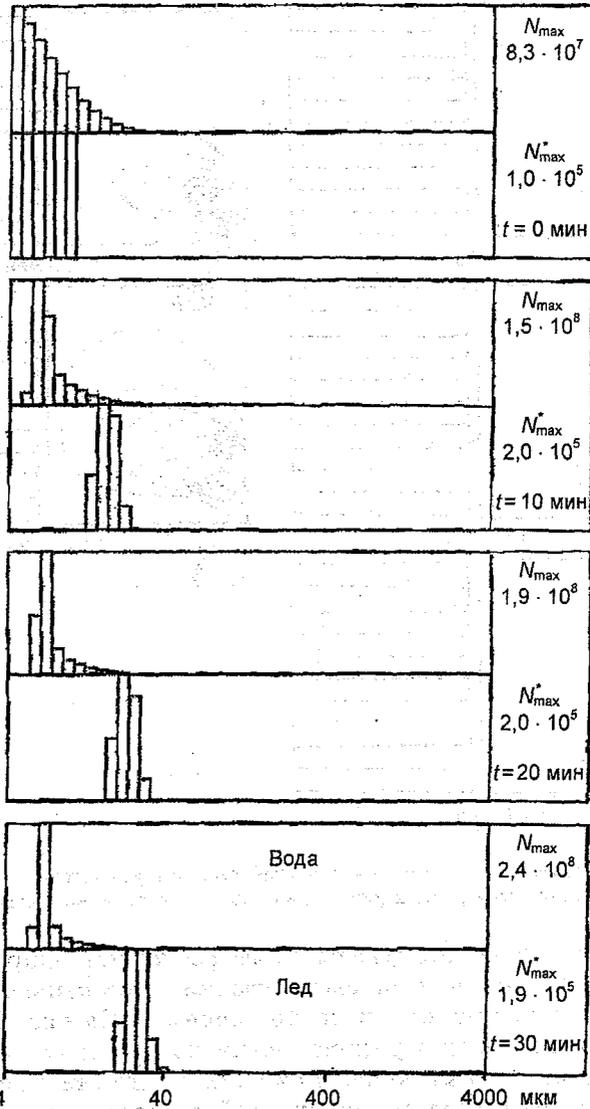


Рис. 2. Функция распределения концентраций капель воды и частиц льда по размерам в процессах конденсации, сублимации и автоконверсии в последовательные моменты времени

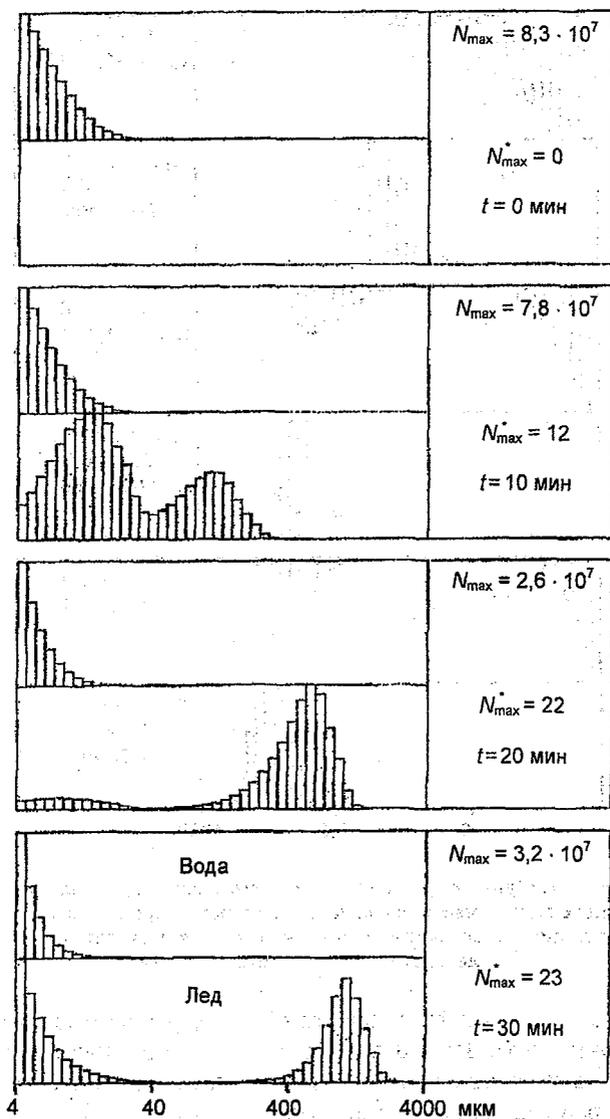


Рис. 3. Функции распределения концентраций капель воды и частиц льда по размерам в процессах коагуляции и замерзания в последовательные моменты времени

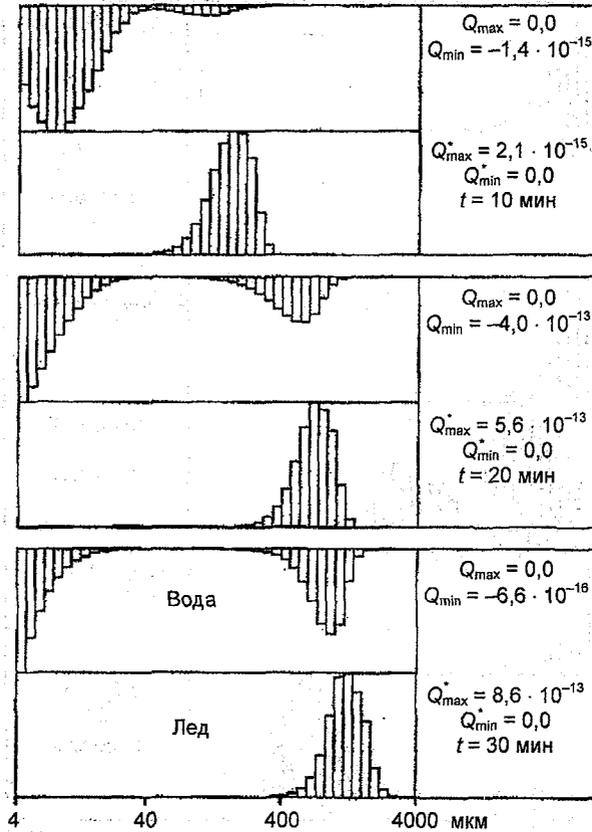


Рис. 4. Функция распределения плотностей заряда на каплях воды и частицах льда по размерам в процессах коагуляции, замерзания и контактной электризации в последовательные моменты времени

по вертикали в линейном масштабе. Кадры соответствуют моментам времени 0, 10, 20 и 30 мин. Пример иллюстрирует эффективность применяемого метода расчета для подавления численной диффузии, характерной для явных схем [5].

На рис. 3 приведен пример эволюции во времени распределений по размерам капель воды и частиц льда в изолированной ячейке переохлажденной части облака в процессах коагуляции и

замерзания. Диапазон размеров частиц и моменты времени те же, что на рис. 2.

На рис. 4 для примера, показанного на рис. 3, приведена эволюция во времени распределений плотности заряда по размерам первоначально не заряженных капель воды и частиц льда в изолированной ячейке облака в процессах коагуляции, замерзания и контактной электризации, происходящих одновременно. Диапазон размеров частиц, начальные условия и моменты времени те же, что на рис. 3, только вместо соответствующих концентраций частиц изображены плотности заряда в $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3}$.

Примеры результатов расчетов (см. рис. 1—4) носят качественный характер и приведены для иллюстрации возможностей данной численной модели.

По уравнениям (1)—(11), кроме полей параметров модели, можно вычислить поля интегральных характеристик облака: водности, ледности, радиолокационной отражаемости и пр.

При разработке применяемых для реализации модели численных методов особое внимание уделялось устойчивости, консервативности, точности модели, подавлению численной диффузии, экономичности. Приведенная численная модель может служить средством проверки и уточнения более простых численных моделей, сопоставления с эмпирическими моделями и экспериментальными данными, а также применяться для выяснения роли различных механизмов электризации конвективных облаков и решения других задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борис Дж. П., Бук Д. Л. Решение уравнений непрерывности методом коррекции потоков // Вычислительные методы в физике. Управляемый термоядерный синтез. М.: Мир, 1980. С. 92—141.
2. Коган Е. Л. Трехмерная численная модель капельного кучевого облака учитывающая микрофизические процессы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14, № 8. С. 876—886.
3. Коряков С. А., Лебедева Т. Н. Трехмерная численная модель конвективного изолированного облака // Труды ИПГ. 1983. Вып. 45. С. 3—20.
4. Моисеев Н. Н., Иванюков Ю. П., Столярова Е. М. Методы оптимизации. М.: Наука, 1978. С. 73—84.
5. Патанкар С. Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости. М.: Энергоатомиздат, 1984.
6. Пачин В. А. Численная схема расчета электризации коллектива частиц при их контактном взаимодействии // Труды ГГО. 1984. Вып. 474. С. 55—60.

**ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ЭЛЕКТРИЧЕСКИ АКТИВНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ
И ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
ДЛЯ ТЕСТИРОВАНИЯ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ**

По определению, моделирование явлений и процессов в природе есть метод их познания. По сути все наши представления о природе есть модели, в той или иной степени приближенные к реальности. Однако очевидно, насколько сложно добиться полного совпадения модели с реальностью даже для простых явлений, не говоря уже о таком природном феномене как электрически активное конвективное облако, о котором даже трудно сказать что это такое — объект, явление или процесс. Сложность исследования таких облаков обусловлена как чрезвычайной изменчивостью (временной, пространственной, климатической, синоптической и др.), так и труднодоступностью объектов, особенно в активной, грозовой стадии. Критерием истины является эксперимент. Обработанные, систематизированные и в той или иной степени обобщенные результаты экспериментов являются основой так называемой эмпирической, натурной модели. Закономерности, связи и параметры этой модели являются основой и критериями качества для лабораторного, камерного и численно-моделирования.

В 1970—1980-х годах в рамках Проекта по активным воздействиям на электрическое состояние конвективных облаков отделом атмосферного электричества Главной геофизической обсерватории была проведена большая серия натуральных самолетных экспериментов по исследованию электризации облаков. Полученные результаты позволили существенно дополнить и критически осмыслить имевшиеся на тот момент в стране и в мире представления о процессах электризации конвективных облаков и послужили основой для разработки эмпирической модели электрически активных облаков на догрозовой стадии. Базовой гипотезой нашей модели, подтверждаемой, на наш взгляд, всеми экспериментальными данными, служит гипотеза о том, что основной причиной электризации облака является взаимодействие

крупных и мелких ледяных частиц в присутствии переохлажденной воды. Электризация облака контролировалась по вектору напряженности электрического поля E над или вблизи вершины облака, количество и пространственное распределение крупных ледяных частиц косвенно контролировалось по распределению отражаемости Z и геометрическим размерам d облака, процесс кристаллизации контролировался по вертикальному распределению температуры T , высоте верхней границы облака $H_{\text{вр}}$ и состоянию вершины, определяемому визуально. Контролировалось также время жизни облака от момента его появления на экране радиолокатора и стадия жизни — рост, зрелость, разрушение. В результате для каждого эксперимента мы имеем серию реальных измерений вышеперечисленных параметров облаков для конкретного состояния атмосферы — аэрологическую диаграмму. На рис. 1 представлены результаты синхронных измерений E и Z при пролетах над исследуемым облаком, в правой части рисунка показано изменение максимальных значений E и Z при каждом пролете (E_m, Z_m).

При анализе результатов удалось выделить общие закономерности развития электризации конвективных облаков, не известные ранее, а именно:

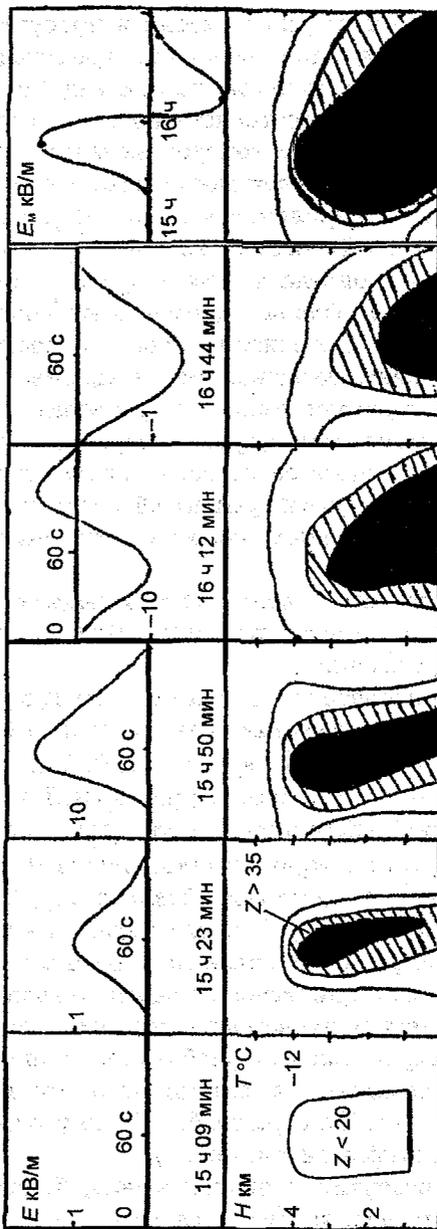
процесс электризации облака ($E > 50$ В/м) может начаться только тогда, когда верхняя граница облака будут находиться выше изотермы -8 °С для территории СНГ и -6 °С для Кубы и отражаемость в облаке превысит уровень 0 дБ Z ;

электризация наблюдается обязательно, если облако выше изотермы -22 °С или отражаемость больше 40 дБ Z ; связи вероятности начала электризации облака с $T_{\text{вр}}$, $Z_{\text{ос}}$, вертикальной протяженностью облака H^+ и его переохлажденной части H^- , горизонтальным размером облака d представлены на рис. 2;

на начальной стадии развития вертикальная составляющая E над облаком имеет то же направление, что и поле хорошей погоды; это характерно для внутриоблачного диполя с верхним отрицательным зарядом; на стадии зрелости и разрушения E обычно меняет знак на обратный, т. е. внутриоблачный диполь как бы переворачивается (см. рис. 1);

на стадии развития наиболее тесная, близкая к линейной, статистическая связь наблюдается между E и интегралом (сум-

a)



6)

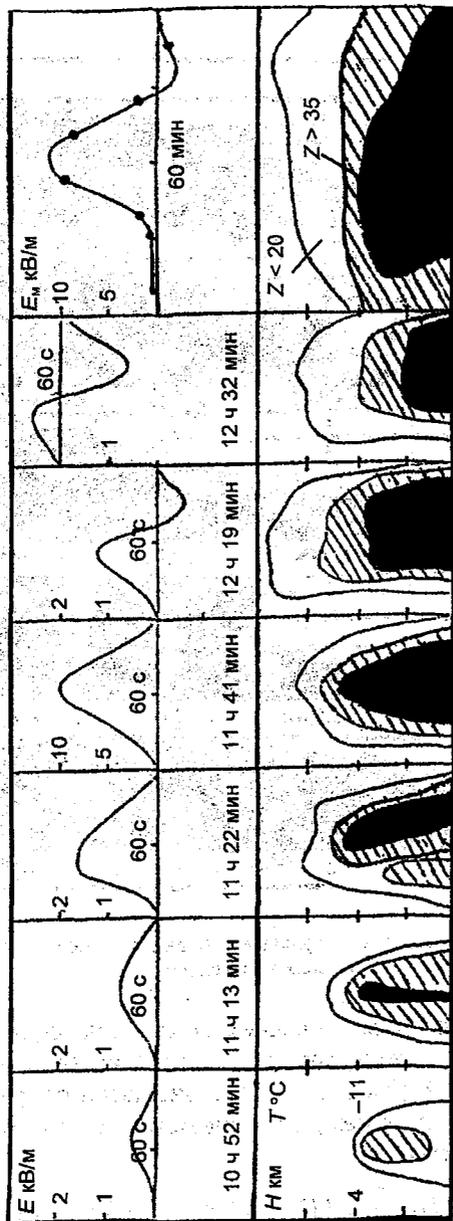


Рис. 1. Результаты изменений E и Z в эксперименте
 а — Сочи, 18 ноября 1984 г.; б — Санкт-Петербург, 25 июля 1987 г.

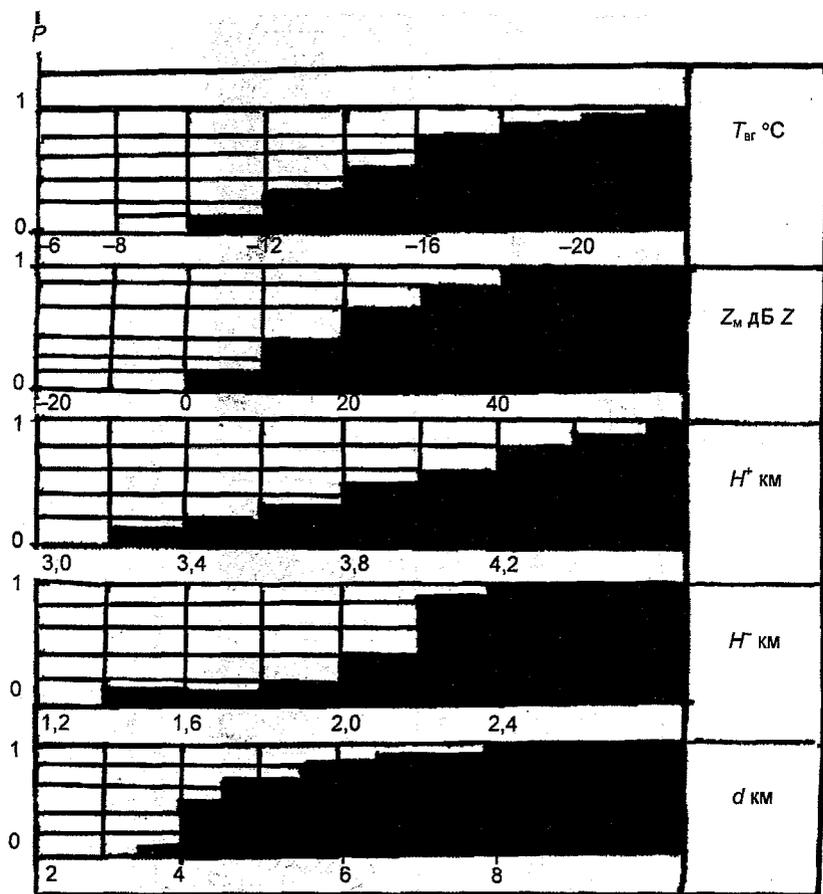


Рис. 2. Вероятность начала электризации облака в зависимости от контролируемых параметров

мой) отражаемости по части сечения облака площадью S_{35} , которая расположена выше нулевой изотермы и отражаемость в которой выше 35 дБ Z (Z_{35}), что подтверждается рисунками 1, 3 и регрессионным уравнением, связывающим E и остальные контролируемые параметры:

$$E = 0,007Z_{35} + 0,1H^- + 150T_{br} + 0,06d - 2200.$$

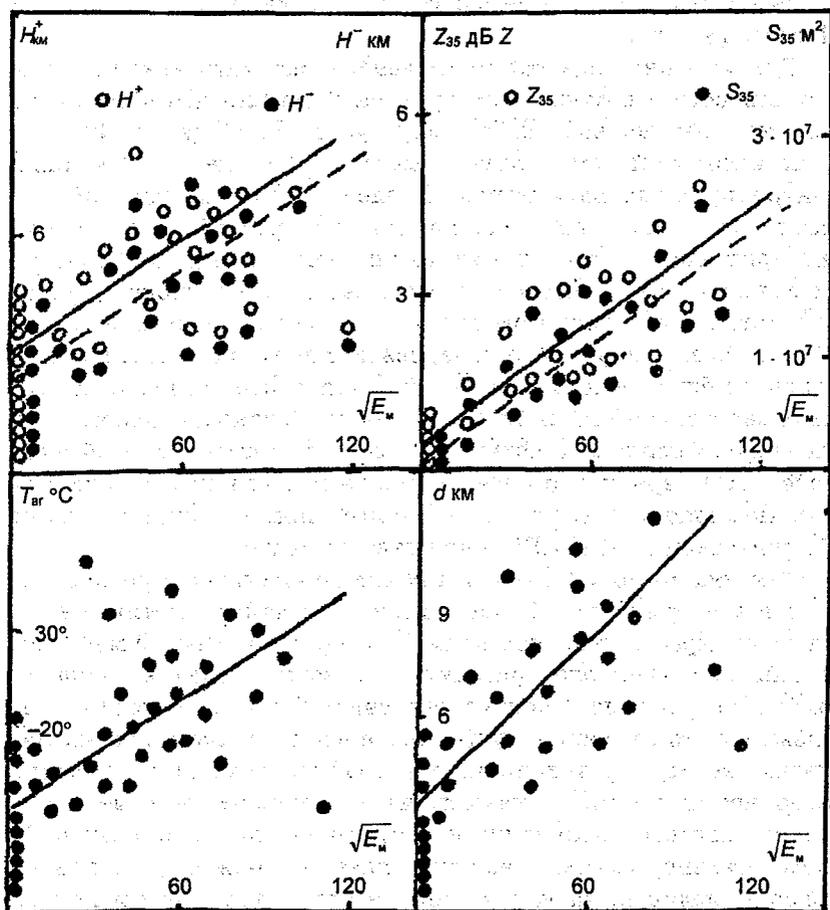


Рис. 3. Статистические связи E с другими контролируемыми параметрами

Более подробно методика самолетных исследований, методики обработки и анализа полученных данных и сами результаты анализа изложены в [1, 3, 6].

Следует также отметить, что общее руководство работами осуществлял профессор И. М. Имянитов и основные результаты подтверждаются работами исследователей, выполненных по

другим методикам, например И. И. Камалдина [2], Дые [4, 5], Markson [8] и др.

Для успешной адаптации численной математической модели к реальности с помощью эмпирической модели необходимо, по нашему мнению, выполнение двух условий: общность физических идеологий той и другой модели; совпадение выходных контролируемых параметров моделей. Первое из условий может показаться спорным, так как модели и разрабатываются для проверки физических гипотез. Но, на наш взгляд, оно является оправданным из-за опасностей так называемого аппроксимационного математического моделирования, которое позволяет получить любые, наперед заданные, связи параметров, не имеющих никакого физического смысла. Уточняя первое условие применительно к моделированию электризации облаков, скажем, что в численной физико-математической модели электризации облаков (далее ЧМ) наряду с другими возможными должны присутствовать механизмы электризации которые предлагаются авторами эмпирической модели (ЭМ) в качестве основных.

Как уже было упомянуто, ЭМ свидетельствует о решающей роли в электризации облака контактов ледяных частиц в присутствии переохлажденной воды. Это верно по крайней мере для начальной стадии электризации негрозовых облаков. Одна из наиболее вероятных гипотез смены знака E над облаком [1—3, 6] связывает это явление с существованием в облаке крупных ледяных частиц с различными электрофизическими свойствами поверхности: частицы, находящиеся в мокром режиме роста (град); частицы, находящиеся в сухом режиме роста (крупа). Следовательно, в механизмах электризации должны участвовать три вида ледяных частиц — мелкие кристаллы, град и крупа. Последние лабораторные эксперименты указывают на важную роль переохлажденной воды в процессах микроэлектризации [7]. Добавим еще два вида водяных частиц — крупные и мелкие.

Все эти частицы заряжены. Микро- и макровзаимодействия заряженных частиц, особенно в условиях сильных электрических полей, существенно отличаются от взаимодействий без электричества. Следовательно, необходим учет влияния зарядов на частицах и электрического поля на динамику движения заряженных частиц и вероятность их контактов.

Неотъемлемым и определяющим свойством электрически активного конвективного облака является нестационарность и неоднородность, т. е. существенная изменчивость во времени и пространстве. Здесь необходимо отметить, что вследствие стремления к большей прозрачности и простоте эксперимента и имеющихся технических возможностей исследовались в основном небольшие облака типа внутримассовых, т. е. облака, которые можно считать осесимметричными с реальной погрешностью. Следовательно, важным требованием к модели является нестационарность и неоднородность по крайней мере по двум координатам — высоте и радиусу.

Электрическое состояние облака контролировалось по напряженности электрического поля E над вершиной облака. Величина E является прямой, функциональной характеристикой всей совокупности заряженных частиц облака и в этом смысле оптимальна. Следовательно, и в ЧМ расчет зарядов на частицах и определение E должны осуществляться с учетом реальной проводимости атмосферы и, по возможности, облака.

Количество и концентрация крупных ледяных частиц контролировались косвенным методом по радиолокационной отражаемости вертикального сечения проходящего по трассе полета самолета. При этом мы полагали, что образование осадков в исследуемых облаках идет через ледяную фазу и, следовательно, все крупные частицы, дающие основной вклад в отражаемость и находящиеся выше нулевой изотермы, ледяные. Соответственно расчет отражаемости в ЧМ должен проводиться с учетом этих обстоятельств.

Очень важным, на наш взгляд, параметром является степень кристаллизации вершины, хотя она определялась визуально и ее объективность подтверждается только фотосъемкой. Связи этого параметра с высотой верхней границы облака, температурой на этой высоте, скоростью роста верхней границы, а также значением и скоростью изменения E многое могут сказать о физике процессов осадкообразования и электризации, а сравнение этих связей в ЭМ и ЧМ характеризует степень их адекватности не только в электрической составляющей, но и при формировании воздушных потоков и механизма осадкообразования.

Существует также целый ряд параметров, характеризующих нестационарность электризованного конвективного облака. К

ним можно отнести время жизни облака и скорости изменения всех контролируемых параметров. Несмотря на очень большую изменчивость этих параметров (или благодаря ей), появляется возможность исследования влияния на процесс облакообразования аэрологических условий, подстилающей поверхности, климатических и сезонных особенностей и других факторов. Напомним, что целью каждого эксперимента было исследование полного цикла жизни облака начиная с момента его зарождения, когда вершина облака находилась в области положительных температур, облако не отмечалось радиолокатором, E было равно нулю и облако развивалось, и до стадии разрушения, когда облако, пройдя стадию максимального развития, начинало разваливаться и вновь исчезало из видимости инструментальных средств контроля — радиолокатора и измерителя E .

В случае учета этих требований появляется, на наш взгляд, возможность продуктивного взаимодействия эмпирической и численной моделей и успешной адаптации последней к реальному процессу развития электрически активных конвективных облаков.

На современном этапе численное моделирование должно, по видимому, основываться на тесном взаимодействии разрабатываемых моделей с реальными экспериментальными данными. В ГГО такая возможность существует, что позволяет надеяться на определенный прогресс в этой области. Более того, рассмотренная эмпирическая модель может быть использована для тестирования и сравнения всех численных моделей электрически активных конвективных облаков у нас в стране и за рубежом при условии, что эти модели в той или иной степени удовлетворяют требованиям, сформулированным выше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гальперин С. М., Кашлева Л. В., Михайловский Ю. П., Степаненко В. Д., Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях (самолетные исследования) // Вопросы атмосферного электричества. Сб. статей. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 76—120.
2. Камалдина И. И. Об изменении электрической структуры кучеводождевых облаков в процессе их развития // Труды ГГО. 1968. Вып. 225. С. 85—91.

3. Михайловский Ю. П. Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях (самолетные исследования). Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Л., ГГО, 1990.

4. Dye J., Winn W., Jones I., Breed D. Observations of the initial electrification of thunderstorms // Proc. 8th Intern. Conf. Atmosph. Electricity. Uppsala. 1988. P. 410—415.

5. Dye J., Winn W., Jones I., Breed D. The Electrification of New Mexico Thunderstorms // J. Geoph. Res. 1989. Vol. 94, N D6. P. 8643—8656.

6. Kashleva L. V., Michalovski Yu. P. Onset of electrification in a convective cloud: Hypotheses of electric field reverse over the cloud // Proc. 10th Int. Conf. Atm. Electriciti. Japan, 1996.

7. Klimin N. On a hypothesis of electrification of convective clouds // Proc. 9th Intern. Conf. Atmosph. Electricity. St. Petersburg, 1992. P. 150—153.

8. Markson R., Anderson B. Negative Polarity Charge in Cloud Tops // Proc. 8th Intern. Conf. Atm. Electricity. Uppsala. 1988. P. 438—446.

В. В. Клинго, В. Н. Козлов, Г. Г. Щукин

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАРЯЖЕННЫХ ГИГРОСКОПИЧЕСКИХ ЧАСТИЦ ДЛЯ ИСКУССТВЕННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ ОСАДКОВ

Искусственное регулирование осадков имеет важное значение в ряде отраслей народного хозяйства, прежде всего в агропромышленном комплексе, для борьбы с лесными и торфяными пожарами и др. Существующие льдообразующие реагенты способствуют интенсификации осадкообразующего механизма при температурах ниже порога активности реагента. Однако в теплый период года, когда нулевая изотерма располагается на больших высотах, ресурсная облачность для воздействия льдообразующими реагентами зачастую отсутствует, но наблюдается развитие мощных кучевых облаков при положительных температурах. Воздействия на облака с такой температурой исключают возможность применения льдообразующих реагентов с температурным порогом активности ниже -4°C . Использование же гигроскопических порошкообразных веществ с эффективным радиусом частиц более 2—3 мкм требует значительного количества реагента и может иметь нежелательные экологические последствия [11]. Применение для засева облаков гигроскопических частиц, полученных термоконденсационным путем, весьма перспективно, так как приводит к увеличению количества осадков на несколько десятков процентов [13]. Реагент [5] предназначен для воздействия на облака аэрозолем, полученным в результате горения пиротехнических смесей, включающих соединения магния и калия. Сформировавшиеся гигроскопические частицы с радиусом, меньшим 1 мкм, не могут в реальном масштабе времени существования облака образовывать водяные капли радиусом в 20 мкм, что необходимо для начала гравитационной коагуляции, приводящей к выпадению осадков. Капли радиусом до 5—7 мкм только при наличии электрического заряда могут сталкиваться и образовывать капли радиусом 20 мкм и более [2, 6].

При сгорании пиротехнических составов (твердого ракетного топлива) происходит электризация атмосферы [10]. Основным

механизмом электризации атмосферного воздуха является термоэлектронная эмиссия с горячих аэрозольных частиц — продуктов горения пиротехнических составов. В [10] приведены различные расчеты, связанные с термоэлектронной эмиссией с твердых частиц.

В нашу задачу входит последовательное рассмотрение отдельных физических процессов, приводящих к образованию положительно заряженных гигроскопических частиц и отрицательных газовых ионов. Следовательно, рассматривается начальная, пока совсем не изученная, стадия образования нового реагента в облачной среде. Количественная оценка дальнейшего действия реагента связана лишь со сложными математическими расчетами на основании известных физических процессов.

Расчет температуры частиц с термоэлектронной эмиссией

Пиротехническая смесь состоит из металлического горючего порошка и окислителя. При горении такой смеси при температуре до 3000 К происходит термическая возгонка — твердая фаза смеси превращается в пар. Смешиваясь с более холодным окружающим воздухом, пар конденсируется в форме твердых аэрозольных частиц радиусом 10^{-6} — 10^{-4} см, т. е. менее 1 мкм.

Тепловая ионизация атмосферного воздуха даже при $T = 3000$ К пренебрежимо мала. Основным механизмом электризации облачной среды, согласно [10], считается термоэлектронная эмиссия с образовавшихся горячих частиц. Значит, требуется прежде всего определить время термоэлектронной эмиссии с частиц. Время сохранения наибольшей температуры, при которой происходит эмиссия электронов, определено модельными теоретическими расчетами следующим образом. Горячие частицы, эмитирующие электроны, образуются по траектории движения их источника. Реальный источник определенных пространственных размеров — шашка активного дыма (ШАД) — представляет собой постепенно сгорающий пиротехнический состав. Поставим в соответствие реальному источнику только один мгновенный точечный источник, последовательно действующий на всей прямолинейной (для упрощения расчетов) траектории реального источника, перемещающийся по ней с той же скоростью. При этом тепловая мощность действия при всех положениях точеч-

ного источника соответствует мощности реального источника. Очевидно, что охлаждение частиц от этого единственного источника, непосредственно соприкасающегося с облачной средой, будет протекать быстрее, чем от реального источника.

Выражение для описания пространственно-временного изменения любой субстанции от мгновенного точечного источника известно из математической физики. Остается учесть непрерывное движение источника с заданными характеристиками: мощностью, как отношением суммарного выброса тепла Q к времени его действия t_Q , и скоростью V .

Сформулируем поставленную задачу. Последовательно действующий по траектории движения точечный мгновенный источник мощностью Q/t_Q начинает движение с постоянной скоростью V по оси z из начала декартовой системы координат. Требуется найти приращение температуры T в момент времени t в точке с координатами r, z , где r — расстояние от оси z .

Вклад в T от мгновенного точечного источника, в момент t оказавшегося в точке $z = V\tau$, равен

$$\Delta T(r, z; t - \tau) = \frac{C}{(t - \tau)^{3/2}} \exp\left\{-\frac{r^2 + (z - V\tau)^2}{4K(t - \tau)}\right\} \Delta\tau; \quad (1)$$

$$C = \frac{Q}{c_p \rho t_Q (4\pi K)^{3/2}},$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ — плотность атмосферы, K — коэффициент температуропроводности.

Суммируем действие источника в моменты времени τ от нуля до t , т. е. до прихода источника в точку $z = Vt$. Произведя замену переменных при интегрировании сперва $t - \tau = \xi$, а затем $u = \xi^{-1/2}$, находим

$$T(r, z; t) = 2C \exp\left\{-\frac{V(z - Vt)}{2K}\right\} \int_{t^{-1/2}}^{\infty} \exp\left\{-Au^2 - \frac{B}{u^2}\right\} du, \quad (2)$$

где

$$A = \frac{r^2 + (z - Vt)^2}{4K}; \quad B = \frac{V^2}{4K}. \quad (3)$$

Чтобы получить точное аналитическое выражение для T , представим интеграл в (2) в виде разности двух интегралов в пределах от 0 до ∞ и от 0 до $t^{-1/2}$. Первый интеграл вычисляется точно:

$$\int_0^{\infty} \exp\left\{-Au^2 - \frac{B}{u^2}\right\} du = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{A}} \exp\{-\sqrt{AB}\}. \quad (4)$$

Прежде чем оценить второй интеграл, представим момент времени t как $t = \frac{z}{V} + t_z$, $t_z > 0$. Тогда приращение температуры для любой точки на оси z будет определяться в момент времени t_z после прохождения источником этой точки. Зависимость от координаты z остается только в верхнем пределе интегрирования во втором интеграле:

$$\int_0^{t^{-1/2}} \exp\left\{-Au^2 - \frac{B}{u^2}\right\} du < e^{-B\left(\frac{z}{V} + t_z\right)} \int_0^{t^{-1/2}} e^{-Au^2} du < e^{-B\left(\frac{z}{V} + t_z\right)} \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{A}}. \quad (5)$$

Интеграл (4) будет много больше интеграла (5) при условиях:

$$r^2 \ll V^2 t_z^2, \quad \frac{z}{V} \geq 1,2 t_z. \quad (6)$$

Это означает, что время движения источника до любой точки z должно быть заметно больше времени его движения после прохождения этой точки. Условия (6) вытекают и из качественного рассмотрения поведения подынтегральной функции в (5). Очень острый максимум этой функции при условии $r^2 \ll V^2 t_z^2$ будет при $u = t_z^{-1/2}$. Если $\frac{z}{V} \geq 1,2 t_z$, то интервал интегрирования в (5) мал и очень мало значение подынтегральной функции на нем (индекс z у t в дальнейшем опускаем).

При выполнении условий (6) выражение для температуры из (4) без явной зависимости от точки z на траектории движения источника принимает вид:

$$T(r; t) = \frac{Q}{\alpha K t} \exp\left\{-\frac{r^2}{4Kt}\right\}; \quad \alpha = 4\pi c_p \rho t_Q V. \quad (7)$$

Из (7) запишем изменение во времени расстояния $r(T, t)$ с заданным значением T . Значение $t_{\text{пр}}$ — предельное время существования уровня T — определяется из условия:

$$r(T, t_{\text{пр}}) = 0; \quad t_{\text{пр}}(T) = \frac{Q}{\alpha K T} = 2,72 t_m, \quad (8)$$

где t_m — время удаления уровня (изотермы) T на максимальное расстояние от траектории движения источника. Максимальное расстояние r_m уровня T от оси z :

$$r_m(T, t_m) = \sqrt{4Kt_m} = \sqrt{\frac{4Q}{2,72\alpha T}}. \quad (9)$$

Расчеты $t_{\text{пр}}$ и r_m проведем для параметров пиропатронов, применяемых для воздействия на облака с целью вызывания осадков. Масса ШАД — 40 г, теплотворная способность пиротехнического состава — 1000 кал/г, значит $Q = 4 \cdot 10^4$ кал; время горения $t_Q \approx 18$ с; скорость $V = 10 \dots 50$ м/с. Коэффициент турбулентной диффузии переноса тепла для линейного масштаба пространственной области l взят в форме коэффициента Ричардсона, он имеет значение 0,2 [8]. Линейная протяженность воздушной области, рассеивающей тепло за время $t_{\text{пр}}$, определяется скоростью движения источника. Таким образом,

$$K(l) = 0,2 l^{4/3} \frac{\text{см}^2}{\text{с}}; \quad l = V t \text{ см}. \quad (10)$$

В табл. 1 приведены рассчитанные значения предельного времени существования заданного уровня температуры (8) и максимального расстояния этого уровня температуры до траектории источника (9). При этом предполагалось, что образование твердых частиц эмиссии происходит при T 2000, 1500 и 1000 К, а скорость источника V равна 10 и 50 м/с.

Таблица 1

Значения предельного времени $t_{пр}$ существования уровня температуры T и максимального расстояния r_m этого уровня до траектории движения источника в зависимости от T при скоростях движения источника 10 и 50 м/с

	$T = 2000$ К		$T = 1500$ К		$T = 1000$ К	
	10	50	10	50	10	50
$t_{пр}$ с	0,055	0,017	0,061	0,012	0,073	0,015
r_m см	1,9	0,83	2,10	0,94	2,6	1,15

Термоэлектронная эмиссия с горячих частиц

Число электронов эмиссии с горячих частиц N_s за время их эмиссии $t_{пр}$ выражается как [10]:

$$N_s = n_s V_T S_p t_{пр}; \quad V_T = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m}}, \quad (11)$$

где V_T — тепловая скорость электронов, S_p — площадь поверхности частицы, n_s — концентрация электронов эмиссии в зависимости от температуры и термоэлектронной работы выхода Φ для данного вещества:

$$n_s = 4\sqrt{2} \left(\frac{\pi m k T}{h^2} \right)^{3/2} \exp\left\{ -\frac{\Phi}{kT} \right\} \text{ см}^{-3}, \quad (12)$$

где m — масса электрона, h — постоянная Планка, k — постоянная Больцмана.

Образовавшиеся эмитирующие частицы, как продукты сгорания пиросоставов, представляют собой различные соли и окислы [12]. Такие вещества будут, скорее всего, полупроводниками, у которых эмиссия электронов происходит из зоны проводимости, например по [1]. По экспериментальным данным [11], интервалы значений Φ составляют для солей 0,78—5,14 эВ; для окислов 0,71—4,7 эВ.

Как видно из (11) и (12), полное число электронов эмиссии очень сильно зависит от T и Φ . В порядке иллюстрации этой за-

висимости приведем в табл. 2 некоторые значения N_e при скорости движения источника $V = 10$ м/с. Для скорости $V = 50$ м/с N_e уменьшается в 5 раз.

Таблица 2

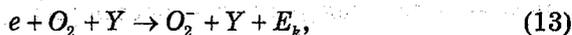
Число электронов эмиссии N_e с горячих частиц в зависимости от температуры T и термоэлектронной работы выхода Φ при скорости V движения источника 10 м/с

	$T = 2000$ К	$T = 1500$ К	$T = 1000$ К
Φ эВ	3,3	2,3	1,5
$N_e \cdot 10^{-11}$	4,33	2,98	2,06

Образование отрицательных ионов молекул кислорода

Электроны эмиссии оказываются в воздушной среде с концентрациями: $0,25 \cdot 10^{19}$ см⁻³ молекул азота, $0,67 \cdot 10^{18}$ см⁻³ молекул кислорода, $0,26 \cdot 10^{17}$ см⁻³ молекул водяного пара. Средняя длина свободного пробега электронов до неупругих столкновений с молекулами O_2 на несколько порядков меньше, чем длина пробега до столкновений с эмитирующими частицами, следовательно, электроны эмиссии практически не возвращаются назад на частицы.

Из всех механизмов образования отрицательных ионов O_2^- решающее значение имеет механизм тройного столкновения электрона с молекулой O_2 при передаче энергии какой-нибудь другой молекуле [7, 9]. Схематично эта реакция записывается как



где Y — другая молекула атмосферного воздуха (O_2 , N_2 , H_2O), которая отбирает при столкновении энергию E_k , равную энергии сродства молекулы O_2 к электрону.

Выражение для n^- — концентрации образовавшихся отрицательных ионов O_2^- за время эмиссии частиц t_{np} — имеет вид:

$$n^- = K_t n n_e n_e t_{np}, \quad (14)$$

где K_t — константа тройного столкновения; n , n_t и n_e — соответственно концентрации молекул кислорода, третьего тела и электронов.

Константа реакции может быть оценена теоретически, что дает $K_t \approx 10^{-31} \text{ см}^6 \cdot \text{с}^{-1}$. Экспериментальные значения K_t [7, 9] имеют тот же порядок, когда в качестве третьего тела выступают O_2 , N_2 и H_2O при значениях величин K_t , n , n_t , $t_{\text{пр}}$ больших единицы. Это означает, что все электроны эмиссии пошли на образование O_2^- .

Положительно заряженные частицы и отрицательные ионы

Образовавшиеся в результате термоэлектронной эмиссии положительно заряженные гигроскопические частицы и отрицательные ионы распространяются от траектории движения источника во все более охлажденную воздушную среду. При $V = 10 \text{ м/с}$ предельное расстояние, на котором повышение температуры составляет $10 \text{ }^\circ\text{C}$, менее 20 см . В облачной среде гигроскопические частицы обводняются, превращаясь в зародыши заряженных капель. Ионы O_2^- , присоединяя десятки нейтральных молекул воздуха, превращаются в легкие ионы.

Для оценки интенсивности нейтрализации заряженных обводненных гигроскопических частиц при их столкновении с отрицательными ионами требуется расчет концентрации этих частиц n_p . Выражение для концентрации частиц получается из (7)

заменой $\frac{Q}{c_p \rho}$ на N_p — общее число частиц при полном сгорании

источника, содержащего 40 г пиростова. Если плотность пиростова 2 г/см^3 , а средний радиус сферических частиц $5 \cdot 10^{-5} \text{ см}$, то $N_p = 3,8 \cdot 10^{13}$ частиц. Из этого следует:

$$n_p(r^2, t) = \frac{N_p}{4\pi t_Q K V t} \exp\left\{-\frac{r^2}{4Kt}\right\}. \quad (15)$$

Частицы образуются за конечное время $t_{\text{пр}}$ в пространственной области на расстоянии r_m от траектории источника, поэтому

(15) правомерно применять, только начиная с момента времени $t > t_{\text{пр}}$ для расстояний $r \gg r_m$.

Запишем уравнение для изменения во времени концентрации легких ионов $v(t)$ на достаточно большом расстоянии от заряженных частиц. Изменение $v(t)$ обусловлено диффузией ионов и их направленным движением к заряженным частицам:

$$\frac{dv(t)}{dt} + P v(t) + Q_b v(t)^2 = 0; \quad v(t_0) = n_p(t_0) N_s(t_0);$$

$$P = 4\pi D R_d n_p(t); \quad Q_b = 4\pi b q_e; \quad b = \frac{q_e D}{kT}, \quad (16)$$

где R_d — радиус обводненного заряженного ядра; D — коэффициент молекулярной диффузии легких ионов со средним значением $1,11 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$; b — их подвижность со средним значением $14,2 q_e$ (q_e — заряд электрона). В силу сохранения заряда в каждый момент времени $v(t) = n_p(t) N_s(t)$. Для определенности расчеты выполнены для $T = 2000 \text{ К}$ и $V = 10 \text{ м/с}$ (см. табл. 1). Тогда $t_0 = 0,555 \text{ с}$, $r = 19 \text{ см}$. Чтобы охватить большую часть траектории источника (6), конечный момент времени t не должен превышать 2 с. Для упрощения расчетов n_p из (15) представим как $\frac{v}{t}$ и возьмем среднее значение $\bar{\gamma} = 0,944 \cdot 10^5$ за время от $t_0 = 0$ до $t = 2 \text{ с}$ при коэффициенте диффузии, рассчитанном по (10).

Решение уравнения (16) как уравнения Бернулли имеет вид:

$$v(t) = \frac{n_p(t_0) N_s(t_0)}{\left(\frac{t}{t_0}\right)^{4\pi D R_d \bar{\gamma}} + \frac{4\pi b q_e (t - t_0)}{1 - 4\pi D R_d \bar{\gamma}} n_p(t_0) N_s(t_0)};$$

$$4\pi D R_d \bar{\gamma} < 1, \quad N_s(t) = \frac{v(t)}{n_p(t)},$$

$$n_p(t_0) = 2,80 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}, \quad n_p(t = 2 \text{ с}) = 0,166 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}. \quad (17)$$

Считаем, что радиус обводненного ядра (облачной капли) через 2 с не превысит четырех радиусов гигроскопической частицы. Подставляя значения всех параметров в (17), находим, что в знаменателе второй член значительно больше первого при $N_3(t_0) \geq 300q_e$. Тогда заряд обводненных ядер составит $\approx 360q_e$. Очевидно, что $N_3(t_0)$ должно быть больше $N_3(t)$. Поэтому условие $N_3(t_0) \geq 300q_e$ заведомо выполняется. Концентрация легких ионов, частично захваченных облачными каплями, равна $6 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$.

Подчеркнем, что заряд частиц найден без учета какого-либо процесса нейтрализации заряда с момента образования эмитирующих частиц и отрицательных ионов до их диффундирования в область с $r = 10r_m$, т. е. до момента времени $t_0 = 10t_{\text{пр}}$. Вместе с тем первоначальный заряд частиц эмиссии понизился на много порядков (см. табл. 2).

Дальнейшее распространение отрицательных ионов, заряжающих облачные капли, вместе с положительно заряженными каплями приводит к формированию системы разноименных заряженных капель, которые в результате электрической коагуляции могут укрупняться до радиуса в 20 мкм [6]. При наличии капель такого радиуса вследствие гравитационной коагуляции выпадают осадки.

Согласно диффузионной теории распространения, область, примыкающая к траектории ШАД, представляет собой линейный источник частиц и ионов для расстояний $r \gg 10r_m$ и моментов времени $t \gg 10t_{\text{пр}}$. Расчеты интенсивности распространения субстанции в конвективном облаке выполнены, например, в [3]. Для расстояний, превышающих масштаб турбулентности в конвективном облаке ($\sim 10^2 \text{ м}$), коэффициент турбулентной диффузии имеет порядок $10^2 - 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$ [4].

Таким образом, модельные расчеты показывают, что сторание пиротехнического состава (твердого топлива) приводит к электризации атмосферной воздушной среды первоначально в форме положительно заряженных твердых частиц и отрицательных газовых ионов, играющих важную роль в процессах осадкообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонч-Бруевич В. Л., Калашников С. Г. Физика полупроводников. М.: Наука, 1990. 685 с.

2. Клинго В. В., Козлов В. Н. К теоретическому обоснованию применения ионогенных гигроскопических реагентов для вызывания осадков // Труды НИИЦ ДЗА. 2001. Вып. 3 (549). С. 11—19.
3. Козлов В. Н., Лихачев А. В., Окунев С. М., Фомин В. А. Пиротехнический состав для вызывания осадков. Патент РФ № 2090548, 1997.
4. Клинго В. В., Кудашкин Г. Д., Файзуллин Б. Ш. К расчету диффузионного распространения аэрозольных реагентов в облачной среде от линейных источников // Труды ГГО. 1982. Вып. 457. С. 13—21.
5. Клинго В. В., Файзуллин Б. Ш. О математическом моделировании турбулентности в конвективных облаках. Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака // Труды Всесоюз. симпоз. М.: Гидрометеиздат, 1988. С. 71—80.
6. Красногорская Н. В., Неизвестный А. И. Экспериментальные исследования эффективности столкновения и слияния заряженных капель равных размеров // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9. С. 399—410.
7. Месси Г. Отрицательные ионы. М.: Атомиздат, 1979. 754 с.
8. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М.: Наука, 1967. 720 с.
9. Смирнов Б. М. Отрицательные ионы. М.: Атомиздат, 1978. 174 с.
10. Соу С. Гидродинамика многофазных систем. М.: Мир, 1971. 533 с.
11. Сталевич Д. Д. Об оптимальных условиях воздействия на капельные облака с помощью гигроскопических веществ // Труды ГГО. 1961. Вып. 117. С. 10—25.
12. Фоменко В. С., Подчерняева И. А. Эмиссионные и адсорбционные свойства веществ и материалов. Справочник. М.: Атомиздат, 1975.
13. Mather G. K., Terblanche D. E., Steeffens F. E., Fletcher L. Results of the South Africa cloud seeding experiments using hygroscopic flares // JAM. 1997. V. 36. P. 1433—1447.

*Г. Г. Щукин, Б. Г. Кутуза, Н. С. Дорожкин, Г. К. Загорин,
Д. М. Караванов, С. П. Образцов, В. С. Огурьев,
В. А. Пачин, Ю. В. Рыбаков, А. А. Собачкин*

МНОГОВОЛНОВОЕ СВЧ-РАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

Проводимый в районе Балтийского моря эксперимент (Балт-экс) направлен на изучение баланса влаги на основе экспериментальных и теоретических исследований. Одним из разделов Балтэкса является наземный микроволновый эксперимент CLIWA-NET по исследованию жидкокапельной влаги в облаках, ее эволюции в интересах усовершенствования параметризации климатических моделей и моделей прогноза погоды.

Целью проведения CLIWA-NET является также создание прототипа Европейской сети наблюдений за облаками, проектирование менее дорогостоящих микроволновых радиометров и развитие систем наблюдения для определения условий, вызывающих обледенение самолетов.

Наземная сеть микроволновых радиометров включает в себя 12 станций в районе Балтийского моря. Перечень этих станций и их оснащение приведены в табл. 1.

Аппаратурный комплекс

В эксперименте, начавшемся в Воейково в августе 2000 г., используются микроволновые радиометры, метеорологический радиолокатор, ИК-радиометр, лидар, а также привлекаются данные метеостанции и данные радиозондирования. Микроволновые радиометры работают в диапазоне длин волн 0,3; 0,8; 1,35 и 2,25 см. Первые три радиометра работают под углом 40°, их лучи совпадают. Радиометр на $\lambda = 2,25$ см измеряет три параметра Стокса, угол места составляет 20°. Все четыре радиометра установлены в помещении, их рупорные антенны принимают излучение атмосферы через окно, закрытое полиэтиленовой пленкой, прозрачной для СВЧ-диапазона длин волн. В помещении в период всего периода измерений поддерживалась практически постоянная температура (23 ± 2) °С.

Таблица 1

Основные характеристики СВЧ-радиометров стран — участниц проекта SLIWA-NET

№ п/п	Государство	Станция	Координаты		Приборы
			...° с. ш.	...° в. д.	
1	Швейцария	Берн	47,9	7,4	Микроволновые радиометры 21,3; 31,5 ГГц; ИК-радиометр, солнечный фотометр, стандартные метеорологические измерения
2	Нидерланды	Кабау	52,2	5,2	22-канальный микроволновый радиометр, радар 35 ГГц, лидар-облакомер, ИК-радиометр
3	Англия	Чилболтон	51,4	0,5	Микроволновые радиометры 22,2; 28,8; 93 ГГц, радар 3 и 94 ГГц, лидар-облакомер, стандартные метеорологические наблюдения
4	Швеция	Чалмерс	57,7	12,0	Микроволновые радиометры 21; 31,4 ГГц; микроволновый радар-дождемер; стандартные метеорологические измерения
5	Швеция	Готланд	57,7	18,3	Микроволновые радиометры 23,8; 36,5 ГГц; лидар-облакомер
6	Финляндия	Хельсинки	60,3	20,5	Микроволновые радиометры 18,7; 23,8; 36,5 ГГц
7	Германия	Гестхакт	53,4	10,3	Микроволновые радиометры 27; 35 ГГц; радар 95 ГГц, лидар-облакомер
8	Швеция	Кируна	68,5	20,5	Микроволновые радиометры 21; 31,4 ГГц
9	Германия	Линденберг	52,2	14,2	Микроволновый спектрометр, лидар-облакомер, стандартные метеорологические измерения
10	Франция	Париж	48,8	2,3	Микроволновые радиометры 23,8; 36,5 ГГц
11	Германия	Потсдам	52,4	13,1	Микроволновые радиометры 23,8; 31,4 ГГц, лидар-облакомер, ИК-Фуруе спектрометр,
12	Россия	Воейково	59,8	30,5	Микроволновые радиометры 13,5; 22; 37; 89 ГГц, МРЛ-5 (3 и 9,4 ГГц); лидар-облакомер; ИК-радиометр, стандартные метеорологические измерения

Неполяризованные радиометры собраны по схеме модуляционного супергетеродинного приемника (радиометр Дики). В качестве гетеродина использован генератор Ганна. Смеситель оргомодовый. Модуляция обеспечивается ферритовым переключателем в диапазоне 3 мм и ПИН-аттенкуатором в диапазонах 0,8 и 1,35 см. Главные характеристики приведены в табл. 2.

Таблица 2

Основные технические характеристики неполяризованных радиометров

Частота, ГГц	90	37,5	22,23	13,3
Длина волны, см	0,33	0,8	1,35	2,25
Промежуточная частота, ГГц	2	0,6	0,6	0,4
Чувствительность, К	0,3	0,3	0,25	0,15
Поляризация	В	В	В	В, Г, Ф
Уровень боковых лепестков, дБ	-18	-18	-18	-13

Поляризованный радиометр на частоте 13,3 ГГц был разработан для верификации численного моделирования (рис. 1). Главное отличие от обычного дуполяризованного радиометра — это контролируемый напряжением блок поляризации $\phi(u)$, который автоматически подстраивается к плоскости поляризации принимаемого излучения. Блок поляризатора состоит из двух ферритовых поляризаторов Фарадея. Первый поляризатор поворачивает поляризацию принимаемого сигнала к плоскости поляризации, определяемой контрольным напряжением (u). На выходе первого поляризатора определяются две ортогональные линейно поляризованные компоненты T_1 и T_2 — параллельная и перпендикулярная этой плоскости. Второй поляризатор поворачивает плоскость поляризации еще на 45° . Вновь определяются две линейно поляризованные компоненты, параллельная и перпендикулярная этой плоскости. Через петлю обратной связи разность между этими последними двумя компонентами минимизируется. Так как второй поляризованный базис повернут на 45° по отношению к первому, разность линейной поляризации $\Delta T = T_1 - T_2$ на выходе первого поляризатора максимизируется, т. е. базис поляризации подстраивается к углу ориентации ϕ входящего излучения, и контрольное напряжение u пропорционально этому углу.

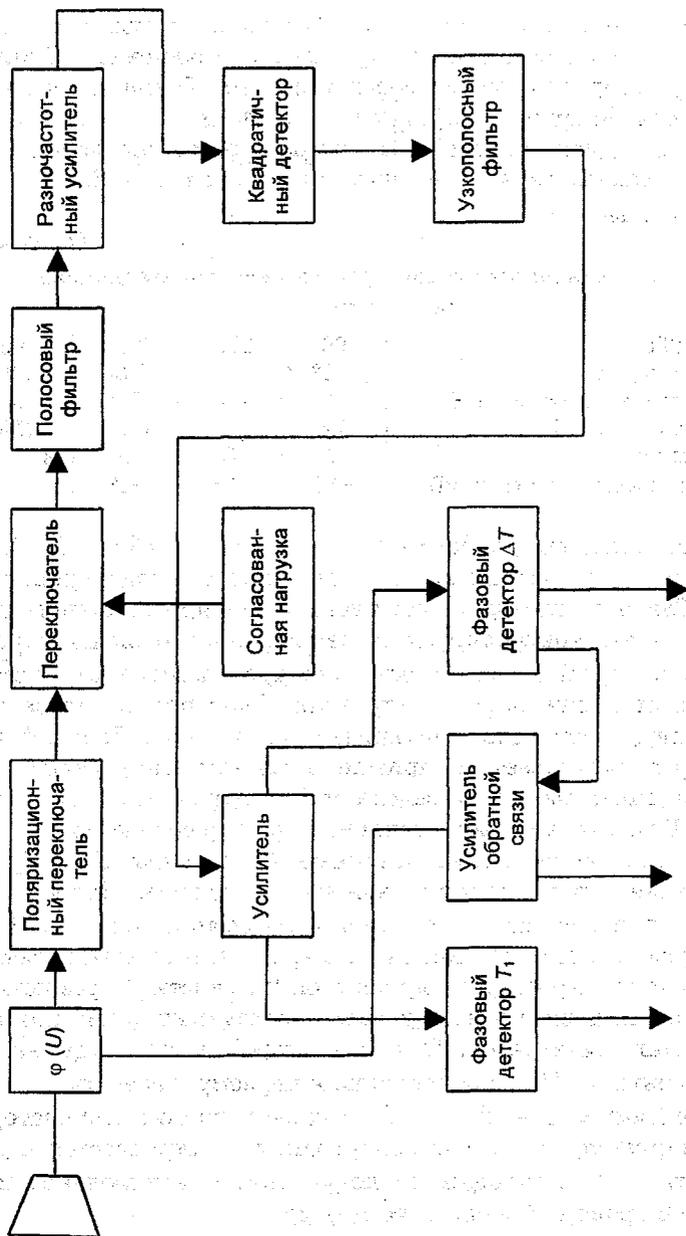


Рис. 1. Блок-схема СВЧ-радиометра на $\lambda = 2,25$ см

Излучение дождя — это частично поляризованный шумовой сигнал. Две ортогональные компоненты с яркостными температурами T_1 и T_2 содержат равные части неполяризованного излучения и излучения с круговой поляризацией. Так как базис измерений подстраивается к плоскости поляризации, T_1 содержит всё линейно поляризованное излучение, а T_2 его не содержит, т. е. разность линейной поляризации $\Delta T = T_1 - T_2$ равна линейно поляризованной части излучения. Первые три параметра Стокса в базисе (h, v) :

$$T_I = (T_1 + T_2)/2 = T_1 - \Delta T/2, \quad (1)$$

$$T_Q = \Delta T \cos(2\varphi), \quad (2)$$

$$T_V = \Delta T \sin(2\varphi), \quad (3)$$

где φ — угол плоскости поляризации (угол ориентации) по отношению к горизонтальной оси.

Фазовый детектор на блок-схеме рис. 1 измеряет фазу только внутреннего сигнала, но для входящего сигнала определяется только мощность. Поэтому угол эллиптичности ψ и четвертый параметр Стокса не могут быть измерены данным прибором. Однако согласно нашим вычислениям, обе эти величины пренебрежимо малы для излучения дождя. Калибровка радиометра выполнялась при помощи черного тела, температур ясного неба и внешней поляризационной решетки.

Выходные сигналы радиометров превращаются в цифровые сигналы с помощью аналого-цифрового преобразователя и поступают на вход персональных компьютеров.

Метеорологическая радиолокационная станция МРЛ-5 представляет собой специализированный радиолокатор штормового оповещения и градозащиты, предназначенный для решения следующих задач:

обнаружения и определения местоположения очагов гроз, града и ливневых осадков в радиусе 300 км;

определения горизонтальной и вертикальной протяженности метеообразований, направления и скорости их смещения;

определения верхней и нижней границы облаков;

измерения мощности радиозеха метеорологических целей.

Основные технические характеристики МРЛ-5 приведены в табл. 3.

Таблица 3

Основные технические характеристики МРЛ-5

Параметр	1-й канал	2-й канал
Длина волны, см	3,2	10,2
Импульсная мощность передатчика, кВт	250	800
Чувствительность приемника, дБ/Вт	-134	-136
Скорость вращения антенны, об/мин	0—6	0—6
Ширина диаграммы направленности, ...°	0,5 и 1,5	1,5
Длительность зондирующего импульса, мкс	1 и 2	1 и 2
Метеорологический потенциал, дБ/м ³	284 и 287	272 и 275
Дальность действия, км	300 км в режиме наблюдения, 128 км в режиме измерения	

Лидар Vaisala ST25K, сделанный в Финляндии, был использован для измерения высоты нижней границы облачности. Длина волны 0,906 мкм. Выходная мощность 1,6 мДж. Диаметр линзы 145 мм. Луч прибора был направлен в зенит. Лидар был установлен на крыше и имел собственную систему сбора данных.

Инфракрасный Neimann KT15A был установлен на крыше здания вместе с лидаром. Его луч был направлен в зенит. Прибор был предоставлен Королевским нидерландским метеорологическим институтом.

Инфракрасный радиометр используется для измерения температуры основания облаков. Диапазон длин волн направленного вертикально узкого луча радиометра равен 9,6—11,5 мкм. Диапазон измеряемой температуры неба находится между 20 и -53 °С; погрешность 1—2 °С. Каждые 10 мин производится усреднение измерений полученных значений температуры. Прибор работает непрерывно. Наблюдаемые значения температуры основания облаков подлежат коррекции на вклад атмосферы.

Методика калибровки и обработки данных наблюдений

Предварительная калибровка радиометров обеспечивается с помощью измерения двух уровней: радиоизлучения абсолютно черного тела (АЧТ) путем закрытия им рупорных антенн и радиоизлучения атмосферы в отсутствие облаков. При калибровке по АЧТ фиксировалась на момент измерения комнатная температура и проводилась визуальная оценка состояния облачности. Особо отмечались случаи, когда в направлении наблюдения отсутствуют облака или наблюдаются слабые просвечивающие облака. АЧТ находилось в специальной коробке в комнате наблюдений. Время калибровки каждого СВЧ-радиометра по АЧТ составляло 30—60 с (2—4 раза в сутки).

Яркостная температура безоблачного неба $T_{я}$ определялась по следующей формуле:

$$T_{я} = (T_0 - \Delta T)(1 - e^{-\tau}) + T_k e^{-\tau}, \quad (4)$$

где T_0 — температура приземного слоя воздуха, К; ΔT — поправка на неизотермичность атмосферы, К; $T_k = 2,75$ К — излучение космоса; τ — полное поглощение в атмосфере, которое имеет вид:

$$\tau = (\tau_k + k_p Q) \sec(90 - h), \quad (5)$$

где τ_k — полное поглощение в кислороде в направлении зенита; k_p — весовой коэффициент поглощения в водяном паре; Q — полная масса водяного пара, г/см²; h — угол места, ...°.

В табл. 4 приведены значения указанных выше параметров для четырех длин волн (далее алгоритм A_2).

Таблица 4

Значения τ_k , k_p и ΔT для различных длин волн

λ	0,3	0,8	1,35	2,25
τ_k	0,051	0,039	0,0136	0,0097
k_p	0,086	0,031	0,065	0,0074
ΔT	14	21	16	30

Для калибровки данных наблюдений использовались данные радиозондирования. Программа обработки в интерактив-

ном режиме позволяла выбрать для каждого канала участки последовательности данных, осредненное значение которых должно соответствовать радиотепловому излучению атмосферы во время полета зонда. Затем проводился расчет калибровочных коэффициентов характеристик нисходящего радиотеплового излучения.

При восстановлении интегральных характеристик влагосодержания решение искалось по данным наблюдений в каналах 1,35 и 0,8 см в виде линейных соотношений относительно Q и W (здесь W — водность облаков). Коэффициенты этих соотношений пересчитывались при изменении этих параметров, что позволяло учесть нелинейность рассматриваемой задачи [3].

Для этой цели были реализованы алгоритмы, по которым производили уточнение моделей состояния атмосферы, с использованием текущих метеоданных, данных радиолокационных, лидарных и ИК-наблюдений облачности, прямых расчетов нисходящего радиотеплового излучения в неоднородной атмосфере, уточненных параметров калибровки.

Результаты экспериментальных исследований

В рамках проекта CLIVA-NET было выполнено три этапа экспериментальных исследований, два из которых были проведены в пос. Воейково (август—сентябрь 2000 г., апрель—май 2001 г.) и один в Нидерландах (август—сентябрь 2001 г.). Последний этап заключался в сравнении данных всех участвовавших в эксперименте СВЧ-радиометров. Программа измерений III этапа состояла из двух частей.

Первая часть. С 1 по 14 августа все участвующие в эксперименте микроволновые приборы были расположены в Кабау на одной площадке в линию в одинаковом азимутальном положении. Угол места у части приборов (не сканирующих по углу места) был постоянным — 40° , а у приборов со сканированием менялся в соответствии с программой работ: $90, 40, 30, 19^\circ$. *Вторая часть.* С 15 августа по 31 сентября все приборы развозились по заранее выбранным площадкам внутри Нидерландов и в совокупности моделировали сеть с шагом примерно 100×100 км.

Наиболее интересной, на наш взгляд, является первая часть III этапа (1—14 августа), которая позволяет сравнить результаты

работы близких по своим характеристикам радиометрических систем разных производителей, использующих разные методики и калибровки.

Российская сторона (ИРЭ РАН—НИЦ ДЗА) использовала в работах III этапа только двухволновый комплекс 1,35 и 0,8 см. Радиометры были размещены в небольшом помещении, в котором поддерживалась температура 25—27 °С. Измерения, как и раньше, проводились через окно, затянутое полиэтиленовой пленкой. Анализ „сырых”, т. е. непосредственно полученных с радиометров, непрерывных данных измерений позволяет сделать следующие выводы.

Канал 1,35 см — высокая степень стабильности и работоспособности. Временные потери составили 37,5 ч, они определялись в основном недоработкой программного обеспечения. Наблюдаются импульсные помехи, которые легко отфильтровываются.

Канал 0,8 см — высокая степень работоспособности, но недостаточная стабильность (наличие двух уровней измерений для относительно стабильных атмосферных ситуаций). Проблема недостаточной стабильности решается путем отдельной калибровки участков записи. Временные потери немного превышают потери по каналу 1,35 см.

Температурная калибровка радиометров осуществлялась по данным радиозондирования, которое проводилось несколько раз в день. Методика калибровки состояла в следующем: выбирались временные участки записи, соответствующие случаю безоблачной атмосферы. Для близких к ним моментов радиозондирования определялась полная масса водяного пара Q кг/м², которая затем по различным имеющимся в литературе вариантам пересчитывалась в значения радиояростной температуры на данных длинах волн. Далее массив полученных за первые две недели результатов по разным вариантам пересчетов сопоставлялся в результатами других приборов (размещенных на сайте BALTEX). Выбирался оптимальный, на наш взгляд, вариант и по нему обрабатывался весь массив „сырых” данных.

Рассмотрим для примера результаты за 2 августа 2001 г., представленные на рис. 2. Эти рисунки иллюстрируют хорошее согласие значений радиояростной температуры, полученных с помощью нашего комплекса и работавших в линии поглощения водяного пара $\lambda = 1,35$ см радиометров DWD (Германия), MICCY

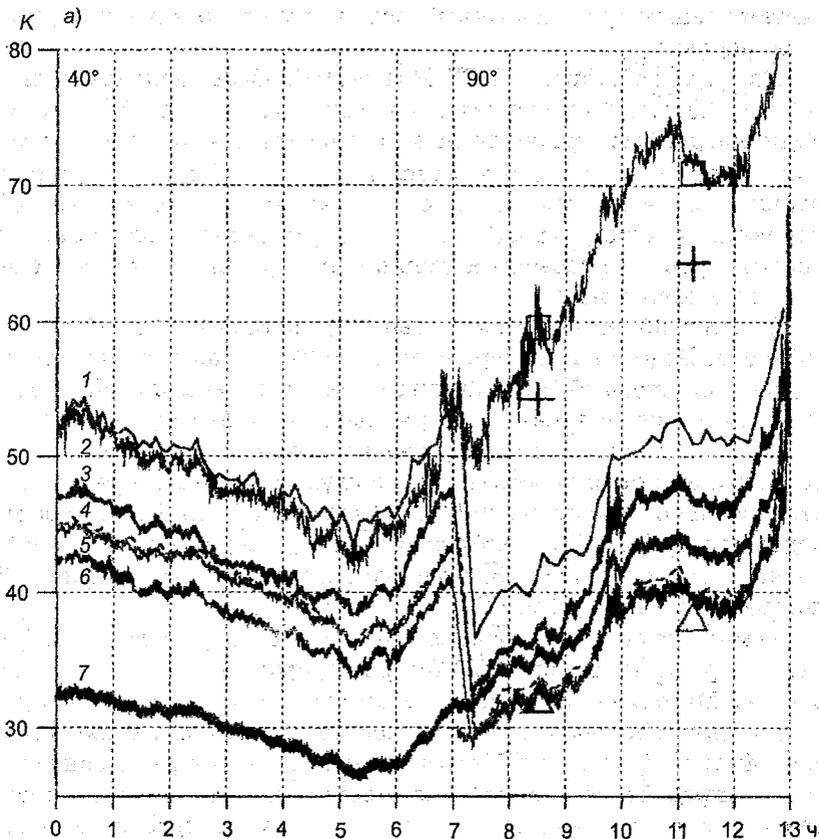
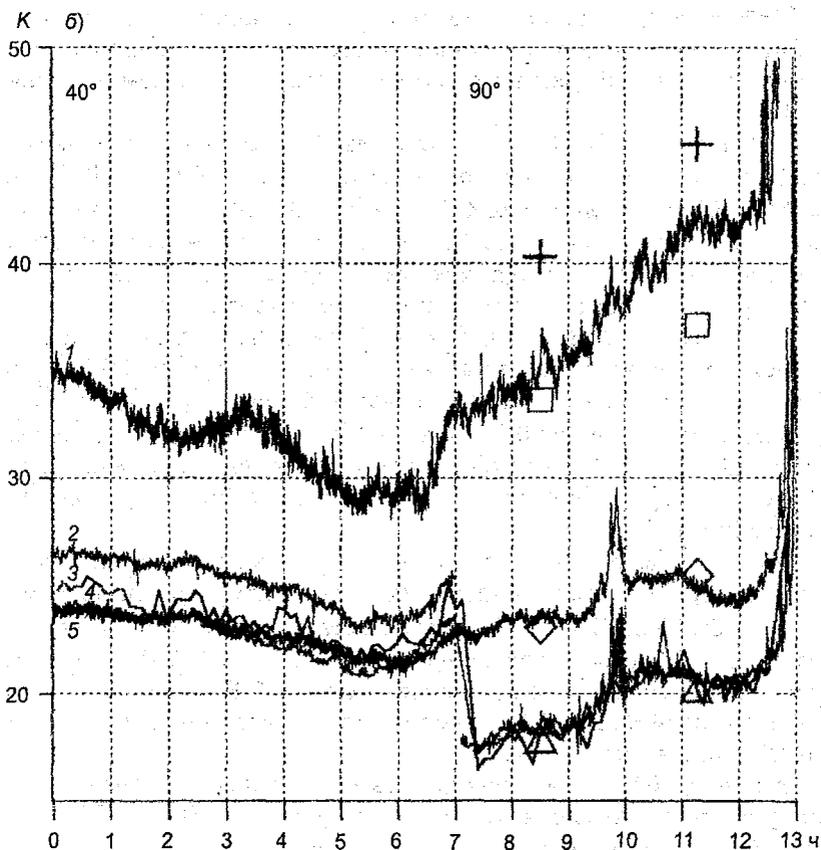


Рис. 2. Временной ход радиоаяростных температур, измеренных различными
Нидер-

Кресты — алгоритм ИРЭ (А₁), квадраты — алгоритм

Кривая	1	2	3	4	5	6	7
Частота, ГГц	22,2	22,2	22,2	23,8	23,8	23,8	23,8
Угол места, ...°	40, 90	40	40, 90	40, 90	40, 90	40, 90	90
Радиометр	DWD-2	StPETERs	MICCY	DWD-2	DWD-1	MICCY	SETP

(Германия) и при $\lambda = 0,8$ см радиометра SETP (Франция). Данные DWD, MICCY и SETP сняты с сайта проекта CLIVA-NET, расчет A_1 — методика ГГО [2], согласно которой $\tau(22,235) = 0,0139 + 0,0072Q$, расчет A_2 — методика по формулам (4), (5),



радиометрами в период эксперимента CLIWA-NET 2 августа 2001 г. (Кабау, ланды)

ГГО (A_3) (3), треугольники — алгоритм WPL (A_3) (4)

б)	1	2	3	4	5
Кривая	1	2	3	4	5
Частота, ГГц	36,5	31,7	30,0	28,2	36,5
Угол места, ... °	40	40, 90	40, 90	40, 90	90
Радиометр	StPETERS	DWD-1	DWD-2	MICCY	СЕР

методика A_3 — $\tau(23,8) = 0,0142 + 0,0053Q$, разработанная для региона Европы [4].

В соответствии с представленной выше методикой были получены данные $T_{я}$, а также восстановлены значения Q и W .

Представляет интерес сравнительный анализ серий временных рядов радиояркостных температур, измеренных различными радиометрами на одних частотах в одном направлении.

Частота 22,23 ГГц. Результаты синхронных измерений радиояркостных температур радиометрами DWD-2, MISCY и St-PETERS при угле места 40° в период 00...07 ч местного времени показаны на рис. 2 а. Видно, что яркостные температуры, измеренные разными радиометрами, коррелируют. Однако разность радиояркостных температур, измеренных радиометрами DWD-2 и St-PETERS, составляет не более 2 К, а разность радиояркостных температур, измеренных радиометрами DWD-2 и MISCY, — не менее 5 К. При сравнении данных, полученных радиометрами в период 07...13 ч в зените (угол места 90°), также обнаруживается превышение (около 5 К) значений радиояркостных температур, измеренных DWD-2, над значениями, измеренными MISCY.

Частота 23,8 ГГц. В период 00...07 ч проводились синхронные измерения радиояркостных температур радиометрами DWD-1, DWD-2, MISCY при угле места 40° . Из рис. 2 а видно, что радиояркостные температуры, измеренные DWD-1 и DWD-2, превосходно согласуются (разность менее 0,5 К). В то же время разность радиояркостных температур, измеренных DWD-2 и MISCY, составляет 1...4 К.

В период 07...13 ч проводились синхронные измерения радиояркостных температур радиометрами DWD-1, DWD-2, MISCY и SETP при угле места 90° . Из рис. 2 а следует, что разность значений, измеренных DWD-1, DWD-2, MISCY, составляет менее 1,5 К, а значения, измеренные SETP, превышают (на 2...3 К) соответствующие значения, измеренные другими радиометрами. Рассчитанные из данных радиозондирования в 8 ч 15 мин и в 11 ч 17 мин значения радиояркостных температур по алгоритму A_3 , основанному на статистических данных для Европы, хорошо согласуются с результатами измерений радиометрами DWD-1, DWD-2, MISCY (разность менее 1,5 К) при угле места 90° .

Частота 36,5 ГГц. Измерения на данной частоте проводились в период 00...13 ч радиометрами SETP при угле места 90° и

St-PETERS при угле места 40° (рис. 2 б). На рисунке также показаны расчетные значения радиоярких температур по различным алгоритмам для углов места 40 и 90° . Отмечается хорошее согласие рассчитанных по алгоритму A_1 значений радиоярких температур с данными как радиометра SETP, так и радиометра St-PETERS. В то же время разность радиоярких температур, рассчитанных по алгоритмам A_1 и A_2 , составляет около 4 К.

Частоты 28,2; 30; 31,7 ГГц. Полагая, что для безоблачной атмосферы излучение на столь близких частотах практически не различается, мы проводим сравнение синхронных измерений радиоярких температур радиометрами DWD-1 (31,7 ГГц), DWD-2 (30 ГГц), MICCY (28,2 ГГц) при угле места 40° в период 00...07 ч и при угле места 90° в период 07...13 ч (рис. 2 б). Из рисунка видно, что радиояркие температуры, измеренные различными радиометрами, различаются не более чем на 3 К при угле места 40° и менее чем на 1 К в зените. В то же время значения радиоярких температур, рассчитанные из данных радиозондирования в 8 ч 15 мин и в 11 ч 17 мин по алгоритму A_3 , хорошо согласуются с результатами измерений различными радиометрами.

Таким образом, сравнительный анализ временных рядов характеристик радиотеплового излучения атмосферы, полученных с помощью различных радиометров, обнаруживает, с одной стороны, высокую корреляцию вариаций радиоярких температур атмосферы, измеренных различными радиометрами, а с другой стороны, систематические различия как расчетных (10 — 15 %), так и измеренных (около 10 %) характеристик нисходящего излучения атмосферы, обусловленные, по-видимому, особенностями используемых методов калибровок радиометров и антенн.

На рис. 3 представлен суточный ход радиояркой температуры на четырех длинах волн для 7 апреля 2001 г., когда характер погоды изменялся от ясной до дождливой. В этот день температура воздуха изменялась от 4°C в 0 ч до $9,8^\circ\text{C}$ в 12 ч дня и затем уменьшалась до $3,2^\circ\text{C}$ в 24 ч. Наблюдался аналогичный ход влажности воздуха от 4 г/м^3 в 0 ч до $5,5\text{ г/м}^3$ в 12 ч. Как и

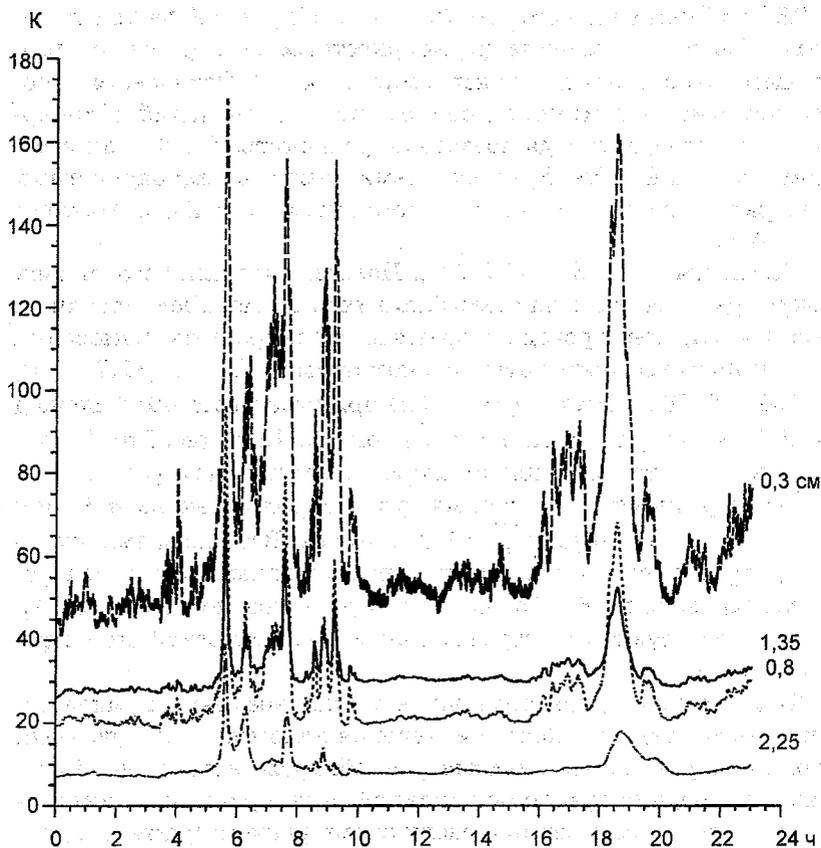


Рис. 3. Суточный ход приведенной к зениту яркостной температуры радиотеплового излучения атмосферы 7 апреля 2001 г. на четырех длинах волн

следовало ожидать, ход $T_{я}$ одинаков для все каналов. При наличии облаков наибольшие значения $T_{я}$ получены для $\lambda = 0,3$ см, а также для $\lambda = 0,8$ см.

На рис. 4 представлен суточный ход значений Q и W для этого же дня. Наблюдается резкое изменение значений Q и W при появлении облаков и осадков. На рис. 5 приведена карта радиолокационной отражаемости облаков для 7 апреля 2001 г. за 15 ч 29 мин.

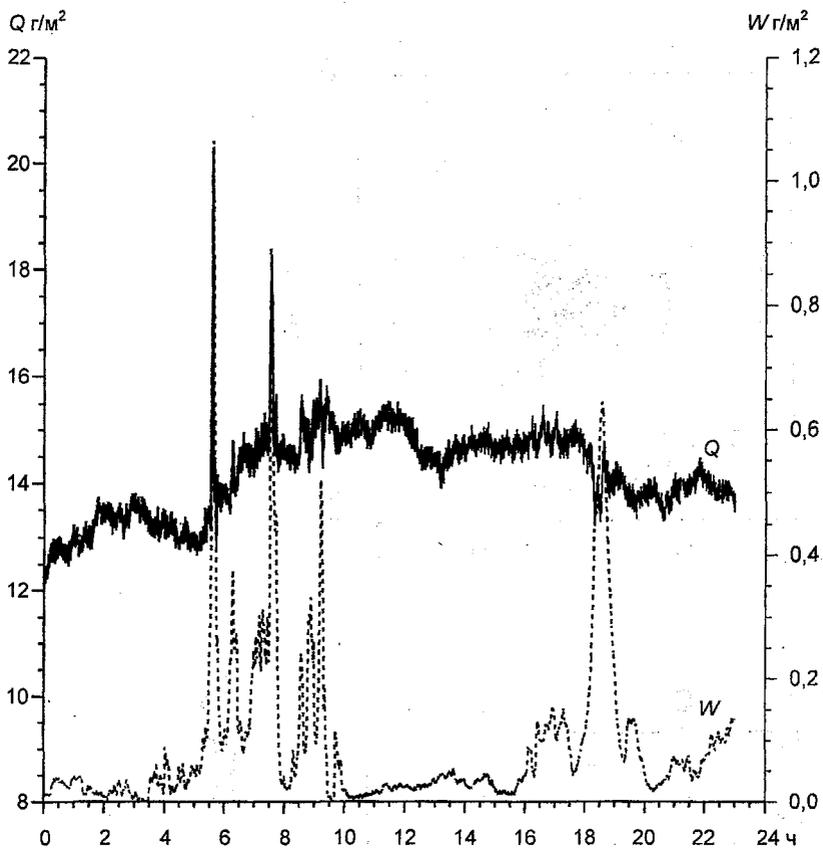
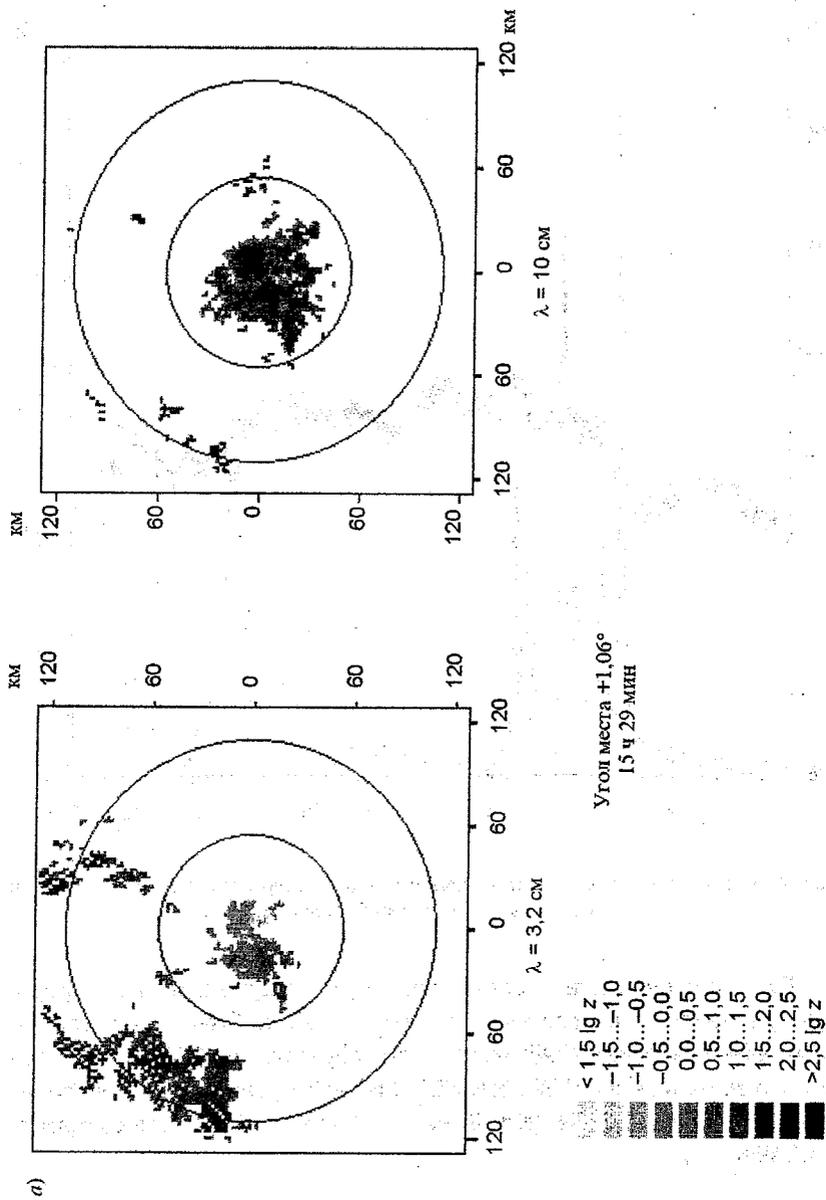


Рис. 4. Результаты определения суточного хода интегральных содержаний Q и W , по данным наблюдений 7 апреля 2001 г.

При исследовании радиотеплового излучения атмосферы при различных ее состояниях отчетливо наблюдается резкое изменение T_a и как следствие — интегрального содержания водяного пара Q . Это очень хорошо видно из рис. 6, где представлены результаты измерений Q и W при смене атмосферных фронтов.



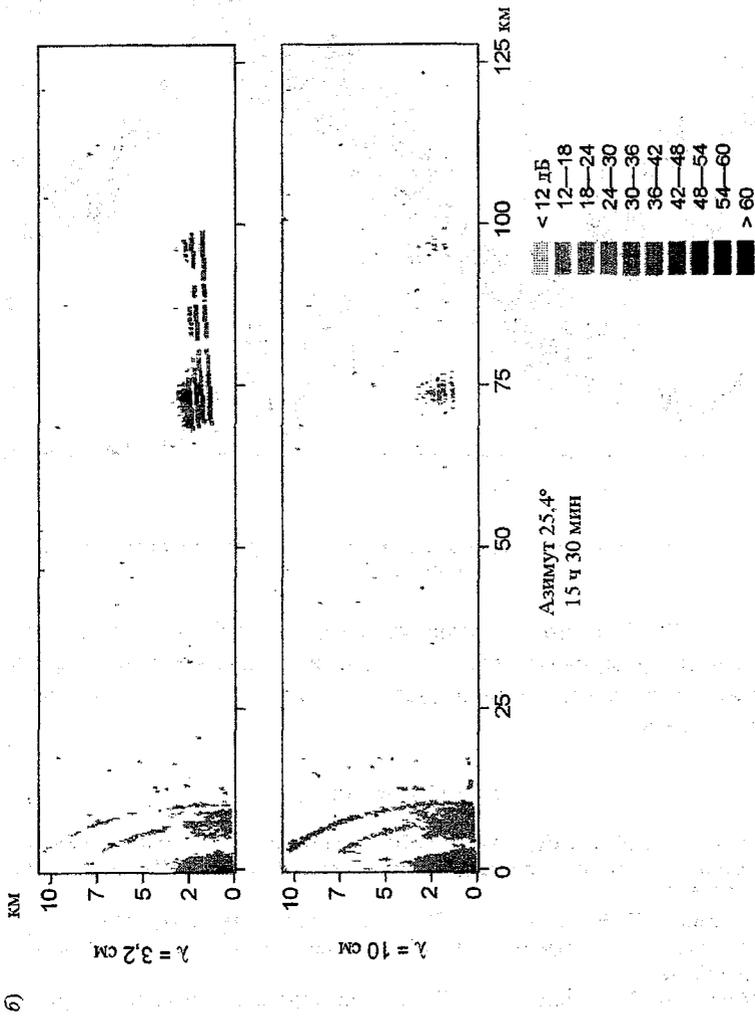


Рис. 5. Горизонтальный (а) и вертикальный (б) разрезы структуры облачности по данным МРЛ-5 Воейково, 7 апреля 2001 г.

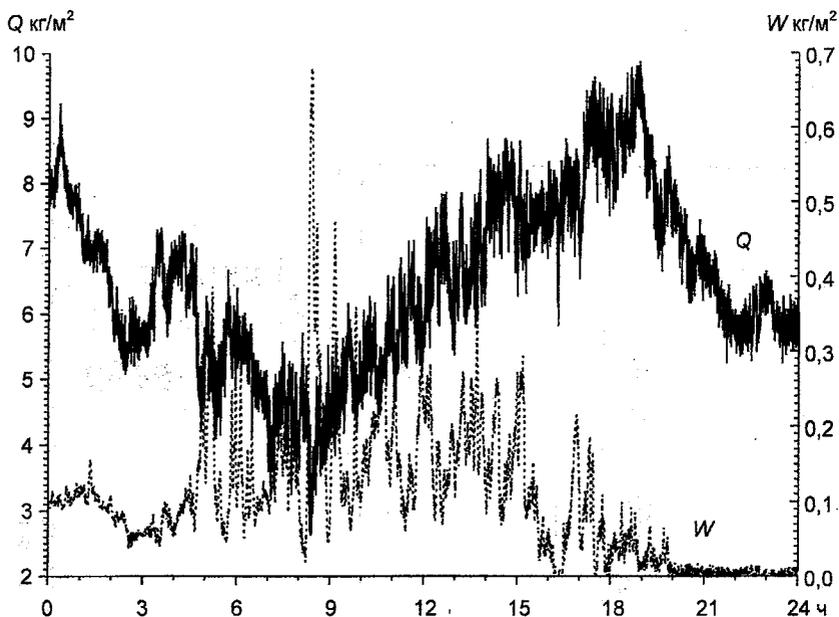


Рис. 6. Пример результатов обработки данных радиометрических наблюдений за 26 мая 2001 г.

Данные СВЧ-радиометрических наблюдений позволяют оперативно контролировать интегральные характеристики влагосодержания атмосферы, отслеживать резкие изменения синоптической ситуации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васищева М. А., Щукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. Обзор. ВНИИГМИ—МЦД, Обнинск, 1976. 92 с.
2. Караваяев Д. М., Щукин Г. Г. Радиометрические исследования ослабления микроволн в тропосфере // Тез. IV конф. по распространению радиоволн. СПб., 1998. С. 42.
3. Образцов С. П., Щукин Г. Г. СВЧ-радиометрическое определение высотных распределений температуры и характеристик влагосодержания атмосферы // Труды НИЦ ДЗА. 1997. Вып. 1 (546). С. 20—32.
4. OPEX. Second Workshop of the OLYMPUS Propagation Experimenters. 1994. Vol. 3.

**О МЕТОДЕ И НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ РАСЧЕТА
ВРЕМЕНИ ХИМИЧЕСКОЙ ЖИЗНИ
СЕМЕЙСТВ АТМОСФЕРНЫХ КОМПОНЕНТОВ
И ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
АТОМНОГО КИСЛОРОДА В АТМОСФЕРЕ**

В статье в краткой форме излагаются три связанные между собой разработки фотохимической теории: новый метод и результаты расчета временем химической жизни семейства атмосферных компонентов, новый метод и расчет концентраций атомного кислорода и озона на разных высотах в атмосфере и вопрос о влиянии окислов азота на семейство нечетного кислорода. Для расчетов в отличие от [1, 3, 11] используются не отдельные компоненты атмосферы или смешанные системы, состоящие из отдельных компонентов и семейств, а семейства компонентов, взаимодействующих друг с другом и имеющих малое время химической жизни. Результаты полученных расчетов сравниваются с результатами прежних расчетов.

Под временем химической жизни τ_A атмосферного компонента А (или семейства компонентов A_x), как известно [1, 3], подразумевается промежуток времени, в течение которого концентрация компонента (или семейства) под действием всех разрушающих этот компонент (или семейство) химических или фотохимических реакций уменьшается в $e = 2,72$ раза по сравнению со своим первоначальным значением. Имеются в виду только те реакции, которые разрушают этот компонент (или семейство); другие реакции, образующие этот компонент (или семейство), не учитываются. В качестве первоначального значения концентрации компонента (или семейства) принимается фотохимически равновесное или в особо оговоренных случаях иное значение концентрации на данной высоте h в атмосфере. Если нет иных указаний, считается, что значения τ_A (или τ_{A_x}) относятся к дневным условиям. Из определения τ_A и τ_{A_x} следует, что эти величины зависят от компонента А (или A_x) и, в случае семейства, от состава A_x .

Величина τ_A (или τ_{A_X}) является одной из основных аэрономических характеристик компонента (или семейства) атмосферы, она имеет первостепенное значение для определения устойчивости химического состава атмосферы, для расчетов концентраций компонентов на разных высотах в атмосфере и для построения теории и моделей атмосферных компонентов.

Если $\tau_A < 10$ сут (или $\tau_{A_X} < 10$ сут), то согласно критерию, принятому в работе [1], компонент А (или семейство A_X) находится в фотохимическом равновесии и процессы переноса в атмосфере практически не влияют на его концентрацию. Если $\tau_A > 100$ сут (или $\tau_{A_X} > 100$ сут), то концентрация компонента А (или A_X) определяется процессами переноса. При $10 < \tau_A < 100$ сут (или $10 < \tau_{A_X} < 100$ сут), концентрация компонента А (или A_X) определяется как фотохимическими, так и динамическими процессами. Согласно другому, более жесткому критерию [3], компонент А (или семейство A_X) находится в фотохимическом равновесии на данной высоте в атмосфере, если τ_A (или τ_{A_X}) меньше постоянной времени зонального переноса в атмосфере, которая на высотах 10—35 км не превышает 1 сут, а на высотах 35—50 км не превышает 5 ч.

Под концентрацией семейства, например, нечетного кислорода (O_X) понимается [1, 3] сумма концентраций

$$(O_X) = (O_3) + (O^1D) + (O^3P), \quad (1)$$

где (O_3) — концентрация молекул озона, (O^1D) — концентрация кислородных атомов в первом возбужденном состоянии, (O^3P) — концентрация кислородных атомов в основном состоянии, в дальнейшем обозначаемая (O) .

Метод расчета времени химической жизни семейств атмосферных компонентов A_X

Ниже изложен метод расчета τ_{A_X} на разных высотах в атмосфере на примере расчета времени химической жизни семейства нечетного кислорода τ_{O_X} . Этот метод пригоден для расчета τ_{A_X} любого семейства атмосферных компонентов. Корректного мето-

да такого расчета τ_{Ax} по сведениям, имеющимся в распоряжении автора, до настоящего времени не существовало.

Для нахождения τ_{O_x} продифференцируем по времени t выражение (1):

$$\frac{d(O_x)}{dt} = \frac{d(O_3)}{dt} + \frac{d(O'D)}{dt} + \frac{d(O)}{dt}. \quad (2)$$

Отметим для дальнейшего, что количество слагаемых — производных в (2) равно количеству атмосферных компонентов в семействе (1).

Поскольку, исходя из определения, в рассматриваемом случае учитываются все известные реакции с участием озона, опубликованные в том числе в [1—3, 13], производная $\frac{d(O_3)}{dt}$, выражающая скорость изменения концентрации озона, будет иметь следующий вид (нумерация постоянных скоростей реакций K_i — наша):

$$\begin{aligned} \frac{d(O_3)}{dt} = & [K_1(O)(O_2)(M) + K_{117}(BrO)(HO_2) + K_{94}(ClO)(HO_2)] - \\ & - [(J_{O_3} + J_{O_3}^*)(O_3) + K_3(NO)(O_3) + K_{19}(Br)(O_3) + K_4(Cl)(O_3) + \\ & + K_{14}(OH)(O_3) + K_{24}(BrO)(O_3) + K_{16}(HO_2)(O_3) + K_{10}(NO_2)(O_3) + \\ & + K_2(O)(O_3) + K_{55}(O'D)(O_3) + K_6(ClO)(O_3) + K_{68}(OClO)(O_3) + \\ & + K_{25}(SO_2)(O_3)], \end{aligned} \quad (3)$$

где в обыкновенных скобках — концентрации компонентов; $(M) = (N_2) + (O_2)$ — концентрация третьего партнера; $J_{O_3}^*$ — коэффициент фотодиссоциации возбужденной молекулы озона.

Для оценки слагаемых в выражении (3) и расчета величины τ_{O_x} нами использовались значения K_i , J_j и значения концентраций атмосферных компонентов, опубликованные в работах [1—

3, 13, 16]. Оценка численных значений слагаемых в выражении (3) на высоте 20 км, близкой к высоте максимальной концентрации озона, приведена в табл. 1. Оставляя только доминирующие члены в выражении (3) без ущерба для результата расчета величины τ_{O_3} , получим

$$\frac{d(O_3)}{dt} = K_1(O)(O_2)(M) - [(J_{O_3} + J_{O_3}^*)(O_3) + K_3(NO)(O_3) + K_4(Cl)(O_3) + K_{16}(HO_2)(O_3) + K_{14}(OH)(O_3) + K_2(O)(O_3)]. \quad (4)$$

Аналогично получим производные $\frac{d(O'D)}{dt}$ и $\frac{d(O)}{dt}$; они будут равны:

$$\frac{d(O'D)}{dt} = J_{O_3}^*(O_3) + J_{NO_2}^*(NO_2) + J_{O_2}^*(O_2) - [K_{105}(O'D)(O_2) + K_{106}(O'D)(N_2) + K_{55}(O'D)(O_3)], \quad (5)$$

Таблица 1

Оценка численных значений слагаемых в выражении (3)
($h = 20$ км, $T = 217$ К)

Слагаемое	Значение, молекул · см ⁻³ · с ⁻¹	Слагаемое	Значение, молекул · см ⁻³ · с ⁻¹
Со знаком плюс		Со знаком минус	
$K_1(O)(O_2)(M)$	$7,9 \cdot 10^8$	$K_{16}(HO_2)(O_3)$	$2,4 \cdot 10^4$
$K_{117}(BrO)(HO_2)$	$9,0 \cdot 10^{-1}$	$K_{19}(Br)(O_3)$	$2,3 \cdot 10^4$
$K_{94}(ClO)(HO_2)$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$K_{10}(NO_2)(O_3)$	$7,3 \cdot 10^3$
Со знаком минус		$K_{24}(BrO)(O_3)$	$2,7 \cdot 10^4$
$J_{O_3}(O_3)$	$1,4 \cdot 10^9$	$K_2(O)(O_3)$	$1,6 \cdot 10^3$
$K_3(NO)(O_3)$	$1,3 \cdot 10^7$	$K_{55}(O'D)(O_3)$	$3,1 \cdot 10^2$
$K_4(Cl)(O_3)$	$9,0 \cdot 10^4$	$K_6(ClO)(O_3)$	$1,4 \cdot 10^{-1}$
$K_{14}(OH)(O_3)$	$4,9 \cdot 10^4$	$K_{68}(OClO)(O_3)$	$4,8 \cdot 10^{-4}$
		$K_{25}(SO_2)(O_3)$	$3,2 \cdot 10^{-7}$

$$\begin{aligned} \frac{d(O)}{dt} = & J_{O_3}(O_3) + J_{NO_2}(NO_2) + 2J_{O_2}(O_2) + J_{O_2}^*(O_2) + \\ & + K_{105}(O'D)(O_2) + K_{106}(O'D)(N_2) + 2K_{55}(O'D)(O_3) - \\ & - [K_1(O)(O_2)(M) + K_8(O)(NO_2) + K_2(O)(O_3)]. \end{aligned} \quad (6)$$

Складывая (4), (5) и (6), оставляя доминирующие члены, учитывая, что на высотах 10—50 км $J_{NO_2}^* \ll J_{NO_2}$, $J_{O_2}^* \ll J_{O_2}$, и используя (2), получим

$$\begin{aligned} \frac{d(O_X)}{dt} = & J_{NO_2}(NO_2) + 2J_{O_2}(O_2) - [K_3(NO)(O_3) + K_4(Cl)(O_3) + \\ & + K_{16}(HO_2)(O_3) + K_{14}(OH)(O_3) + K_8(O)(NO_2) + 2K_2(O)(O_3)]. \end{aligned} \quad (7)$$

Дифференциальное уравнение (7) позволяет оценить величину τ_{O_X} .

Обозначая на высоте h в атмосфере выражение в квадратных скобках в уравнении (7) через L_h (см. (10)), получим, что скорость уменьшения концентрации семейства нечетного кислорода равна

$$\frac{d(O_X)}{dt} = -L_h. \quad (8)$$

Интегрируя (8) от $(O_X)_0$ до $(O_X)_t$ и от 0 до t , будем иметь

$$\int_{(O_X)_0}^{(O_X)_t} d(O_X) = - \int_0^t L_h dt. \quad (9)$$

Оценим величину

$$\begin{aligned} L_h = & K_3(NO)(O_3) + K_{14}(OH)(O_3) + K_{16}(HO_2)(O_3) + \\ & + K_4(Cl)(O_3) + K_8(O)(NO_2) + 2K_2(O)(O_3) \end{aligned} \quad (10)$$

на разных высотах в слое атмосферы 10—50 км. Исходные данные для расчета и источники приведены в табл. 2, 3, 7 (вторая

Таблица 2

Химические реакции, постоянные скорости реакций K_i ,
(при $T = 217$ К) и коэффициенты фотодиссоциации J_A
на высоте 20 км [3, 13, 16]

Реакция	K_i , молекул ⁻¹ · см ⁻³ · с ⁻¹ для реакций двух тел и молекул ⁻² · см ⁻⁶ · с ⁻¹ для реакций трех тел; J_A , с ⁻¹
1. $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	$K_1 = 1,3 \cdot 10^{-33}$
2. $O + O_3 \rightarrow O_2 + O_2$	$K_2 = 6,0 \cdot 10^{-16}$
3. $O_3 + NO \rightarrow NO_2 + O_2$	$K_3 = 3,2 \cdot 10^{-15}$
4. $O_3 + Cl \rightarrow ClO + O_2$	$K_4 = 8,7 \cdot 10^{-12}$
5. $O + NO_2 \rightarrow NO + O_2$	$K_8 = 1,1 \cdot 10^{-11}$
6. $O_3 + OH \rightarrow HO_2 + O_2$	$K_{14} = 2,1 \cdot 10^{-11}$
7. $O_3 + HO_2 \rightarrow OH + 2O_2$	$K_{16} = 1,4 \cdot 10^{-15}$
8. $O(^1D) + O_3 \rightarrow O_2 + O + O$	$K_{55} = 1,2 \cdot 10^{-10}$
9. $O(^1D) + O_2 \rightarrow O + O_2$	$K_{105} = 4,4 \cdot 10^{-11}$
10. $O(^1D) + N_2 \rightarrow O + N_2$	$K_{106} = 3,0 \cdot 10^{-11}$
11. $O_2 + h\nu \rightarrow O + O$	$J_{O_2} = 5,0 \cdot 10^{-14}$
12. $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$	$J_{O_3} = 5,0 \cdot 10^{-4}$
13. $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O(^1D)$	$J_{O_3}^* = 1,5 \cdot 10^{-5}$
14. $NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O$	$J_{NO_2} = 1,1 \cdot 10^{-2}$

графа)¹ и 8 (вторая графа). Следует отметить, что концентрации (O), (O'D), (Cl), (OH), (HO₂), приведенные в [3, 16] и табл. 3, определены довольно приближенно, поэтому необходимо дальнейшее совершенствование методики измерения концентрации этих компонентов. Значения слагаемых в (10) и значения L_h на разных высотах приведены в табл. 4. Из табл. 4 следует, что величина L_h в слое 10—30 км определяется слагаемым $K_3(NO)(O_3)$. Поэтому на высотах $10 \leq h \leq 30$ км формула (9) принимает вид

$$\int_{(O_X)_0}^{(O_X)_t} d(O_X) = - \int_0^t K_3(NO)(O_3) dt. \quad (11)$$

¹ Второй вариант расчета величин L_h и τ_{O_X} с использованием данных о (O), приведенных в настоящей статье (см. табл. 7, графа 4), см. в статье автора „О времени химической жизни семейств атмосферных компонентов и концентрации атомного кислорода в атмосфере“, опубликованной в журнале «Оптика атмосферы», 2003, № 2, Томск. Второй вариант не изменил основных выводов данной статьи.

Таблица 3

Дневная концентрация атмосферных компонентов (атомов · см⁻³ или молекул · см⁻³), коэффициенты фотодиссоциации J_A (с⁻¹) и средняя температура T (К) на разных высотах в атмосфере [3, 16]

h км	(O ^D)	(O ₂)	(NO)	(NO ₂)	(HO ₂)	(OH)	(Cl)	J_{O_2}	J_{O_3}	T
10	—	$1,7 \cdot 10^{18}$	$8,6 \cdot 10^8$	$1,0 \cdot 10^9$	$3,0 \cdot 10^7$	$3,5 \cdot 10^5$	$(4,0 \cdot 10^1)$	$(2,0 \cdot 10^{-16})$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	223
15	—	$8,1 \cdot 10^{17}$	$1,6 \cdot 10^8$	$2,0 \cdot 10^9$	$3,0 \cdot 10^6$	$4,0 \cdot 10^5$	$(2,0 \cdot 10^2)$	$3,0 \cdot 10^{-15}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	217
20	0,9	$3,6 \cdot 10^{17}$	$1,4 \cdot 10^8$	$1,8 \cdot 10^9$	$6,0 \cdot 10^6$	$8,0 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^3$	$5,0 \cdot 10^{-14}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	217
25	5,0	$1,6 \cdot 10^{17}$	$1,7 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^9$	$2,0 \cdot 10^7$	$4,0 \cdot 10^6$	$8,3 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^{-12}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	222
30	25	$8,8 \cdot 10^{16}$	$2,3 \cdot 10^8$	$2,3 \cdot 10^9$	$2,5 \cdot 10^7$	$9,0 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^{-11}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	227
35	$1,0 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^{16}$	$1,4 \cdot 10^8$	$1,0 \cdot 10^9$	$2,0 \cdot 10^7$	$2,5 \cdot 10^7$	$5,5 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^{-10}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	237
40	$3,3 \cdot 10^2$	$1,7 \cdot 10^{16}$	$1,3 \cdot 10^8$	$2,7 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^7$	$2,0 \cdot 10^7$	$1,7 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^{-10}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	250
45	$6,0 \cdot 10^2$	$8,9 \cdot 10^{15}$	$6,2 \cdot 10^8$	$8,2 \cdot 10^7$	$1,0 \cdot 10^7$	$1,5 \cdot 10^7$	$4,1 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^{-9}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	264
50	$6,1 \cdot 10^2$	$4,8 \cdot 10^{15}$	$4,2 \cdot 10^8$	$2,1 \cdot 10^7$	$8,5 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^7$	$4,2 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^{-9}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	271

Примечание. Значения (NO) и (NO₂) получены по средним экспериментальным данным, опубликованным в графических сводках в работе [3].

Учитывая, что величина K_3 в формуле (11) практически постоянна в течение нескольких суток, ее можно вынести за знак определенного интеграла и, используя теорему о среднем значении определенного интеграла от произведения двух функций и теорему о среднем значении определенного интеграла для одной функции, из (11) получим

$$(O_X)_t - (O_X)_0 = -K_3(O_3)_{\xi_1}(NO)_{\xi_2}t, \quad (12)$$

где $(O_3)_{\xi_1}$ и $(NO)_{\xi_2}$ — промежуточные значения (O_3) и (NO) внутри интервала $0 < \xi < t$.

Согласно определению τ_{O_X} , $(O_X)_t = \frac{1}{e}(O_X)_0$, где $\frac{1}{e} = 0,368$ и, следовательно, $(O_X)_t - (O_X)_0 = -0,632(O_X)_0$. Учитывая, что в этом случае $t = \tau_{O_X}$, из (12) для интервала высот 10—30 км получим

$$\tau_{O_X} = \frac{0,632(O_X)_0}{K_3(O_3)_{\xi_1}(NO)_{\xi_2}}. \quad (13)$$

Значения $(O_3)_{\xi_1}$ и $(NO)_{\xi_2}$ в формуле (13) из геометрического смысла определенного интеграла (из сравнения площадей в двух случаях, выделяемых подынтегральными функциями (O_3) и (NO) в (11) в интервале от 0 до t , с прямоугольными площадями той же длины, имеющими ординаты $(O_3)_{\xi_1}$ и $(NO)_{\xi_2}$) можно принять равными $(O_3)_{cp}$ и $(NO)_{cp}$, приведенными по экспериментальным данным в табл. 3 и 8. При этом учитывается тот факт, что функции (O_3) и (NO) в зависимости от t являются всегда положительными величинами. Для высот 30—50 км в знаменателе формулы (13) будет использоваться выражение, аналогичное (10), в виде

$$L'_h = K_3(NO)_{\xi_2}(O_3)_{\xi_1} + K_{14}(OH)_{\xi_3}(O_3)_{\xi_1} + K_{16}(HO_2)_{\xi_4}(O_3)_{\xi_1} + \\ + K_4(O_3)_{\xi_1}(Cl)_{\xi_5} + K_8(NO_2)_{\xi_6}(O)_{\xi_7} + 2K_2(O_3)_{\xi_1}(O)_{\xi_7},$$

в котором значения величин $(O_3)_{\xi_1}$, $(NO)_{\xi_2}$, $(OH)_{\xi_3}$, $(HO_2)_{\xi_4}$, $(Cl)_{\xi_5}$, $(NO_2)_{\xi_6}$, $(O)_{\xi_7}$ близки к средним значениям на рассматриваемой высоте (табл. 3 и 8), а значение L'_h близко к значению L_h .

В общем случае в слое 10—50 км величина τ_{O_x} будет равна:

$$\tau_{O_x} = \frac{0,632(O_x)_0}{L'_h} \quad (13a)$$

**Результаты расчета времени химической жизни
семейства нечетного кислорода τ_{O_x}
и их сравнение с данными других авторов**

Результаты расчетов τ_{O_x} по формуле (13a) приведены в табл. 5. В качестве значения $(O_x)_0$, входящего в (13a), были использованы значения (O_3) , приведенные в табл. 8 по данным [2], в качестве значений L'_h использовались значения L_h , приведенные в табл. 4.

В табл. 5 приведены для сравнения широко используемые данные о τ_{O_x} , опубликованные в работах [1, 2, 11]. Как видно из табл. 5, полученные нами значения τ_{O_x} резко отличаются от принятых в [1, 2, 11] значений на высотах ниже 35 км. Значения τ_{O_x} , полученные автором настоящей работы на высотах 15—35 км, в 20—8000 раз меньше, чем значения, опубликованные в работах [1, 2, 11]. Отсюда, учитывая указанные выше критерии фотохимического равновесия, а также результаты расчета величины τ_{O_x} , можно сделать вывод, что, вопреки сложившимся представлениям, во всем слое атмосферы 10—50 км, и в том числе в слое 10—30 км, семейство нечетного кислорода в дневное время находится в состоянии фотохимического равновесия или в состоянии, близком к нему. Выше 40 км значения τ_{O_x} , полученные нами и другими авторами, сравнительно близки друг к другу.

Использованные для сравнения данные о τ_{O_x} (табл. 5, четвертая графа), опубликованные в [11] и приведенные в [1], были получены, как это отмечено в [1], на основании учета скорости образования озона в момент фотохимического равновесия, а не скорости разрушения озона, как это следует из определения τ_{O_x} . При этом скорость образования озона рассчитывалась только по величине $2J_{O_2}(O_2)$, т. е. учитывалась только реакция фотодиссоциации 11 (см. табл. 2), в результате которой образуются два

Таблица 4

Значения слагаемых и величины L_h (молекул $\cdot \text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$) в формуле (10) на разных высотах в атмосфере

h км	$K_3(\text{NO})(\text{O}_3)$	$K_{14}(\text{OH})(\text{O}_3)$	$K_{16}(\text{HO}_2)(\text{O}_3)$	$K_4(\text{Cl})(\text{O}_3)$	$K_8(\text{O})(\text{NO}_2)$	$2K_2(\text{O})(\text{O}_3)$	L_h
10	$3,3 \cdot 10^6$	$8,3 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^4$	$3,6 \cdot 10^2$	$1,6 \cdot 10^2$	$2,0 \cdot 10^1$	$3,3 \cdot 10^6$
15	$5,6 \cdot 10^6$	$9,2 \cdot 10^3$	$4,6 \cdot 10^3$	$1,9 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$7,3 \cdot 10^1$	$5,6 \cdot 10^6$
20	$1,3 \cdot 10^7$	$4,9 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^4$	$9,0 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^7$
25	$2,0 \cdot 10^7$	$3,0 \cdot 10^5$	$9,4 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^7$
30	$2,5 \cdot 10^7$	$6,0 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^5$	$9,2 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^7$
35	$1,5 \cdot 10^7$	$1,5 \cdot 10^6$	$6,8 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^6$	$2,4 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^6$	$2,2 \cdot 10^7$
40	$1,5 \cdot 10^7$	$7,4 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^6$	$5,0 \cdot 10^6$	$2,3 \cdot 10^7$
45	$2,0 \cdot 10^6$	$2,2 \cdot 10^5$	$6,7 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^6$	$3,0 \cdot 10^6$	$7,7 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^7$
50	$4,6 \cdot 10^5$	$6,0 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^3$	$4,6 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^6$	$5,2 \cdot 10^6$	$7,6 \cdot 10^6$

Таблица 5

Значения времени химической жизни семейства нечетного кислорода в дневных условиях τ_{O_x} (ч) в слое атмосферы 10—50 км по разным данным

h км	τ_{O_x} по формуле (13а)	τ_{O_x} [3]	τ_{O_x} [1, 11] (зима, 45° с. ш.)
10	53	—	—
15	34	$2,5 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^5$
20	39	$1,4 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^4$
25	28	$1,7 \cdot 10^3$	$9,7 \cdot 10^3$
30	18	$2,8 \cdot 10^2$	$2,5 \cdot 10^3$
35	16	55	$2,8 \cdot 10^2$
40	7,6	19	$1,7 \cdot 10^2$
45	4,0	5,5	42
50	2,3	2,2	22

атома кислорода, быстро рекомбинирующие с молекулами кислорода по реакции 1 (табл. 2) и образующие озон. Однако в атмосфере, как это видно из реакции 14 (табл. 2), образование атомного кислорода происходит также под действием фотодиссоциации NO_2 с последующим образованием озона по реакции 1 (табл. 2). Скорость образования атомного кислорода по реакциям 11 и 14 (табл. 2), равная $2J_{O_2}(O_2)$ и $J_{NO_2}(NO_2)$ соответственно, и их численные значения на разных высотах в атмосфере приведены в табл. 6. Из табл. 6 следует, что на высотах 10—30 км скорость образования атомного кислорода по реакции 11 (табл. 2) значительно меньше скорости реакции 14 (табл. 2) и только выше 40 км скорость реакции 11 превышает скорость реакции 14. Следовательно, в работе [11] не учтено действие диоксида азота на озон и в результате получены завышенные значения τ_{O_x} на высотах 10—30 км, приведенные в работах [1, 11].

В работе [3] величина τ_{O_x} рассчитывается по формуле, вывод которой не приводится:

$$\tau_{O_x} = \frac{(O_x)}{2K_{34}(O)^2(M) + 2K_2(O)(O_3) + D}, \quad (14)$$

Таблица 6

Скорость образования атомного кислорода по реакциям 11 и 14
(табл. 2) на разных высотах в атмосфере

h км	По реакции 11: $2J_{O_2}(O_2)$, атомов \cdot см $^{-3}$ \cdot с $^{-1}$	По реакции 14: $J_{NO_2}(NO_2)$, атомов \cdot см $^{-3}$ \cdot с $^{-1}$
10	$6,8 \cdot 10^2$	$1,1 \cdot 10^7$
15	$4,9 \cdot 10^3$	$2,2 \cdot 10^7$
20	$3,6 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^7$
25	$3,2 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^7$
30	$3,5 \cdot 10^6$	$2,5 \cdot 10^7$
35	$1,4 \cdot 10^7$	$1,1 \cdot 10^7$
40	$1,7 \cdot 10^7$	$3,0 \cdot 10^6$
45	$1,8 \cdot 10^7$	$9,0 \cdot 10^5$
50	$1,4 \cdot 10^7$	$2,5 \cdot 10^5$

где

$$\begin{aligned}
 D = & K_{76}(H)(O_3) + K_{11}(O)(OH) + K_{12}(O)(HO_2) + \\
 & + K_{14}(OH)(O_3) + K_{16}(HO_2)(O_3) + K_8(O)(NO_2) + \\
 & + K_3(NO)(O_3) + K_5(O)(ClO) + K_4(Cl)(O_3). \quad (15)
 \end{aligned}$$

В знаменатель формулы (14) вошли все члены с отрицательными знаками (включая величину D), т. е. те члены, которые разрушают семейство нечетного кислорода. Из физического смысла формулы (14) следует, что под τ_{O_x} здесь имеется в виду промежуток времени, в течение которого молекулы (O_x) в единичном объеме разрушаются полностью (поскольку количество молекул в 1 см 3 делится на скорость разрушения этих молекул в 1 см 3), тогда как по определению она уменьшается в 2,72 раза.

Численное значение величины в знаменателе формулы (14) очень близко к значению L_h в формуле (10) на высотах 10—30 км. Однако в работе [3] производится преобразование величин (14) и (15) с целью исключения из величины D и, следовательно, L_h наибольших по численным значениям членов $K_3(NO)(O_3)$ и $K_4(Cl)(O_3)$, что противоречит определению величины τ_{O_x} , требующему для ее расчета использования всех разрушающих ре-

акций.¹ При этом применяются [3] два известных приближенных выражения, являющихся производными $\frac{d(\text{NO}_2)}{dt}$ и $\frac{d(\text{ClO})}{dt}$:

$$K_3(\text{NO})(\text{O}_3) + K_{35}(\text{NO})(\text{HO}_2) + K_{83}(\text{NO})(\text{CH}_3\text{O}_2) + K_{36}(\text{NO})(\text{ClO}) - J_{\text{NO}_2}(\text{NO}_2) - K_8(\text{NO}_2)(\text{O}) = \frac{d(\text{NO}_2)}{dt}; \quad (16)$$

$$K_4(\text{Cl})(\text{O}_3) - K_5(\text{O})(\text{ClO}) - K_{36}(\text{NO})(\text{ClO}) = \frac{d(\text{ClO})}{dt}. \quad (17)$$

В результате сложения (16), (17) и знаменателя в (14), оставляя только отрицательные слагаемые, в работе [3] получено:

$$D = K_{76}(\text{H})(\text{O}_3) + K_{11}(\text{O})(\text{OH}) + K_{12}(\text{O})(\text{HO}_2) + K_{14}(\text{OH})(\text{O}_3) + K_{16}(\text{HO}_2)(\text{O}_3) + 2K_8(\text{O})(\text{NO}_2) + 2K_5(\text{O})(\text{ClO}) + K_2(\text{O})(\text{O}_3). \quad (18)$$

Оценка численной величины (18) показала, что значение D уменьшается по сравнению с D в (15) на высоте 20 км более чем в 100 раз² и соответственно увеличивается значение рассчитанного таким образом в [3] времени химической жизни семейства τ_{O_x} . Авторы работы [3] не учли, что преобразования величин (14) и

(15) вследствие принятых ими условий: $\frac{d(\text{NO}_2)}{dt} = 0$ и $\frac{d(\text{ClO})}{dt} =$

$= 0$ — расширяют семейство компонентов O_x , для которого рассчитывается время химической жизни. В работе [3] проводится

суммирование³ производных $\frac{d(\text{NO}_2)}{dt}$ и $\frac{d(\text{ClO})}{dt}$ с производной

$\frac{d(\text{O}_x)}{dt}$ так же, как это делается в выражении (2) с производными

(O_3) , $(\text{O}'\text{D})$ и (O) . При указанных преобразованиях к семейству нечетного кислорода добавляются два новых компонента —

¹ Кроме одинаковых членов в выражении (7), определяющих скорости реакций и имеющих разные знаки, вследствие чего они взаимно уничтожаются.

² При использовании значений (O) из [3]. Если использовать значения (O) из табл. 7 (графа 4), то значение τ_{O_x} практически не изменится.

³ Это суммирование производных в работе [3] приведено на с. 293 и 294.

(NO₂) и (ClO). Обозначив концентрацию нового семейства через (B_X) получим вместо (1)

$$(B_X) = (O_3) + (O'D) + (O^3P) + (NO_2) + (ClO) \quad (19)$$

и вместо (2)

$$\frac{d(B_X)}{dt} = \frac{d(O_3)}{dt} + \frac{d(O'D)}{dt} + \frac{d(O)}{dt} + \frac{d(NO_2)}{dt} + \frac{d(ClO)}{dt}. \quad (20)$$

Следовательно, в работе [3] было найдено время химической жизни семейства (B_X) вместо времени химической жизни семейства нечетного кислорода (O_X) и при этом получилось, что τ_{B_X} > τ_{O_X}.

О концентрации атомного кислорода на разных высотах в атмосфере

Концентрация атомного кислорода в атмосфере (O) до сих пор является трудноопределяемой величиной, хотя атомный кислород — один из важнейших компонентов атмосферы.¹ В старом, широко известном способе теоретического расчета концентрации атомного кислорода в атмосфере [3, 6, 14] стационарные условия (или условия фотохимического равновесия) накладываются только на один компонент — на концентрацию атомного кислорода, т. е.

$$\frac{d(O)}{dt} = 0. \quad (21)$$

В этом случае из соотношения (6) в слое атмосферы 10—50 км при учете доминирующих членов будем иметь

$$\frac{d(O)}{dt} = J_{O_3}(O_3) - K_1(O)(O_2)(M), \quad (22)$$

¹ Имеются значительные расхождения средних значений концентраций атомного кислорода по разным публикациям. Так, на высоте 20 км, по данным, приведенным в [9], концентрация (O) равна 1,85 · 10⁷, по данным [10] — 2,4 · 10⁶, по данным в [3] — 9,4 · 10⁵.

откуда на основании (21) получим известную формулу [3, 6, 14]:

$$(O) = \frac{J_{O_3}(O_3)}{K_1(O_2)(M)} \quad (23)$$

Результаты расчета (O) по формуле (23) с использованием исходных данных из работ [3, 13] приведены в табл. 7.

Таблица 7

Концентрация атомного кислорода (O), молекул · см⁻³,
на разных высотах в атмосфере по разным данным

h км	По данным [3]	По формуле (23)	По формуле (25)
10	1,5 · 10 ⁴	2,8 · 10 ⁴	6,4 · 10 ⁸
15	5,5 · 10 ⁴	1,3 · 10 ⁵	7,1 · 10 ⁸
20	9,4 · 10 ⁵	1,7 · 10 ⁶	3,0 · 10 ⁸
25	6,7 · 10 ⁶	1,0 · 10 ⁷	3,1 · 10 ⁸
30	4,0 · 10 ⁷	5,6 · 10 ⁷	1,1 · 10 ⁸
35	2,4 · 10 ⁸	5,0 · 10 ⁸	4,2 · 10 ⁸
40	1,2 · 10 ⁹	2,9 · 10 ⁹	1,8 · 10 ⁹
45	3,7 · 10 ⁹	5,4 · 10 ⁹	5,3 · 10 ⁹
50	6,5 · 10 ⁹	1,0 · 10 ¹⁰	8,7 · 10 ⁹

В способе расчета (O), предлагаемом нами, стационарные условия накладываются на концентрацию семейства нечетного кислорода (1), т. е.

$$\frac{d(O_x)}{dt} = 0. \quad (24)$$

Тогда из (7) и (24) получим

$$(O) = \frac{J_{NO_2}(NO_2) + 2J_{O_2}(O_2) - K_3(NO)(O_3) - K_4(Cl)(O_3) - K_{14}(OH)(O_3) - K_{16}(HO_2)(O_3)}{K_8(NO_2) + 2K_2(O_3)}. \quad (25)$$

Результаты расчета концентрации (O) по формуле (25) с использованием табл. 3, 4 и 8 (2-я графа) показаны в табл. 7 (4-я графа). Основной вклад в концентрацию (O) в формуле (25) на

высотах 10—30 км вносят концентрации (O_3), (NO_2) и (NO). Для расчета концентрации (O) по формуле (25) использовались средние экспериментальные данные об этих концентрациях, взятые из [3] (см. табл. 3 и 8). Заметим, что в формуле (25), в отличие от (23), концентрация (O) уменьшается с увеличением концентрации (O_3).

Из рассмотрения результатов расчетов, приведенных в табл. 7, следует, что, во-первых, данные о концентрации (O), приведенные в работе [3], близки к данным, полученным по старому способу по формуле (23). Сравнительно небольшие расхождения в полученных значениях (O) (2-я и 3-я графы табл. 7) можно объяснить неодинаковостью исходных данных о значениях J_{O_3} и K_1 , принятых для расчета (O). Во-вторых, концентрации (O), полученные новым способом по формуле (25) (4-я графа табл. 7) очень сильно отличаются на высотах 10—30 км от концентраций (O), полученных старым способом (2-я и 3-я графы табл. 7). Значения концентраций атомного кислорода, полученные по новому способу, в 30 раз больше на высоте 25 км и в 23 000 раз больше на высоте 10 км, чем полученные по старому способу. На высотах 35—50 км концентрации (O), полученные по старому и новому способам, близки. Следует также отметить, что в работах [1, 3, 11] расчет времени химической жизни семейства нечетного кислорода (и, следовательно, составляющих его компонентов) производится, как и в нашем случае, на основании условия $\frac{d(O_x)}{dt} = 0$. Используются только разные подходы. В то же время расчет концентрации атомного кислорода, в работах [1, 3, 11] производится на основании условия $\frac{d(O)}{dt} = 0$, относящегося к одному компоненту. В отличие от [1, 3, 11], для расчета концентраций (O) мы используем то же условие $\frac{d(O_x)}{dt} = 0$, что и для расчета времени химической жизни семейства нечетного кислорода. Корректность нового способа расчета (O) могут подтвердить непосредственные измерения (O) в атмосфере. Следует добавить, что в отличие от старого способа расчета (O), в новом способе учитываются концентрации оксидов азота (NO_2) и (NO) (см. формулу (25)) и их учет значительно увеличивает расчетную концентрацию (O) на высотах 10—30 км.

О влиянии окислов азота на атмосферный озон

Первые работы по исследованию влияния оксидов азота NO и NO_2 на распределение озона в атмосфере появились, как об этом указывается в монографии С. П. Перова и А. Х. Хргиана [9], в 1968 г.¹

В 1968 г. в докторской диссертации [4] с помощью расчетов и анализа результатов на примере 45 химических и фотохимических реакций показано, что присутствие окислов азота в нижней стратосфере вызывает уменьшение равновесной концентрации и времени химической жизни озона по сравнению с чисто кислородной атмосферой. В 1969 г. в автореферате диссертации [5], разосланном во все научно-исследовательские учреждения страны, занимающиеся изучением атмосферы, и в центральные библиотеки, были подробно изложены эти результаты. В [4, 5] в 1968 г. и повторно в работе [6] в 1972 г. была выведена формула для нахождения τ_{O_x} . При этом были приняты условия $\frac{d(O)}{dt} = 0$,

$\frac{d(O_3)}{dt} = 0$, что соответствует семейству O'_x , состоящему из ком-

понентов O , O_3 . Под τ_{O_3} в рассматриваемом случае имелся ввиду промежуток времени, в течение которого концентрация (O_3) под влиянием упомянутого семейства уменьшалась в 2 раза. Было получено [4, 5]:

$$\tau_{O_x} = \frac{0,7}{K_3(\text{NO})}, \quad (26)$$

что очень близко к формуле (13), когда $(O_x)_0 = (O_3)_{\xi_1}$, несмотря на то что эти формулы выведены в разное время разными методами.

¹ В [9] упоминается гипотеза В. Н. Конашенка [8] о возможности уменьшения концентрации озона в атмосфере вследствие уменьшения концентрации атомного кислорода, происходящего под действием его реакций с компонентами атмосферы, в том числе с оксидами азота. Однако согласно формуле (27) уменьшение концентрации атомного кислорода в атмосфере приводит к увеличению фотохимически равновесной концентрации озона.

Позже (1970 г.) и независимо от нас Крутцен¹ в краткой статье [12] высказал мнение, что баланс озона в стратосфере очень сильно зависит от оксидов азота, образующихся за счет окисления закиси азота N₂O, выделяющегося на поверхности земли. Используя 19 химических и фотохимических реакций с участием семейства нечетного кислорода, оксидов азота и водородных радикалов, Крутцен [12] показал, что скорости реакций, разрушающие озон, выше скоростей реакций, образующих озон, на высотах более 25 км. Это означает, что концентрация озона на указанных высотах под влиянием в основном оксидов азота должна в равновесном состоянии быть меньше, чем в чисто кислородной атмосфере. Однако конкретных результатов расчета новых равновесных концентраций озона Крутцен не привел, так же как и значений времени химической жизни озона или семейства нечетного кислорода. По последним оценкам (табл. 8, 3-я и 4-я графы), уменьшение равновесной концентрации озона под действием оксидов азота происходит и ниже 25 км, захватывая диапазон высот 10—35 км (см. также работу [15]).

Таким образом, вопрос о влиянии окислов азота на атмосферный озон сводится к следующему. Учитывая вышеизложенное и считая, что нечетный кислород в атмосфере находится в состоянии фотохимического равновесия, из уравнения (7) при $\frac{d(O_x)}{dt} = 0$ получим фотохимически равновесное значение (O₃):

$$(O_3) = \frac{J_{NO_2}(NO_2) + 2J_{O_2}(O_2) - K_8(O)(NO_2)}{K_3(NO) + K_4(Cl) + K_{14}(OH) + K_{16}(HO_2) + 2K_2(O)}. \quad (27)$$

На высотах 10—30 км формула (27) принимает вид (см. табл. 4, табл. 6 и табл. 7, 2-я графа):

$$(O_3) = \frac{J_{NO_2}(NO_2)}{K_3(NO)}. \quad (28)$$

¹ П. Крутцен — лауреат Нобелевской премии по химии 1995 г. (вместе с М. Молина и Ш. Роуландом), присужденной за исследования атмосферного озона. Считается первооткрывателем в вопросе о влиянии окислов азота на атмосферный озон и его приоритет в этом вопросе основывается на статье [12]. М. Молина и Ш. Роуланд получали Нобелевскую премию за исследования влияния хлорсодержащих соединений на атмосферный озон.

Известна [3, 6, 7, 14] формула для концентрации озона на разных высотах в чисто кислородной атмосфере¹:

$$(O_3) = (O_2) \sqrt{\frac{J_{O_2} K_1 (M)}{J_{O_3} K_2}}. \quad (29)$$

С целью сравнения концентраций озона в слое 10—50 км, вычисленных для средних условий по формулам (27) и (29), между собой и со средними экспериментальными данными приводится табл. 8. Данные для расчета табл. 8 взяты из табл. 2—4 и 7. Из табл. 8 следует, что данные о равновесных концентрациях (O_3), полученные по формуле (27), близки к средним данным наблюдений за (O_3) [3] на высотах 30—50 км и превышают их в слое 10—30 км. Если в формуле (27) использовать концентрации (O), близкие к полученным по новому способу (табл. 7, 4-я графа), то вычисленные значения (O_3) будут тогда близки к средним экспериментальным значениям во всем слое атмосферы 10—

Таблица 8

Концентрация озона (O_3), молекул · см⁻³, на разных высотах в атмосфере по средним экспериментальным данным и расчетам по формулам в дневных условиях

h км	По средним экспериментальным данным [3]	По формуле (27) для атмосферы, содержащей оксиды азота и (O) из [3] (табл. 7)	По формуле (29) для чисто кислородной атмосферы
10	$1,0 \cdot 10^{12}$	$2,7 \cdot 10^{12}$	$4,8 \cdot 10^{12}$
15	$1,1 \cdot 10^{12}$	$4,2 \cdot 10^{12}$	$5,8 \cdot 10^{12}$
20	$2,9 \cdot 10^{12}$	$4,3 \cdot 10^{12}$	$7,1 \cdot 10^{12}$
25	$3,2 \cdot 10^{12}$	$4,4 \cdot 10^{12}$	$1,2 \cdot 10^{13}$
30	$2,6 \cdot 10^{12}$	$2,8 \cdot 10^{12}$	$9,4 \cdot 10^{12}$
35	$2,0 \cdot 10^{12}$	$1,6 \cdot 10^{12}$	$4,4 \cdot 10^{12}$
40	$1,0 \cdot 10^{12}$	$1,0 \cdot 10^{12}$	$1,2 \cdot 10^{12}$
45	$3,2 \cdot 10^{11}$	$4,6 \cdot 10^{11}$	$4,0 \cdot 10^{11}$
50	$1,0 \cdot 10^{11}$	$1,4 \cdot 10^{11}$	$1,8 \cdot 10^{11}$

¹ Точнее, атмосфере, содержащей только семейство нечетного кислорода и, например, аргон вместо азота в тех же концентрациях, что необходимо для сохранения концентрации (M) в формуле (29).

50 км, приведенным в табл. 8 во 2-й графе. Данные, полученные по формуле (29) для чисто кислородной атмосферы, на высотах ниже 35 км заметно завышены. По сравнению с ними данные, полученные по формуле (27), меньше в 1,5—3 раза, а с учетом новых значений (O) — в 2,5—5,0 раз.

Из приведенных в табл. 8 значений (O₃) можно сделать вывод, что присутствие оксидов азота в атмосфере вызывает, в рассматриваемом случае, уменьшение концентрации озона на высотах 10—35 км (см. графы 3 и 4 табл. 8). Из формулы (28) следует, что ниже 30 км при нормальных концентрациях (Cl) (см. табл. 3), концентрация озона в атмосфере зависит от отношения (NO₂)/(NO) (а не отдельно от (NO₂) или (NO)), и поэтому может быть меньше или больше некоторого среднего значения. Если для расчетов (O₃) использовать формулу (28) и имеющиеся средние экспериментальные данные о концентрациях (NO₂) и (NO) (табл. 3), то получим вывод, что на высотах 10—35 км оксиды азота в среднем вызывают уменьшение концентрации озона в атмосфере по сравнению с теоретическими данными для чисто кислородной атмосферы.

Согласно разработанной нами методике расчета времени химической жизни семейств атмосферных компонентов семейство нечетного кислорода, и в частности озон, вопреки существующим представлениям, находится в дневное время в состоянии фотохимического равновесия (или близком к нему) во всей толще стратосферы, в том числе на высотах 10—30 км. Полученный результат должен привести к пересмотру сложившихся представлений об атмосферном озоне, особенно касающихся его фотохимической устойчивости в нижней стратосфере. При моделировании фотохимических процессов, влияющих на озон, с использованием времени химической жизни семейства нечетного кислорода τ_{Ox} следует учитывать уточненное значение этой величины на высотах 10—30 км, полученное в настоящей работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. Озонный щит земли и его изменения. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 288 с.
2. Александров Э. Л., Кароль И. Л., Ракипова Л. Р., Седунов Ю. С., Хргиан А. Х. Атмосферный озон и изменения глобального климата. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 167 с.

3. Брасье Г., Соломон С. Аэрномия средней атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 414 с.
4. Гуцин Г. П. Исследование озона в земной атмосфере. Дисс. ... д-ра физ.-мат. наук. Л., ГГО, 1968. 436 с.
5. Гуцин Г. П. Исследование озона в земной атмосфере. Автореф. дисс. ... д-ра физ.-мат. наук. Л., ГГО, 1969. 64 с.
6. Гуцин Г. П. Фотохимическая теория атмосферного озона // Труды ГГО. 1972. Вып. 279. С. 94—127.
7. Гуцин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1964. 341 с.
8. Конашенков В. Н. О фотохимической теории озона // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1968. Т. 4, № 7. С. 797—799.
9. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 288 с.
10. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона. Л.: Гидрометеоздат, 1973. 292 с.
11. Atmospheric Ozone, 1985. Assessment of our understanding of the processes controlling the present distribution and changes. WMO, Geneva. Report № 16. 1986. V. I—III.
12. Crutzen P. J. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1970. V. 96, N 408. P. 320—325.
13. De More W. B., Sander S. P., Golden D. M. e. a. Chemical kinetics and photochemical data for use in stratospheric modelling. NASA, California, 1990. P. 217.
14. Dütsh H. U. Photochemische Theorie des atmosphärischen Ozons unter Berücksichtigung von Nichtgleichgewicht. Zuständen. Diss. Zürich, 1946. 113 S.
15. Johnston H. S. Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from SST exhaust. Science, 1971. Vol. 173, N 3996. P. 517—522.
16. Nicolet M. Etude des reactions chimiques de l'ozone dans la stratosphere. Institut Roy. Met. de Belgique, 1978. P. 536.

*А. В. Зинченко, А. И. Решетников, Н. Н. Парамонова,
В. И. Привалов, В. С. Титов, К. В. Казакова, Б. П. Кацнельсон*

**ИССЛЕДОВАНИЕ
ЭМИССИИ МЕТАНА И ДИОКСИДА УГЛЕРОДА
НА ПОЛИГОНАХ ЗАХОРОНЕНИЯ ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ
ОТХОДОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА**

Места захоронения твердых бытовых отходов (ТБО) являются источниками эмиссии парниковых газов в атмосферу. Газ метан — второй по вкладу в глобальный парниковый эффект — является продуктом деятельности анаэробных бактерий. До поверхности доходит только часть метана, образовавшегося во всей толще зоны захоронения ТБО, значительная часть метана по пути от нижнего слоя к верхней границе преобразуется в CO_2 . Работа посвящена экспериментальному исследованию эмиссии в атмосферу CH_4 и CO_2 на действующих полигонах (П) захоронения твердых (Т) бытовых отходов (О) (далее — ПТО).

В работе использовалась методика определения интенсивности эмиссии крупномасштабных наземных источников, основанная на официальном документе ОНД—90 [6], которая была доработана авторами настоящей статьи, исходя из особенностей решаемой задачи. Определение интенсивности эмиссии CH_4 и CO_2 выполнялось по результатам измерения концентрации газов, отобранных в приземном слое атмосферы по периметру полигонов. Для обследования были выбраны три основных полигона захоронения ТБО Санкт-Петербурга: ПТО-1 (Горелово), ПТО-2 (Северная Самарка) и ПТО-3 (Новоселки). Площади, отведенные под полигоны захоронения ТБО, составляют: ПТО-1 — 34,5 га, ПТО-2 (на котором в основном захораниваются строительные отходы) — 60 га, ПТО-3 — 83,4 га. Ежегодно на каждый из полигонов поступает более 1 млн. м³ отходов, причем эксплуатация ПТО-1 началась в 1972 г. и к настоящему времени полигон близок к заполнению.

Аппаратура для анализа и методика отбора проб воздуха

Установка для измерения концентрации метана (CH_4) в пробах атмосферного воздуха была создана в НИЦ ДЗА на базе хро-

матографа ЦВЕТ 500М [7]. Привязка к абсолютным значениям шкалы концентрации метана осуществлялась с помощью стандартной газовой смеси, концентрация метана в которой составляла (2025 ± 3) млрд⁻¹. Для обеспечения высокой точности измерений анализ пробы сопровождается регистрацией стандартной газовой смеси. Относительная случайная средняя квадратичная погрешность измерений концентрации, оцениваемая по погрешности воспроизводимости концентрации стандартной газовой смеси, не превышала 0,3 %.

Анализ проб воздуха на содержание диоксида углерода (CO₂) проводился на газоаналитической установке УГАН-CO₂, созданной на базе оптико-акустического газоанализатора URAS-2T [1]. Привязка к абсолютной шкале концентраций осуществлялось по пяти стандартным газовым смесям. Относительная погрешность определения концентрации CO₂ в пробе воздуха оценивается в 0,2 %.

Поскольку мгновенные значения концентраций исследуемых газов в приземном слое воздуха испытывают существенные колебания, вызванные турбулентностью и неоднородностью пространственного распределения потоков эмиссии источника, то было разработано устройство, обеспечивающее отбор объема воздуха в течение определенного регулируемого периода времени. Это достигалось путем заполнения буферной емкости (представляющей собой мешок из поливиниловой пленки объемом 2 л, оборудованный входным и выходным вентилями) с помощью чистого микрокомпрессора. Применение подобного устройства обеспечивало возможность сглаживания флуктуаций мгновенных значений концентраций газов для более репрезентативного представления о поле концентраций газов в районе крупномасштабного наземного источника. После заполнения мешка отобранная проба воздуха перекачивалась в вакуумированный металлический сосуд, пригодный для длительного хранения. Определение интенсивности эмиссии в атмосферу газов ПТО выполнялась на основе нормативного документа ОНД—90, пункт 9.4.4. — „Метод оценки выброса углеводородов из открытых площадных неорганизованных источников загрязнения атмосферы (ИЗА)” [6]. Для решения рассматриваемой задачи указанная методика была доработана применительно к особенностям процессов эмиссии в атмосферу продуктов разложения

ТБО. Метод оценки интенсивности эмиссии был основан на использовании результатов измерения полей концентрации газов с наветренной и с подветренной стороны по периметру площади, занимаемой полигоном, и простой модели переноса газов в приземном слое атмосферы. В модели учитывалась неравномерность распределения концентрации газов по высоте в приземном слое воздуха. В приложении представлена модель переноса газа в приземном слое атмосферы и схема вычисления интенсивности эмиссии, а также приведены оценки погрешностей полученных оценок.

Результаты экспериментальных исследований

Экспериментальные исследования на полигонах захоронения ТБО проводились 26, 31 августа и 24 сентября 2001 г. Наблюдения в августе и сентябре выполнялись в различных погодных условиях. Повторное обследование ПТО-1 24 сентября было выполнено после резкого изменения погодных условий: в ночь с 23-го на 24-е произошло изменение типа погоды. Дневная температура воздуха упала до 5—6 °С, периодическое выпадение осадков (снежная крупа, сменяющаяся дождем) сопровождалось порывистым ветром.

Метеорологические параметры атмосферы определялись по данным ближайшей метеостанции, расположенной в пос. Воейково. Расстояние до метеорологической станции составляло 8 км от ПТО-2 и 35 км от ПТО-1.

Результаты анализа проб воздуха, отобранных на трех полигонах захоронения ТБО, представлены в табл. 1. Точки отбора на ПТО-1 (Горелово) под номерами 1—6 находились на границе полигона с подветренной стороны, а точки 7—8 вблизи границы полигона с наветренной стороны. Последние две точки отбора использовались с целью получения фоновых значений концентраций соответствующих газов. Поскольку 26 августа и 24 сентября направление ветра было неодинаковым, то точки отбора в указанные дни были разными и сравнивать концентрации, соответствующие точкам с первой по восьмую, непосредственно нельзя. На полигоне ПТО-2, поскольку там не ожидалось существенной эмиссии метана, отборы проб были выполнены всего в трех точках, точки 1 и 2 были выбраны на подветренной стороне

Таблица 1

Результаты измерения объемных концентраций (по объему) CO_2/CH_4 (млн⁻¹) на полигонах захоронения твердых бытовых отходов под Санкт-Петербургом

Номера точек отбора	ПТО-1 (Горелово)		ПТО-2 (Северная Самарка) 26 VIII	ПТО-3 (Новоселки) 26 VIII
	26 VIII	24 IX		
1	462/60,0	408/24,0	406/8,70	394/23,0
2	425/46,0	404/22,0	360/1,85	382/20,0
3	437/57,0	416/26,0	359/1,86	380/19,0
4	414/34,0	403/58,0	—	396/29,0
5	426/50,0	420/34,0	—	404/18,0
6	417/40,0	473/63,0	—	378/10,0
7	367/4,5	369/1,9	—	381/13,0
8	364/3,4	367/1,9	—	382/17,0

за границей полигона, а точка 3 на наветренной — для получения фоновых значений концентраций. Точки отбора на ПТО-3 были выбраны по тому же принципу, что и на ПТО-1.

Как следует из результатов анализа, наибольшие значения концентрации метана наблюдались на ПТО-1, причем местные фоновые значения составляли 1,9 млн⁻¹ (24 сентября), в то время как максимальные значения превышали эти фоновые концентрации более чем в 30 раз (фоновые концентрации метана, измеренные 26 августа, почти в 2 раза превышали региональные фоновые концентрации, измеренные в Воейково, что, скорее всего, было связано с влиянием других местных близко расположенных источников; концентрации, измеренные на полигоне 24 сентября, были близки к фоновым концентрациям).

Значения измеренных концентраций диоксида углерода коррелировали с концентрациями метана, хотя даже максимальное наблюдаемое значение концентрации CO_2 не превышало более чем на 30 % своего местного фонового значения.

Оценка эмиссии парниковых газов

Оценки интенсивности эмиссии парниковых газов были выполнены в результате расчетов с использованием модели, изложенной в приложении. Результаты оценок интенсивности эмиссии парниковых газов по трем полигонам захоронения твердых

бытовых отходов представлены в табл. 2. Следует отметить, что при расчетах удельных значений интенсивности эмиссии использовались реальные площади захоронения ТБО, занимающие часть территории, отведенной под соответствующий полигон. Для ПТО-1 эта площадь составляла 24 га, для ПТО-2 — 15 га. На ПТО-3 использованы две площадки захоронения ТБО примерно равной площади — новая, на которой производится захоронение ТБО в настоящее время, и старая, уже рекультивированная. Каждая из площадок занимает площадь 12 га. В табл. 2 результаты представлены, как в виде суммарного потока эмиссии с территории соответствующего ПТО, так и в виде потоков с единицы площади (последняя графа). Пересчет потоков, выраженных в единицах массы, в потоки газа, выраженные в единицах объема, выполнялся для температуры 293 К.

Сравнение результатов оценок интенсивности эмиссии газов в атмосферу, представленных в табл. 2, свидетельствует о том, что и в осенний сезон в условиях холодной погоды не происходило снижения эмиссии метана в атмосферу, хотя наблюдалось существенное падение эмиссии CO_2 . Однако значение этого падения находится в пределах погрешности измерений, поэтому для

Таблица 2

Интенсивность эмиссии метана и диоксида углерода в атмосферу на полигонах по результатам экспериментальных исследований 26 августа и 24 сентября 2001 г.

Полигон	Суммарный поток		Плотность потока г/(м ² · сут)
	кг/сут	м ³ /сут	
	CH_4		
ПТО-1	$2,5 (2,8) \cdot 10^4$	$3,9 (4,1) \cdot 10^4$	100 (110)
ПТО-2	$2,4 \cdot 10^3$	$3,7 \cdot 10^3$	16
ПТО-3	$5,8 \cdot 10^3$	$8,7 \cdot 10^3$	24
	CO_2		
ПТО-1	$1,26 \cdot 10^5 (9,4 \cdot 10^4)$	$6,82 (5,1) \cdot 10^4$	520 (400)
ПТО-2	$4,36 \cdot 10^4$	$2,37 \cdot 10^4$	290
ПТО-3	$2,68 \cdot 10^4$	$1,45 \cdot 10^4$	112

Примечание. Для ПТО-1 в скобках приведены значения интенсивности эмиссии парниковых газов, полученные по результатам повторных наблюдений 24 сентября 2001 г.

определенных выводов о наблюдаемой тенденции требуется проведение дополнительных исследований.

Нами было проведено сравнение с результатами исследований выполненных в Голландии [8]. Выявлено, что интенсивность эмиссии метана с единицы площади на ПТО-1 почти в 3 раза превышает аналогичное значение на полигоне ТБО в Голландии [8]. В то же время интенсивность эмиссии метана на ПТО-3 (эксплуатация которого началась значительно позже, чем ПТО-1) близка к значению удельной эмиссии, полученной в Голландии [8]. Следует отметить также и высокое значение интенсивности эмиссии в атмосферу диоксида углерода на ПТО-1.

Таким образом, установлено, что обследованные полигоны захоронения ТБО являются крупными источниками эмиссии парниковых газов в атмосферу. Максимальная интенсивность эмиссии наблюдалась на ПТО-1 („Южный”, Горелово). Здесь концентрации метана оказались близкими к ориентировочно безопасным уровням воздействия (ОБУВ) [5]. Очевидно, что при неблагоприятных (застойных) метеорологических условиях концентрации метана могут превысить этот уровень. Оценки суммарной интенсивности эмиссии метана на обследованных полигонах, экстраполированные на год (их значения составили около 20 % средней интенсивности эмиссии в весенне-летне-осенний период года для Санкт-Петербурга с окрестностями [4]), позволяют ставить вопрос о промышленном использовании биогенного метана, с полигонов захоронения ТБО. Промышленная утилизация метана позволит существенно снизить эмиссию в атмосферу, как этого требует Киотский протокол, к которому Россия планирует присоединиться в ближайшее время.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Численная модель, предназначенная для оценки интенсивности эмиссии парниковых газов крупномасштабным наземным источником

Основным механизмом эмиссии загрязняющих веществ и парниковых газов с полигонов захоронения бытовых отходов являются химические и биологические процессы, происходящие в слоях захороненных отходов на различной глубине, а также вертикальная диффузия веществ от поверхностного слоя почвы в

атмосферу. Последний процесс можно описать следующей формулой:

$$J_{z \text{ диф}} = \overline{w'q'} = -K_z \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (1)$$

где: $J_{z \text{ диф}}$ — вертикальный турбулентный поток на высоте z от поверхности в приземном слое атмосферы. В пределах приземного слоя атмосферы (высота которого составляет 20—30 м) вертикальный турбулентный поток слабо зависит от высоты, поэтому можно считать, что $J_{z \text{ диф}}$ соответствует потоку газов от поверхности. Поскольку $J_{z \text{ диф}}$ неравномерно распределен по территории полигона, то суммарная интенсивность эмиссии с территории площадью S должна определяться формулой:

$$P = \iint_S J_z(x, y) dx dy. \quad (2)$$

Формулы (1), (2) лежат в основе метода вихревой ковариации, который для своей реализации требует использования сложной и дорогостоящей измерительной техники. Поэтому был применен косвенный метод расчета интенсивности эмиссии, основанный на балансе потоков газов, вносимых и выносимых через границы полигона горизонтальной составляющей вектора ветра. На основании теоремы Остроградского—Гаусса для стационарных условий баланс массы газа в атмосферном объеме, ограниченном замкнутой непрерывной кривой A (периметр полигона), выражается следующей формулой:

$$P = ES = \int_{(A)} dl \int_0^h q(z) U_n(z) dz, \quad (3)$$

где E — средняя плотность потока эмиссии внутри контура A ; S — площадь поверхности земли, ограниченная контуром A ; q — концентрация газа (по объему); U_n — нормальная относительно контура полигона A составляющая скорости ветра; z — высота над поверхностью земли; h — высота верхней границы приземного слоя воздуха, в котором распространяется газ, выделяемый

группой локальных наземных источников, находящихся внутри контура A ; P — суммарная мощность источников (суммарный поток) внутри контура A . Предполагается, что эмиссия газов в атмосферу происходит с уровня земной поверхности и газы переносятся в вертикальном направлении за счет турбулентной диффузии, а в горизонтальном — за счет ветра. Распределение по вертикали концентрации газа, превышающей ее фоновое значение, аппроксимировалось гауссовым законом:

$$\Delta q(z) = \Delta q_0 \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z}{\sigma}\right)^2\right], \quad (4)$$

где Δq_0 — превышение фонового значения концентрации газа вблизи земной поверхности; σ^2 — дисперсия функции распределения концентрации газа по высоте.

Как показывают результаты натуральных экспериментов, аппроксимация вертикального профиля концентрации газов в приземном слое атмосферы (до высоты нескольких десятков метров) нормальным законом распределения вполне допустима [2].

Вертикальный профиль скорости ветра аппроксимировался по логарифмическому закону:

$$U(z) = U_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (5)$$

где U_1 — скорость ветра, измеренная на стандартной высоте флюгера z_1 , равной 10,3 м; $z_0 = 0,1$ м — уровень шероховатости земной поверхности в местах отбора проб воздуха (уровень, на котором средняя скорость ветра близка к нулю).

Логарифмический профиль скорости ветра в приземном слое реализуется при безразличной стратификации атмосферы. При конвективных, неустойчивых условиях, а также при устойчивой (инверсионной) стратификации при описании вертикального профиля скорости ветра и других параметров приземного слоя учитывается также и масштаб Мони́на—Обухова L_{MO} ($L_{MO} = \infty$

при безразличной стратификации, $L_{MO} > 0$ при устойчивой стратификации и $L_{MO} < 0$ при неустойчивой стратификации) [3]. Однако используемые в расчетах параметры приземного слоя зависят не от L_{MO} , а от z/L_{MO} [3]. Это означает, что на малых высотах скорость ветра ведет себя так, будто $L_{MO} = \infty$, т. е. в области малых z скорость практически не зависит от атмосферной стратификации. Так как измерения проводились в условиях, когда основная часть выбрасываемых в атмосферу газов распространялась в приземном слое до небольшой высоты, то применение логарифмического профиля скорости ветра и других зависимостей, характерных для безразличной стратификации атмосферы, вполне оправдано.

Для расчета параметра σ , входящего в формулу (4), использовалась следующее выражение [2]:

$$\frac{d\sigma^2}{dt} = 2K_z; \quad (6)$$

$$\sigma = \sqrt{2K_z \Delta t}, \quad \Delta t = \Delta Y / \bar{U},$$

где ΔY — длина стороны полигона, параллельная направлению вектора ветра; \bar{K}_z , \bar{U} — средние значения коэффициента турбулентности и скорости ветра в приземном слое атмосферы, в котором происходит перенос газа.

Для расчета K_z использовалась следующая формула [2]:

$$K_z = U_* z F\left(\frac{z}{L_{MO}}\right), \quad (7)$$

где U_* — динамическая скорость ветра (расчетная величина).

При малых значениях z и при стратификации, не слишком отличающейся от безразличной, можно считать, что $F(z/L_{MO}) = F(0) = 0,4$ [3]. Значение U_* рассчитывалось по формуле [3]:

$$U_* = 0,4 \frac{U_1}{\ln \frac{z_1}{z_0}}. \quad (8)$$

Используя выражения, приведенные выше, было получено следующее соотношение для расчета суммарной интенсивности эмиссии для территории ПТО:

$$P = \Delta q_s U_1 H \Delta X;$$

$$H = \frac{1}{\ln\left(\frac{z}{z_1}\right)} \int_0^{\infty} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z}{\sigma}\right)^2\right] \ln \frac{z}{z_0} dz, \quad (9)$$

где H — эффективная высота слоя переноса (характеризует условный слой с постоянными по высоте скоростью ветра и концентрацией примеси); U_1 — скорость ветра на стандартной высоте флюгера; Δq_s — разность концентраций, измеренных на наветренной и подветренной сторонах полигона на уровне отбора пробы (1,5—2 м); ΔX — длина стороны полигона, перпендикулярная к направлению ветра.

Если ввести величину $V = U_1 H \Delta X$ — суммарный поток газовой смеси, проходящей над полигоном в слое с верхней границей H , то формула (9) может быть записана в виде, аналогичном виду, применяемому для расчета выброса загрязняющих веществ из труб:

$$P = \Delta q_s V. \quad (10)$$

На рис. 1 представлен пример расчетной зависимости V от размера полигона для типичного значения скорости ветра 3 м/с.

Оценка точности расчета основана на формулах для оценки точности косвенных измерений. Если искомая величина P является функцией от нескольких переменных ($P = f(a, b, c, \dots)$), значения которых определяются путем измерений, то абсолютная погрешность косвенных измерений определяется по формуле:

$$\Delta P = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial a}\right)^2 \Delta a^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial b}\right)^2 \Delta b^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial c}\right)^2 \Delta c^2 + \dots} \quad (11)$$

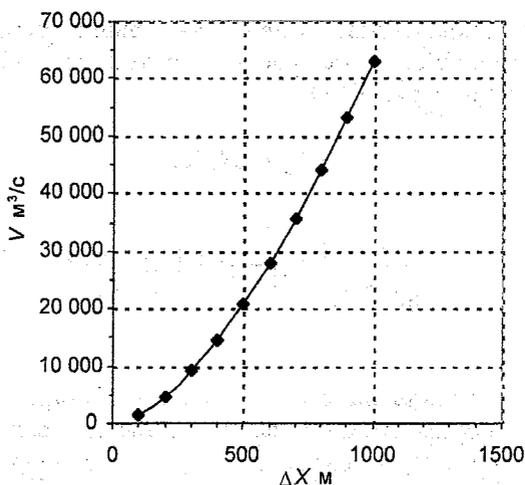


Рис. 1. Горизонтальный поток V газовой смеси на квадратном полигоне со стороной ΔX при скорости ветра 3 м/с

Относительная погрешность ε определяется по формуле

$$\varepsilon_p^2 = \left(\frac{\partial \ln f}{\partial a} \right)^2 \Delta a^2 + \left(\frac{\partial \ln f}{\partial b} \right)^2 \Delta b^2 + \left(\frac{\partial \ln f}{\partial c} \right)^2 \Delta c^2 + \dots \quad (12)$$

Если зависимость (12) имеет степенную форму

$$P = a^{\beta} b^{\gamma} c^{\delta}, \quad (13)$$

то относительная погрешность определяется формулой:

$$\varepsilon_p^2 = \beta^2 \varepsilon_a^2 + \gamma^2 \varepsilon_b^2 + \delta^2 \varepsilon_c^2. \quad (14)$$

Погрешность расчета суммарной интенсивности эмиссии газов с территории полигона определяется исходя из формулы (9):

$$P = \Delta q_s U_1 H \Delta X; \quad H = a_1 \sigma^{\beta_1}; \quad \sigma = a_2 \Delta Y^{0,5}; \quad \varepsilon_{\Delta X} \approx 0. \quad (15)$$

Относительная погрешность расчета интенсивности эмиссии определяется формулами:

$$\varepsilon_p^2 = \varepsilon_{\Delta q}^2 + \varepsilon_U^2 + \varepsilon_H^2; \varepsilon_H^2 = \varepsilon_{a_1}^2 + b_1^2 \varepsilon_\sigma; \varepsilon_\sigma^2 = \varepsilon_{a_2}^2 + \frac{1}{4} \varepsilon_{\Delta X}^2. \quad (16)$$

Как следует из рис. 2, показатель степени $b_1 \approx 1$.

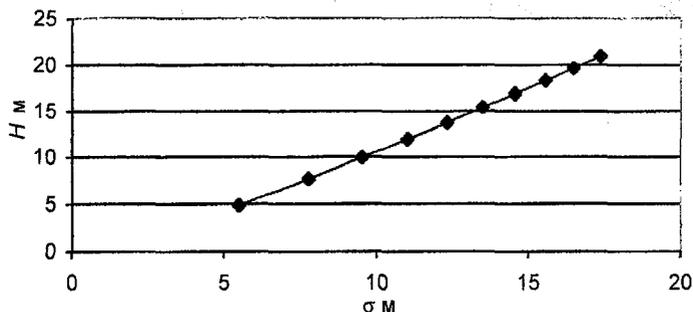


Рис. 2. Зависимость эффективной высоты H переноса газа от вертикальной дисперсии концентрации газа

Выполненные оценки предельных погрешностей составляющих, входящих в выражение для определения интенсивности эмиссии, не превосходят следующих значений: $\varepsilon_{\Delta q} = 10\%$; $\varepsilon_U = 30\%$; $\varepsilon_H = 40\%$. В этом случае значение предельной погрешности интенсивности эмиссии $\varepsilon_p = 51\%$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брунштейн А. М., Фабер Е. В., Шашков А. А. Газоаналитическая установка для осуществления мониторинга CO_2 в атмосферном воздухе // Труды ГГО. 1984. Вып. 472. С. 6—11.
2. Вызова Н. Л., Гаргер Е. К., Иванов В. Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси в атмосфере. Л.: Гидрометиздат, 1991. 275 с.
3. Динамическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
4. Зинченко А. В., Парамонова Н. Н., Привалов В. И., Решетников А. И. Оценка эмиссии метана в районе Санкт-Петербурга на основе измерений его концентрации в приземном слое атмосферы // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 35—49.

5. Перечень и коды веществ, загрязняющих воздух. СПб., НИИ охраны атмосферного воздуха, фирма «Интеграл». 1995.

6. Руководство по контролю источников загрязнения атмосферы. ОНД—90. Ч. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1990.

7. Сметанин Г. Н., Привалов В. И., Решетников А. И., Парамонова Н. И. Газохроматическая установка для претензионных измерений концентрации метана в атмосфере на фоновом уровне // Труды НИЦ ДЗА. 2000. Вып. 2 (548). С. 121—130.

8. Hensen A., Schrah H. Methane emissions estimates from landfills obtained with dynamic plume measurements. The 6th International Conference on Air-Surface Exchange of gases and Particles. Edinburg, UK, 2000. P. 62.

*М. Д. Атабиев, А. А. Имамджанов, Б. А. Камалов,
В. Н. Козлов, И. У. Усманов, Г. Г. Щукин*

О ПРОВЕДЕНИИ РАБОТ ПО МЕТЕОЗАЩИТЕ ТАШКЕНТА

21 марта 2002 г.

В работах по активным воздействиям на гидрометеорологические процессы большое внимание уделяется разработке методов и средств искусственного рассеяния облаков и предотвращения или существенного уменьшения количества выпадающих из них осадков. Практическими результатами этих исследований были разработки методов снижения коммунальных расходов в крупных городах на уборку дорог и улиц от снега, создание благоприятных погодных условий для проведения массовых мероприятий [2, 3]. Работы по предотвращению осадков в мегаполисах получили название „метеозащита городов”. Они проводились в Москве, Санкт-Петербурге, Алма-Ате, Ташкенте и других городах [2]. Значительный объем летних работ по ослаблению осадков и рассеянию облачности над заданной территорией был выполнен институтами Госкомгидромета в 1986 г. при проведении комплекса мероприятий по ликвидации последствий аварии на Чернобыльской АЭС [1].

В основу проведения работ по искусственному регулированию осадков при метеозащите городов положены следующие концепции:

1. Рассеяние переохлажденного облачного слоя в конвективных облаках на подступах к защищаемой территории путем инициирования грубодисперсными аэрозолями нисходящих потоков в облаках.

2. Инициирование преждевременного выпадения осадков с наветренной стороны по отношению к защищаемому объекту с целью относительного уменьшения количества осадков над ним (эффект „тени” осадков [3]).

3. Уменьшение интенсивности осадков над мегаполисом путем засева натекающих на него осадкогенерирующих слоев облачности повышенными дозами реагента („перезасев”).

4. Уменьшение количества водяного пара в атмосфере на траектории движения к мегаполису дождящих облаков путем создания новых облачных образований.

Работа по метеозащите Ташкента в дни празднования „Науруз-2002” была выполнена с 19 по 21 марта 2002 г. несколькими организациями Росгидромета. Использовался самолетный метод воздействия на метеорологические процессы. На самолете Ан-12, оборудованном НИЦ ДЗА, были размещены бортовые технические средства по воздействию на облачные процессы и автоматизированный бортовой комплекс „АвиаАВ”, обеспечивающий регистрацию метеорологических величин атмосферы, зон внесения реагента, навигационных данных и расчетных параметров атмосферы.

Применяемая методика и технические средства воздействия соответствовали мировому уровню работ по проблеме модификации погоды, которая считается Всемирной метеорологической организацией одной из наиболее приоритетных в настоящее время.

В автоматизированную бортовую систему „АвиаАВ” входит видеоконтрольная аппаратура, обеспечивающая наблюдения и запись метеобстановки с борта самолета — четыре видеокамеры и мультиплексор. Одна видеокамера, расположенная в кабине штурмана, обеспечивает наблюдение впереди самолета, две — в кабине экипажа — наблюдения с левого и правого бортов самолета, одна — в пилотской кабине — наблюдение за работой парашютистов, которые осуществляют работы по активному воздействию. Мультиплексор обеспечивает наблюдение и контроль информации одновременно со всех установленных видеокамер, отображение осуществляется на мониторе телевизора; вся информация записывается на видеокассеты. Информация, полученная с видеокамер, записывается также в бортовую автоматизированную систему „АвиаАВ” и сохраняется на жестком диске в виде картинок. Эта картинка привязывается по времени к траектории полета самолета.

Вся видеоконтрольная аппаратура и компьютер с автоматизированной системой „АвиаАВ” находятся на рабочем месте руководителя воздействия.

Для организации работ по метеозащите Ташкента выполнены следующие мероприятия:

1. Теоретическая подготовка к реализации работ по метеозащите Ташкента — с 19 по 21 марта 2002 г.

2. Подготовка и оборудование в варианте „Метеозащита” самолета Ан-12 устройствами бортовой автоматизированной системы „АвиаАВ” с системой навигации GPS, ГМЧЛ-С (заправка жидким азотом N — 120 л), системой сброса упаковок с грубодисперсными аэрозолями, контейнером для хранения твердой углекислоты, системой внесения специализированных реагентов.

3. Перелет самолета к месту базирования, проведение наземных проверок и облет аппаратуры, выполнение летных работ по АВ, первичная обработка полетной информации, оформление боржурнала.

4. Обработка результатов, подготовка краткого оперативного отчета, демонтаж и консервация оборудования.

Обслуживающий персонал самолета воздействия состоял из шести членов экипажа, трех парашютистов, руководителя воздействия, специалиста по вычислительной технике, оператора-метеоролога.

Метеорологическая обстановка 18—21 марта, по данным автоматизированной радиолокационной системы „МЕРКОМ”

18 марта в атмосфере над районами Средиземноморья сформировался мощный циклонический вихрь. Смещаясь в северо-восточном направлении, к 16 ч (время ташкентское) 19 марта циклон достиг западных районов Туркменистана. Над южными районами Каспийского моря, прилегающими районами Ирана и западными районами Туркменистана начались дожди. Протяженность циклона составляла около 600 км с запада на восток и более 1000 км с севера на юг.

Двигаясь со скоростью 40 км/ч, к утру 20 марта плотный облачный массив, связанный со средиземноморским циклоном, приблизился к юго-западным границам Узбекистана. Менее плотная перистая облачность охватывала всю территорию Республики Узбекистан.

Ночью 20 марта и утром 21 марта Ташкент находился под влиянием влажной воздушной массы средиземноморского циклона. На 21 марта ожидалась облачная погода, временами дождь, сильный порывистый ветер, во второй половине дня — развитие мощной кучевой облачности, местами ливни и грозы.

Наблюдения за погодными условиями проводились в аэропорту Ташкента с метеорадиолокатора МРЛ-5, оборудованного автоматизированной радиолокационной системой „МЕРКОМ”. Весь объем информации, полученной автоматизированной радиолокационной системой „МЕРКОМ” в виде дисплейного изображения распределения облачных образований, зон осадков, грозоопасных очагов, их перемещения и эволюции, а также данные наземных метеорологических станций и аэрологического зондирования передавались по каналам проводной связи на рабочее место руководителя воздействия в оперативный центр.

В дежурном режиме производился обзор пространства в радиусе 240 км от точки стояния МРЛ-5. В период полета самолета Ан-12 результаты наблюдений с системы „МЕРКОМ” регулярно передавались на борт самолета руководителю воздействия.

Автоматизированная радиолокационная система „МЕРКОМ” состоит из аппаратных и программных средств и обеспечивает в автоматическом режиме по заданной программе:

- получение радиолокационной информации в полусфере обзора за время не более 3,5 мин;

- фильтрацию мешающих отображений от местных предметов;

- отображение общей информации о наличии, интенсивности, направлении, скорости смещения и тенденции развития облачности (высота верхней и нижней границ, отражаемость с градацией через 5 дБ, направление и скорость перемещения, наличие навесов и свесов);

- расчет полей метеорологических характеристик и карт явлений погоды (град, гроза, ливневый дождь, снегопад, шквал), интенсивности и количества осадков;

- выработку и отображение специализированной информации о зонах аккумуляции осадков;

- распечатку любой имеющейся информации по выбору оператора;

- архивацию и отображение всей накопленной информации;

- передачу данных по каналам связи.

Метеоинформация, полученная с помощью системы „МЕРКОМ”, отражается на дисплее в нескольких окнах: явлений, вертикальных параметров, диалоговом. В окне явлений отображены параметры выбранного обзора — название карты,

дата и время, каким каналом МРЛ проводился данный обзор, наблюдаемые осадки, а также высота рассчитываемой зоны образования осадков.

Диалоговое окно представлено цветовой градацией и соответствующими значениями синоптической карты. Градации выбранных в диалоговом окне радиолокационных параметров или фрагментов синоптических карт представлены условными цветами, которые после обновления информации меняются. Окно вертикальных параметров состоит из вертикального разреза выбранного в окне явлений объекта и вертикального профиля его отражаемости.

По радиолокационным данным, к западу от Ташкента наблюдалась слоисто-дождевая облачность с затопленной конвекцией, которая перемещалась с запада на восток со скоростью 35—45 км/ч. Из облаков выпадали осадки, местами ливневые. Верхняя граница облачности достигала 7 км и более.

Проведение работ по метеозащите Ташкента

Общее руководство работами по воздействиям на облака осуществлялось из специально организованного для этих целей наземного оперативного центра (ОЦ), расположенного в зале управления воздушным движением аэропорта Ташкента. Для работы по управлению активными воздействиями на облака в ОЦ поступала оперативная информация следующих видов:

приземные синоптические карты и карты барической топографии;

данные радиозондирования атмосферы;

данные наземного автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса („МЕРКОМ”);

данные самолетного вертикально-горизонтального зондирования атмосферы;

данные наземной осадкомерной сети;

спутниковая метеорологическая информация об облачности.

Для принятия оперативных решений основным видом метеоинформации являлись данные с системы „МЕРКОМ”, поступающие в реальном масштабе времени в ОЦ по выделенной линии. Они отображались на мониторе персонального компьютера в ви-

де карт площадью до 400 км². При этом радиолокационные данные интерпретировались как:

горизонтальное сечение радиолокационной отражаемости облачности на выбранной высоте;

карта интенсивности осадков;

карта высот верхней границы облачности;

карта явлений погоды;

карта суммы осадков за интервал времени.

По радиолокационным данным из ОЦ осуществлялось наведение самолетов на объекты воздействия.

Мероприятия по подготовке и проведению оперативных работ по воздействиям выполнялись в определенной последовательности.

Детальный прогноз условий для воздействий составлялся синоптиками Главгидромета и включал в себя прогноз синоптического положения (перемещение и эволюция барических образований, фронтов и облачных систем) и прогноз развития облаков, пригодных для воздействий. Прогноз составлялся на 36 ч с делением на 12-, 6- и 3-часовые интервалы.

Наличие в прогнозе информации о пригодности облаков для воздействия служило основанием для проведения вылетов по заявкам текущего дня и для подачи заявок на вылеты на следующий день. Количество и сроки вылетов определялись ожидаемой продолжительностью пребывания над районом работ облаков, пригодных для воздействия.

Решение о проведении работ принималось руководителем воздействий на основании: прогноза погоды; данных метеорологического радиолокатора; данных моделирования эволюции облаков при естественном развитии и при активном воздействии на облака (моделирование параметров облаков выполнялось по данным зондирования атмосферы).

Дополнительной информацией для диагноза и прогноза состояния атмосферы с целью рассеяния облаков и облачных систем и уточнения норм дозировки реагентов в день выполнения работ по метеозащите Ташкента являлись данные численных расчетов с помощью системы „АвиаАВ”. В качестве входных параметров модели использовались данные авиационного и радиозондирования атмосферы 20 марта 2002 г.

Моделировалось облако при естественном развитии и несколько вариантов воздействия, в которых варьировались уровень внесения реагента и его дозировка. Естественный ход эволюции параметров облака применялся в качестве опорного варианта для сравнений.

Параметры облака при естественном развитии представлены в табл. 1. Было промоделировано воздействие на данное облако кристаллизующим реагентом с различной концентрацией и на разных температурных уровнях. Полученные результаты представлены в табл. 2.

Отметим, что эффект воздействия зависел от стратификации атмосферы, параметров подоблачного слоя, уровня внесения реагента, его концентрации и момента внесения. Результаты расчетов с помощью системы „АвиаАВ” показали, что воздействие необходимо проводить на облака, находящиеся в стадии развития, на высоте изотермы минус 10 °С. Выполненные расчеты активного воздействия на летние конвективные и слоистые облака позволили определить уровень внесения реагента и его количество для получения значимого эффекта воздействия.

В день проведения работ данные радиозондирования уточнялись с помощью информации, полученной с борта самолета воздействия, и затем осуществлялся повторный анализ термодинамического состояния атмосферы в зоне проведения воздействия. По команде с КП в 00 ч 25 мин самолет Ан-12 был поднят для проведения работ в районе юго-западнее Ташкента на расстоянии 45 км. Зондирование проводилось от высоты 3500 м до высо-

Таблица 1

Расчетные характеристики облака при естественном развитии

Верхняя граница облака, м	7060
Вертикальная протяженность облака, м	5600
Время эволюции облака, мин	53
Максимальная вертикальная скорость, м/с	12,0
Уровень максимальной скорости, м	4360
Количество осадков, мм	17,0
Эффективность осадкообразования, %	9,4
Максимальная влажность, г/м ³	3,84
Уровень максимальной влажности, м	5360

Таблица 2

Варианты расчетов воздействия на конвективное облако

Параметры воздействия						
Высота внесения реагента, м	4700	4700	4700	5300	5300	5300
Температура на высоте внесения реагента, °С	-6,3	-6,3	-6,3	-10,6	-10,6	-10,6
Расход реагента, шт./км	1	2	3	1	2	3
Характеристика облака						
Высота верхней границы, м	7610	7960	8160	7610	7960	8160
Вертикальная протяженность, м	6150	6500	6700	6150	6500	6700
Время эволюции, мин	56	58	59	56	58	59
Вертикальная скорость W , м/с	12,01	12,32	13,53	12,01	12,01	12,42
Уровень максимальной скорости, м	4360	5960	6010	4360	4360	6260
Вероятность осадков, %	18,1	19,1	20,7	18,1	18,8	19,6
ΔW м/с	9,98	10,53	11,44	9,98	10,37	10,81
Изменение количества осадков, мм	1,07	2,07	3,72	1,07	1,77	2,58
То же, %	6,3	12,2	21,9	6,3	10,4	15,2

ты 6000 м через каждые 500 м. Данные бортового зондирования заносились в базу данных бортового автоматизированного комплекса.

Проведенные с помощью комплекса расчеты представляются в виде таблиц и графиков.

В районе работ самолета Ан-12 наблюдались слоисто-дождевая облачность (типа As—Ns), дающая морозящие осадки, болтанка, слабое обледенение. Было проведено воздействие жидким азотом N и твердой углекислотой CO₂ перпендикулярно переносу облаков. При повторном прохождении районов, подвергнутых воздействию, наблюдались просветы, была видна поверхность

земли, которая впоследствии затягивалась облаками, на которые осуществлялось повторное воздействие.

В 1 ч 17 мин поступила команда с КП переместиться в азимут 90° на расстояние 90 км. В этом районе наблюдалась слоисто-дождевая облачность с затопленной конвекцией (типа As—Ns—Cb), на нее было проведено воздействие азотом и CO_2 , а также пиропатронами ПВ-26 со специализированным гигроскопическим реагентом.

1 ч 50 мин: азимут $220-250^\circ$, расстояние 150 км. В этом районе наблюдалась высокостроистая облачность (типа As).

3 ч 36 мин: азимут $220-250^\circ$, расстояние 90 км на высоте 3000—5000 м. В рассматриваемом районе наблюдалась высокостроистая облачность.

В 4 ч 32 мин была дана команда подняться на высоту 6000 м и измерить нижнюю границу облаков. Наблюдалась разрывная слоистая облачность с $H_{\text{ниж}} = 5700$ м, $H_{\text{в}} = 7500...8000$ м. На высоте 5500 м наблюдалась дымка.

5 ч 10 мин: азимут 190° , расстояние 25—40 км. Наблюдалась слоисто-дождевая облачность (типа Ns), было проведено воздействие CO_2 .

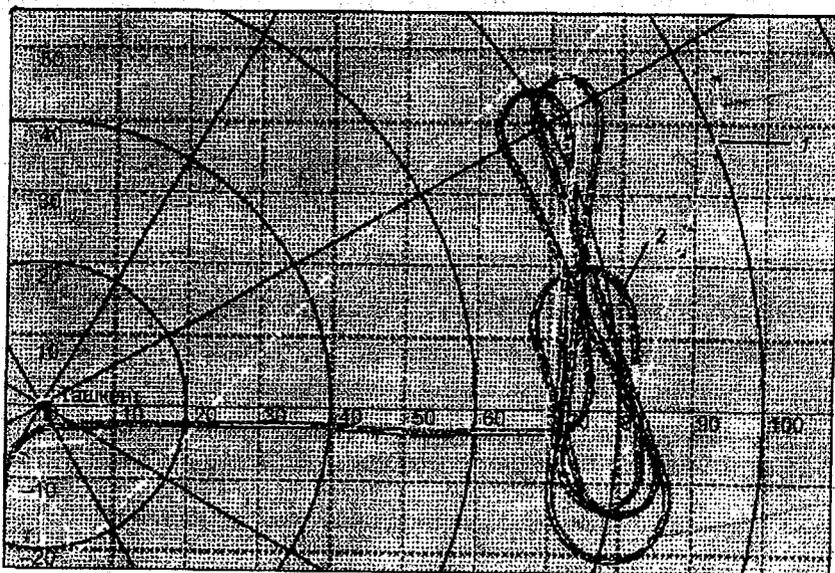
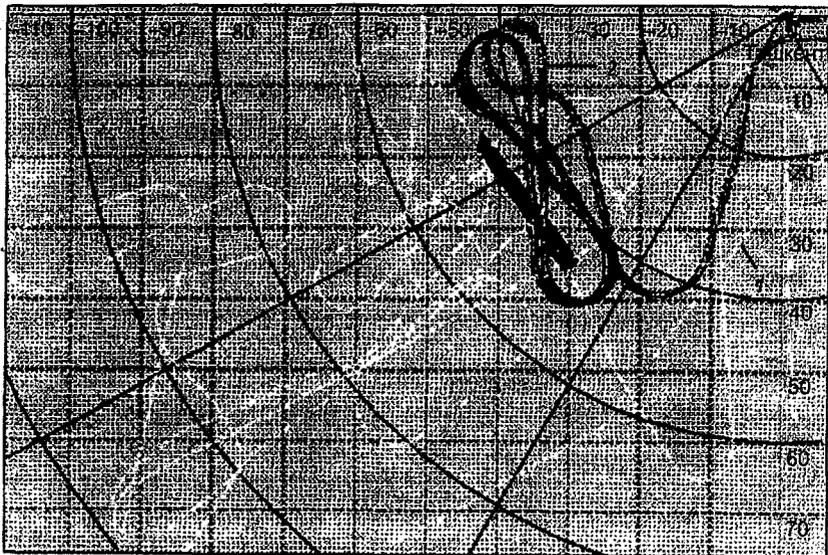
5 ч 47 мин: азимут 240° , расстояние 50—60 км. Наблюдалась высокостроистая облачность: $H_{\text{ниж}} = 6500$ м, $H_{\text{в}} = 8000$ м, видимость 2 км.

За время полета регулярно уточнялось термодинамическое состояние атмосферы. Траектория полета самолета и места внесения реагента (см. рисунок) записаны автоматизированной системой „АвиаАВ” (табл. 3—5).

Таблица 3

Вертикальное зондирование

Высота, м	Температура, $^\circ\text{C}$	Скорость ветра, м/с	Направление ветра, ... $^\circ$
3500	0	40	250
4000	-2	40	240
4500	-8	40	230
5000	-10	40	220
5500	-13	45	210
6000	-16	50	210



Фрагменты боржурнала автоматизированной системы „АвиаАВ”

1 — траектория полета, 2 — место внесения реагента

Расход реагента

№ п/п	Время	Азимут, ...°	Расстояние от Ташкента, км	Реагент	Количество	Температура, °С	Высота, м
1	0:47:23	263,22	44,55	N	1 л/МИН	-4	4245,1
2	1:03:26	236,54	39,93	CO ₂	27 кг	-4	4249,6
3	1:03:40	234,03	39,80	CO ₂	27 кг	-4	4245,4
4	1:12:20	266,36	35,66	CO ₂	27 кг	-4	4213,9
5	1:13:42	263,44	42,09	CO ₂	27 кг	-4	4223,0
6	1:35:14	92,44	71,26	CO ₂	27 кг	-13	5503,1
7	1:35:30	90,00	72,15	ПВ-26	50 шт.	-13	5503,0
8	1:35:56	89,85	75,20	CO ₂	27 кг	-13	5502,6
9	1:36:26	86,88	75,98	CO ₂	27 кг	-13	5490,6
10	1:37:00	88,45	75,79	CO ₂	27 кг	-13	5490,9
11	1:46:49	79,94	76,44	CO ₂	27 кг	-13	5510,0
12	1:46:55	80,49	76,65	CO ₂	27 кг	-13	5513,2
13	1:47:37	84,26	78,31	CO ₂	27 кг	-13	5515,5
14	1:47:43	84,78	78,58	CO ₂	27 кг	-13	5512,1
15	1:48:29	88,67	80,94	CO ₂	27 кг	-13	5500,2
16	1:48:29	88,67	80,94	CO ₂	27 кг	-13	5500,2
17	1:56:33	75,11	77,25	CO ₂	27 кг	-13	5491,2
18	1:57:05	76,57	80,58	CO ₂	27 кг	-13	5496,4
19	1:58:05	81,53	82,67	CO ₂	27 кг	-13	5496,2
20	1:58:52	85,59	82,34	N	1 л/МИН	-13	5488,3
21	1:59:28	88,78	82,33	N	1 л/МИН	-13	5488,3
22	2:14:43	78,25	78,58	CO ₂	27 кг	-13	5503,9
23	2:14:51	78,98	78,74	CO ₂	27 кг	-13	5497,6
24	2:15:18	81,52	79,38	CO ₂	27 кг	-13	5498,9
25	2:26:07	74,88	74,70	N	1 л/МИН	-13	5476,8

Окончание табл. 4

№ п/п	Время	Азимут, ...	Расстояние от Ташкента, км	Реагент	Количество	Температура, °С	Высота, м
26	2:33:12	63,51	103,64	CO ₂	27 кг	-13	5482,4
27	2:34:00	66,66	101,51	CO ₂	27 кг	-14	5675,3
28	2:34:38	68,87	98,97	CO ₂	27 кг	-15	5795,1
29	2:36:06	74,06	92,78	CO ₂	27 кг	-15	5791,0
30	2:36:25	74,00	92,71	ПВ-26	75 шт.	-15	5790,2
31	2:36:34	75,98	90,93	CO ₂	27 кг	-15	5781,1
32	5:41:47	196,75	7,31	CO ₂	27 кг	-11	5157,9
33	5:43:05	213,60	14,37	CO ₂	27 кг	-11	5178,6

Примечание. Направление внесения реагента — сверху (в верхнюю часть облака).

Таблица 5

Общий расход реагента за полет

Реагент	Количество
CO ₂	950 кг.
N	120 л
ПВ-26	125 шт.

1. Согласно метеорологической обстановке на начало проведения работ по защите Ташкента, 21 марта 2002 г. над городом и прилегающими территориями проходил атмосферный фронт с обложными и ливневыми осадками, местами с грозами.

2. В результате проведенных мероприятий по предотвращению выпадения осадков и рассеиванию облаков в период с 5 до 10 ч местного времени было достигнуто прекращение осадков; в Ташкенте с 10 до 18 ч наблюдалась солнечная погода с облачностью 3—4 балла.

3. По аэровизуальным наблюдениям при внесении в облако CO₂, азота, реагентов с 2 %-ным составом иодистого серебра и гигроскопических реагентов наблюдалось полное рассеяние облачности в местах внесения реагента с расширяющимися зонами просветления до земли, что свидетельствует о высокой эффективности примененных реагентов и технологии АВ.

4. Через 1 ч после прекращения работ по АВ над Ташкентом отмечалось усиление облачности, морозящие осадки, перешедшие через некоторое время в ливневые осадки с грозами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берюлев Г. П., Зацепина Л. П., Зонтов Л. Б. и др. Опыт проведения работ по искусственному регулированию осадков в целях ослабления последствий аварии на Чернобыльской АЭС // Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюз. конф. 17—21 ноября 1987 г. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. С. 233—238.

2. Дядюченко В. Н., Корнеев В. П., Стасенко В. Н. Опыт работ по метеозащите крупных городов // Матер. юбил. конф. „Состояние и перспективы развития технологии и технических средств воздействия на гидрометеорологические процессы”. Чебоксары, 1999. С. 48—49.

3. Шметер С. М., Корнеев В. П. Изменение режима осадков с подветренной стороны от зоны активных воздействий на облака // Метеорология и гидрология. 2000. № 12. С. 35—46.

*В. Н. Козлов, С. М. Окунев,
А. В. Лухачев, А. П. Щербаков*

ТУШЕНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ИСКУССТВЕННО ВЫЗВАННЫМИ ОСАДКАМИ

Экономические показатели и оперативность мероприятий по тушению лесных пожаров значительно повышаются при использовании лесопатрульных самолетов, снабженных реагентами для искусственного вызывания осадков и техническими устройствами их ввода в ресурсные облака [6].

Эксперименты по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками

Первые опыты по искусственному вызыванию осадков из мощных кучевых облаков с целью тушения лесных пожаров были проведены в 1966—1969 гг. ЛенНИИЛХ совместно с ГГО. В опытах принимали участие доктор с.-х. наук Е. С. Арцыбашев, П. А. Губин от ЛенНИИЛХ, А. П. Чуваев, В. М. Сороковик и другие от ГГО [1, 2, 15]. Для воздействия на конвективные облака использовался иодистый свинец PbI_2 и иодистое серебро AgI при температуре облака не выше $-6^\circ C$. Выпадение осадков из конвективных облаков вертикальной протяженностью 2000—2500 м наблюдалось через 8—12 мин после их обработки. Из 15 опытов, проведенных в Ленинградской области, положительные результаты были получены в 12, причем в 8 случаях осадки наблюдались от 15 до 40 мин на площади до 12 км^2 .

В первых опытах были выявлены проблемы, которые необходимо было решить для внедрения нового метода тушения лесных пожаров в практику. Не все разновидности облаков могут быть использованы для активного воздействия (АВ) и не всегда метеорологические условия способствуют искусственному вызыванию осадков. Поэтому основными задачами дальнейших исследований в этом направлении стали:

анализ и прогноз ресурсной облачности для воздействия в пределах пожароопасного периода;

использование различных реагентов в экспериментах по искусственному вызыванию осадков, направленных на проведение

профилактических мероприятий по снижению класса пожароопасности лесов и тушение лесных пожаров;

разработка технологии тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками из облаков;

оценка физической и экономической эффективности искусственного вызывания осадков для тушения лесных пожаров и проведения профилактических работ.

В течение 1968—1969 гг. проводилась опытная проверка метода тушения лесных пожаров искусственными осадками над территориями Сибири и Дальнего Востока. Исследования проводились в течение июня—июля на самолетах-зондировщиках и специально оборудованном для воздействий на облака самолете-метеолaborатории ИЛ-14 под руководством Ю. П. Сумина [15].

В большинстве опытов в качестве реагента использовался иодистый свинец в пиротехническом составе С-55. Введение реагента производилось путем выстреливания 26-мм пиропатрона в боковую часть облака. В отдельных случаях в качестве реагента использовалась порошкообразная сернистая медь. При воздействиях, если имелась возможность, измерялся диаметр горизонтального сечения средней части облака, с помощью которого затем определялся ориентировочный объем облака по формуле:

$$V = 0,25\pi D^2 \Delta H,$$

где D — диаметр средней части облака, ΔH — вертикальная протяженность облака.

За два летних сезона было проведено 20 опытов, потушены пожары на площади около 12 тыс. га, в 9 опытах удалось добиться локализации пожаров, в 6 опытах осадки выпали за пределами пожаров. Одной из основных причин непопадания искусственных осадков на пожар являлось отсутствие в намеченной зоне воздействия достаточно развитых по вертикали *Cu cong.* В таких случаях осуществлялись воздействия на любые близко расположенные мощные кучевые облака с целью профилактического смачивания окружающих пожар районов.

Одновременно с опытными работами велись и теоретические исследования [4, 14, 17]. Были рассчитаны и испытаны в натуральных экспериментах нормы расхода реагента в зависимости от вертикальной протяженности облака, температуры облачного

основания и высоты засева. Решение поставленной задачи проводилось с учетом направления и скорости переноса воздушных масс в слое активной конвекции. Была составлена схема засева с учетом времени действия реагента и скорости перемещения облаков, пригодных для воздействия, которая позволяла направлять осадки не только на очаги пожаров, но и на прилегающие к ним районы с целью предотвращения распространения пожаров.

Минлесхозом в 1970 г. при Центральной базе авиационной охраны лесов была создана специальная авиагруппа с четырьмя опытно-производственными авиазвеньями в Красноярском и Хабаровском краях, Иркутской области и Якутии. В состав звена входили экипаж самолета-зондировщика (ЛИ-2 или ИЛ-14), летчик-наблюдатель и бортаэролог. В 1970—1971 гг. этими звеньями путем искусственного вызывания осадков из мощных конвективных облаков был потушен 71 крупный лесной пожар на общей площади 120 тыс. га, искусственные осадки были вызваны на 136 пожаров. Большинство пожаров было потушено за 7—8 дней до выпадения естественных осадков. Условный экономический эффект за счет сбереженной древесины и сохранения сырьевых баз лесозаготовительных предприятий за два сезона опытно-производственных работ составил 3,6 млн. руб. в ценах того времени.

С 1972 г. способ тушения лесных пожаров искусственно вызванными осадками внедрен на территории Красноярского края, Якутии и Иркутской области, несколько позже — в Забайкалье, Тюменской области и северных районах европейской части России. Для проведения работ была разработана и утверждена специальная инструкция [8].

В 1977—1980 гг. с применением самолетных аэрозольных генераторов (САГ) были выполнены эксперименты по воздействию на мощные кучевые облака с самолета Ан-2 [7]. В этот же период под руководством Н. С. Шишкина проведено обоснование целесообразности разработки пиротехнических самолетных генераторов кристаллизующих реагентов с целью инициирования осадков из конвективных облаков для тушения лесных пожаров с применением с легкомоторных самолетов типа Ан-2 [6]. Выполненные в 1978 г. опыты по воздействию на конвективные облака с применением самолетного аэрозольного генератора САГ-2 полностью подтвердили высокую вероятность искусственного

вызывания осадков из мощных кучевых облаков с переохлажденной вершиной. При выбранном способе засева 70—80 % облаков через 16—20 мин после введения реагента под облаком переходят в кучево-дождевые и выпадают осадки.

Выполненная оценка эффективности воздействия путем сравнения статистических данных о повторяемости случаев выпадения осадков из облаков, подвергнутых воздействию, и из облаков, развивающихся естественно, показала, что засеянные облака переходят в дождевые более часто, чем незасеянные.

В конце 1980-х годов научно-исследовательские и конструкторские разработки завершились созданием технического устройства (КУСАГ-II) и технологии его применения на самолете Ан-2 для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков над очагами пожаров [16]. В работах принимали участие Краснодарский филиал ГосНИИГА, ГГО, ЛенНИИЛХ, производственное объединение „Авиалесоохрана”, НИИПХ.

В период с 10 по 28 июля 1989 г. на территории Енисейского авиаотряда Красноярской базы авиационной охраны лесов на самолете Ан-2 были проведены опытно-производственные работы по тушению лесных пожаров. За период проведения работ было подвергнуто воздействию 14 облачных образований. В качестве объекта воздействия выбирались мощные кучевые облака и облачные гряды с нижней границей 1100—1900 м. Вертикальная протяженность облаков, подвергнутых воздействию, составляла от 2,2 до 4,8 км. Отмечено, что при воздействии на облака мощностью менее 2,2 км осадки после введения реагента не наблюдались.

Горизонтальные размеры облаков колебались от 2 × 3 км до 4,5 × 5,0 км; протяженность гряд облаков — от 10 до 15 км. Воздействия проводились в соответствии с технологией [16], которая включала в себя: выбор облаков, пригодных для воздействия; выбор очага пожара и рубежа воздействия; проведение воздействий с целью искусственного вызывания осадков на очаг пожара. Воздействия осуществлялись с самолета (скорость полета 150—180 км/ч) под нижней границей облачности (на расстоянии 100 м от нее) путем приведения в действие аэрозольных генераторов в зоне восходящего потока под облаком. Результаты воздействия: осадки вызваны на очаги пожаров в пяти случаях, в четырех случаях осадки прошли мимо очагов

пожаров, в трех случаях осадки не наблюдались и в двух случаях искусственные осадки не удалось идентифицировать на фоне естественных, хотя и те и другие попали на очаги пожаров.

Проведенные работы показали, что применяемая технология искусственного вызывания осадков с легкомоторного самолета типа Ан-2 достаточно эффективна, однако кассетное устройство (КУСАГ-II), устанавливаемое под плоскостями самолета, увеличивает расход горючего на 20 % и, следовательно, снижает продолжительность полета самолета. В процессе работ выяснилось, что мощные кучевые облака вертикальной протяженностью 2,0—2,5 км зачастую располагаются в области положительных температур. В связи с этим в начале 1990-х годов начались разработки нового реагента [9, 10], который был бы свободен от такого недостатка, как температурный порог применения.

С 1991 г. тушение лесных пожаров производится по доработанной технологии с учетом облачных ресурсов [5, 11, 12] и с применением как пиротехнических составов с иодистым серебром, так и с новым реагентом, получившим название ионогенный гигроскопический ПВ-26 ФХС.

Разработанная в НИЦ ДЗА (филиале ГГО) в настоящее время технология [13] по искусственному вызыванию осадков при борьбе с лесными пожарами с борта воздушных судов легкомоторной гражданской авиации соответствует современным требованиям авиационной охраны лесов. Технология позволяет проводить работы по оперативному увеличению осадков применительно к нуждам лесного хозяйства при тушении лесных и торфяных пожаров и профилактических работах по снижению класса пожароопасности лесов. Применение ионогенных гигроскопических реагентов (патент РФ № 2179800, 2002 г.) позволило расширить температурный диапазон проведения работ по искусственному вызыванию осадков — появилась возможность вызывания осадков из „теплых” облаков.

Проведенные опытно-экспериментальные работы по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками в 1998—2000 гг. описаны в [3]. При отсутствии ресурсной облачности для тушения лесных пожаров используются самолеты-танкеры.

На пожароопасный сезон 2001 г. авиабазам охраны лесов было установлено задание по тушению пожаров с воздуха с исполь-

зованием 21 водосливного устройства ВСУ-5 (ВСУ-5А) на вертолетах типа Ми-8 (Ми-8МТ), 15 самолетов-танкеров Ан-2П и 3 самолетов-амфибий Бе-12П.

Фактически за пожароопасный сезон на тушении лесных пожаров применено 24 ВСУ, проведено 358 сливов (700 т воды) на 70 лесных пожаров. С воздуха локализовано более 36 тыс. м кромки лесных пожаров.

Для повышения эффективности ВСУ-5 в отчетном году разработано и успешно прошла производственные испытания в Северо-западной авиабазе СПС-1 — система подачи смачивателя в полете в заполненное водой ВСУ-5.

В период с 22 мая по 28 сентября в Иркутской авиабазе проводились полеты на двух самолетах-амфибиях Бе-12П. Самолеты использовались на тушении семи лесных пожаров. Совершено 81 слив (486 т воды) на пожары площадью от 1,5 до 160,0 га. При этом ликвидирован один пожар на площади 10 га, локализовано два пожара — 0,5 и 70 га, — а на остальных обрабатывались кромки. Общая протяженность смоченной полосы составила около 6000 м. Общий налет составил 108 ч, из них непосредственно на тушение пожаров — 41 ч. Остальное — перегонка и тренировки.

В течение пожароопасного сезона 2001 г. применялся также метод борьбы с лесными пожарами с помощью искусственного вызывания осадков. Было проведено 59 воздействий, на 16 лесных пожаров выпали осадки и на 8 из них оказали существенное влияние при их тушении. Все воздействия осуществлялись пиропатронами ПВ-26 ФХС, которые дают положительные результаты как при отрицательных, так и при положительных температурах конвективной облачности.

В 2002 г. искусственные осадки были вызваны на лесные пожары в ряде регионов РФ (Якутия, Тыва, Ямало-Ненецкий автономный округ и др.).

Оценка эффективности работ

по искусственному вызыванию осадков на лесные пожары

Технология активного воздействия на облака с лесопатрульных самолетов в настоящее время является наиболее экономически эффективной, так как не требует дополнительных

финансовых затрат. Однако она имеет некоторые особенности, одной из которых является необходимость проведения полетов в непосредственной близости от основания конвективного облака, что требует от экипажа самолета предельной внимательности и осторожности и слаженности действий летчиков и борт-операторов.

Одной из важнейших задач совершенствования способа тушения лесных пожаров искусственно вызванными осадками является разработка методики прогнозирования конвективной облачности над пожароопасными участками. Другой задачей является настоятельная необходимость в разработке такого способа воздействия, при котором, используя благоприятную метеорологическую обстановку в районе пожаров, можно было бы вызывать осадки и полностью ликвидировать пожары.

Для практики тушения и для оценки эффективности самого способа важно знать, какое количество осадков может обеспечить полную ликвидацию лесного пожара. Наблюдения показали, что успех тушения зависит не от интенсивности горения, а от степени заглубления огня в подстилку (элементы растительного покрова на земной поверхности). Чем больше на единице площади горючего материала, тем большее количество влаги необходимо для ее смачивания до степени, при которой всякое горение прекращается. Расход воды на тушение низовых пожаров в различных типах леса сравнительно невелик, он колеблется в пределах 10—30 л/м², что соответствует 1—3 мм выпавших осадков. Отдельные замеры количества осадков, выпавших из одного облака после воздействия, составляют от 2—3 до 12 мм. Эти данные дают основание утверждать, что весенние пожары могут быть полностью ликвидированы искусственно вызванными осадками. При заглубившихся пожарах летом и осенью, когда горят покров и подстилка, количество влаги, необходимое для тушения огня, увеличивается по сравнению с весенними пожарами в 5—10 раз. В этом случае после выпадения осадков на пожар необходимо дотушивать оставшиеся очаги неоднократным засевом облаков или наземными службами, чтобы обеспечить полную локализацию или ликвидацию пожара. Периодическое вызывание искусственных осадков может многократно снижать класс пожароопасности лесных территорий и предотвращать лесные пожары. Необходимо помнить, что тушение лесных пожаров искусствен-

но вызванными осадками может быть применено только при соответствующей метеорологической обстановке. В связи с этим для успешной ликвидации лесных пожаров необходимо тесное взаимодействие наземных служб и авиационной охраны лесов.

Для практики тушения лесных пожаров искусственными осадками важно установить те критерии, которые определяют вероятность выпадения осадков после засева облака реагентом. Как показали исследования, одним из таких критериев является вертикальная протяженность облака ΔH : чем она больше, тем вероятнее успех вызывания осадков и их интенсивность. При ΔH 1700—2000 м осадки бывают слабые и непродолжительные, при ΔH 2500—3500 м в 20 % случаев выпадают ливневые осадки, в 55 % — умеренные, в остальных случаях — слабые. Облака с $\Delta H > 3500$ м дают при засеве, как правило, ливневые осадки.

По продолжительности искусственные осадки резко отличаются друг от друга: от нескольких минут (очень сильный ливневой дождь) до нескольких часов (умеренные осадки на большой площади).

Эффективность работ по искусственному вызыванию осадков на лесные пожары оценивается по визуальным наблюдениям экипажей патрульных самолетов и вертолетов, производивших воздействие или оказавшихся в зоне пожара, по данным наземных служб пожаротушения, по наблюдениям ОПО Росгидромета. Если осадки после внесения реагента в облако начали выпадать через 15—20 мин и в радиусе 25—30 км не имеется дождящих облаков, то считают, что эти осадки были вызваны искусственным путем.

После засева облаков реагентами и при необходимости контроля за результатами воздействия самолет уходит от облака на расстояние не менее 10 км и производит барражирование. При благоприятных атмосферных условиях через 10—15 мин после засева наблюдается бурный рост вершины засеянного облака. При достижении вершиной облака высоты, на которой происходит замерзание облачных капель, очертания верхней части облака становятся расплывчатыми, волокнистыми, присущими твердой фазе процесса кристаллизации. Косвенными признаками, подтверждающими кристаллизацию вершины облака и следующее за ним выпадение осадков, служат оптические явления — „нижнее солнце” и радуга.

Нижнее солнце наблюдается на верхней границе облака и представляет собой отражение солнца в падающих кристаллах. Кроме яркого пятна обычно наблюдается светлый столб вдоль направления на солнце. Нижнее солнце указывает на наличие кристаллов в облаке. Наличие радуги под облаками служит доказательством выпадения из него осадков.

Если выпадения осадков после воздействий не наблюдается, то проводится повторное воздействие на облака.

После подтверждения факта выпадения осадков из облаков определяют результат их действия на пожар. При этом отмечают: а) размеры зон осадков по направлению переноса засеянного облака и перпендикулярно к нему; б) интенсивность выпадающих осадков на пожар и их огнегасящую эффективность (накрытие всей площади пожара, частичное попадание на пожар, полное погашение пожара или частичное, снижение интенсивности горения и т. п.).

Поля выпадения осадков имеют форму эллипса, вытянутого вдоль направления ветра. Длина зоны осадков одного облака колеблется от 3 до 30 км (в 70 % случаев 4—14 км), ширина — от 2 до 18 км (в 70 % случаев — 2,5—5 км). По продолжительности искусственные осадки выпадают от нескольких минут до 2,5 ч. Средний объем конвективного облака вертикальной протяженностью 2,5—3 км составляет 9—10 км³. Если принять среднюю водность облака 1 г/м³ (изменяется от 0,01 до 8 г/м³), то из него может быть получено около 9—10 тыс. т воды, а с учетом коэффициента регенерации 4,2 этот объем увеличивается до 37—42 тыс. т. Это значительно эффективнее, чем доставка воды на лесной пожар самолетами-танкерами, но не всегда осуществимо из-за отсутствия ресурсной облачности.

Для достижения практически значимого эффекта, выраженного слоем дополнительных осадков на лесной площади, воздействия выполняются по схеме многократного пролета на некотором рубеже с наветренной стороны от пожара по выгнутой дуге (подкове) или вдоль гряды облаков. При полете вдоль гряды облаков воздействию подвергается каждое второе или третье облако. Внешними признаками нецелесообразности засева очередного облака являются видимые полосы дождя под ним, радуга, размытая („волосатая“) верхняя граница.

Воздействие проведено неудачно, если прекращается рост вершины облака и оно начинает диссипировать (разрушаться) или отмечается неполное попадание искусственных осадков на очаг горения. Причинами неудачного засева могут быть:

а) несоответствие выбранного для засева облака критериям для АВ;

б) энергия неустойчивости атмосферы мала;

в) непопадание реагента в восходящий поток;

г) засев облака не во время максимального развития конвекции по местному времени; ранний засев (около 11 ч местного времени) приводит к быстрому оледенению вершины облака и прекращению дальнейшего развития конвективной ячейки, поздний засев (после 16 ч местного времени) приводит к развитию нисходящих движений и разрушению облака;

д) изменению скорости и направления движения облака после засева; облако, двигавшееся до засева реагентом со скоростью 25—35 км/ч, через несколько минут после ввода реагента уменьшило скорость до 8—10 км/ч, остановилось или изменило направление движения.

Полеты по вызыванию осадков прекращаются в следующих случаях:

метеорологические условия перестали соответствовать параметрам пригодности для проведения воздействий;

отсутствие положительного эффекта воздействий;

возникновение опасных явлений погоды (гроза, шквал, град, сильная болтанка и другие СГЯ).

Тушение лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками с легкомоторных самолетов является в настоящее время достаточно эффективным средством и имеет самые широкие перспективы применения в авиационной охране лесов от пожаров. Дальнейшее совершенствование этого способа связано с изучением периодических закономерностей возникновения и развития лесных пожаров в зависимости от метеорологических условий. Эта задача тесно связана с исследованием возникновения массовых вспышек лесных пожаров, когда степень пожароопасности лесов достаточно высока. В связи с этим целесообразно проводить систематические профилактические работы по снижению класса пожароопасности лесов искусственно вызываемыми осадками.

Проведенные исследования и результаты опытно-производственных работ подтверждают перспективность использования искусственно вызываемых осадков для борьбы с лесными пожарами, которые расположены в удаленных и малообжитых районах. Однако было бы неправильно утверждать, что с внедрением указанного способа в практику авиационной охраны лесов проблема борьбы с лесными пожарами близка к своему решению. Этот способ является дополнением к существующим методам борьбы с лесными пожарами.

Эффективность способа тушения лесных пожаров искусственно вызванными осадками в значительной степени зависит от достоверности прогноза развития ресурсной облачности в районе пожара. Существующие методы прогнозирования „ливневого положения” для районов Сибири и Дальнего Востока вполне приемлемы и дают высокий процент оправдываемости. Тем не менее для районов, удаленных от метеостанций на большие расстояния, должны быть разработаны методы прогноза с использованием спутниковой и радиолокационной информации, чтобы количество безрезультатных вылетов на воздействие свести к минимуму.

Другим важным средством повышения эффективности искусственного вызывания осадков на лесные пожары являются организация метеорологических наблюдений в пожароопасный период на охраняемых территориях и передача информации об облаках на борт самолета, а также совершенствование метеорологической подготовки летчиков-наблюдателей и приобретение ими необходимых навыков по искусственному вызыванию осадков из конвективных облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арцыбашев Е. С. Тушение лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками из облаков. М.: Лесная пром-сть, 1973.
2. Арцыбашев Е. С., Губин П. А. Тушение лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками из облаков // Лесное хозяйство. 1970. № 3.
3. Будко Е. А., Козлов В. Н., Лихачев А. В., Окунев С. М., Щербakov А. П. Искусственное вызывание осадков на лесные пожары // Труды НИЦ ДЗА. 2001. Вып. 3 (549). С. 239—249.
4. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков // Труды ГГО. 1969. Вып. 239.

5. Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В., Угланова Т. Л. Характеристики ресурсных конвективных облаков над лесными пожароопасными районами азиатской части РСФСР и отдельными засушливыми районами европейской части СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 88 с.

6. Дьяченко Ю. Д., Кудашкин Г. Д., Сидоров А. И., Силин Н. А., Шишкин Н. С. Разработка пиротехнического самолетного аэрозольного генератора для воздействия на облака // Труды ГГО. 1981. Вып. 439.

7. Егоров В. В., Ильин С. Н., Кудашкин Г. Д., Мамедов А. Э. Предварительная оценка эффективности воздействий на мощные кучевые облака // Труды ГГО. 1984. Вып. 482.

8. Инструкция по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками из облаков / Сост. Е. С. Арцыбашев, П. А. Губин, Н. С. Шишкин, Ю. П. Сумин, М. М. Добротворский, Э. П. Давиденко. Утв. 18.05.1972 г. ЛенНИИЛХ, 1974.

9. Козлов В. Н., Лихачев А. В., Окунев С. М., Фомин В. А. Пиротехнический состав для вызывания осадков. Патент РФ № 2090548, 1997 г.

10. Козлов В. Н., Лихачев А. В., Окунев С. М., Фомин В. А., Сооснов А. В. Состав для рассеивания облаков и туманов. Патент РФ № 2090549, 1997 г.

11. Кудашкин Г. Д., Егоров В. В., Васильев С. Л. Методика и предварительные результаты натуральных экспериментов по вызыванию осадков из конвективных облаков при воздействии кристаллизующими реагентами с самолета Ан-2 // Труды ГГО. 1981. Вып. 439.

12. Осипова Г. И. Облачные ресурсы для активных воздействий в лесной зоне // Труды ГГО. 1979. Вып. 420.

13. РД 52.04.628—2001. Инструкция. Порядок проведения работ по искусственному вызыванию осадков из конвективных облаков при борьбе с лесными пожарами с борта легкомоторных воздушных судов. Москва, Росгидромет, 2001.

14. Сталевич Д. Д., Учеветкина Т. С. Теоретическое исследование процесса искусственного осадкообразования применительно к задаче тушения лесных пожаров // Труды ГГО. 1974. Вып. 290.

15. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака // Труды ГГО. 1971. Вып. 262.

16. Технология применения самолета Ан-2, оборудованного КУСАГ-П, для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков при борьбе с лесными пожарами / Г. Д. Кудашкин, С. Н. Ильин, Е. А. Исекеев, С. М. Окунев, П. Н. Прякин, Л. Г. Щедрина // НИО ПАНХ ГА, МГА. Краснодар, 1990.

17. Шишкин Н. С., Довгалюк Ю. А., Дьяченко Ю. Д. Тушение лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками // WMO Weather Modification Programme: Proc. 3rd Sci. Conf. on Weather Modif., Clermont-Ferrand. 1980. V. 1. P. 301—304.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С. П. Образцов, Г. Г. Щукин.</i> Теоретические исследования информативности данных наблюдений СВЧ-радиометрического комплекса МТВЗА ИСЗ „Метеор-3М”	3
<i>А. Д. Егоров, И. А. Потапова.</i> Определение характеристик аэрозоля лидарными системами	14
<i>В. Н. Морозов.</i> К вопросу использования лазеров для регулирования грозовой активности облаков	19
<i>В. Н. Морозов.</i> Об установлении стационарного электрического поля в атмосфере, содержащей слой аэрозольных частиц	33
<i>В. В. Клинго, В. Н. Козлов.</i> Об электрических процессах в облаках	44
<i>В. А. Пачин.</i> Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков	55
<i>Ю. П. Михайловский.</i> Эмпирическая модель электрически активных конвективных облаков и возможности ее использования для тестирования численной модели	66
<i>В. В. Клинго, В. Н. Козлов, Г. Г. Щукин.</i> Физические основы образования заряженных гигроскопических частиц для искусственного регулирования осадков	76
<i>Г. Г. Щукин, Б. Г. Кутуза, Н. С. Дорожкин, Г. К. Загорин, Д. М. Караваяев, С. П. Образцов, В. С. Огуряев, В. А. Пачин, Ю. В. Рыбаков, А. А. Собачкин.</i> Многоволновое СВЧ-радиометрическое зондирование атмосферы	87
<i>Г. П. Гуцин.</i> О методе и некоторых результатах расчета времени химической жизни семейств атмосферных компонентов и вертикального распределения атомного кислорода в атмосфере	105
<i>А. В. Зинченко, А. И. Решетников, Н. Н. Парамонова, В. И. Привалов, В. С. Титов, К. В. Казакова, Б. П. Кацнельсон.</i> Исследование эмиссии метана и диоксида углерода на полигонах захоронения твердых бытовых отходов в окрестностях Санкт-Петербурга	126
<i>М. Д. Атабиев, А. А. Имамджанов, Б. А. Камалов, В. Н. Козлов, И. У. Усманов, Г. Г. Щукин.</i> О проведении работ по метеозащите Ташкента 21 марта 2002 г.	139
<i>В. Н. Козлов, С. М. Окунев, А. В. Лихачев, А. П. Щербаков.</i> Тушение лесных пожаров искусственно вызванными осадками	152

Сборник научных трудов

Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО)

Выпуск 4 (552)

ПРИКЛАДНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Редактор *Л. И. Верес*. Художественный редактор *Л. А. Унрод*.
Технический редактор *Н. Ф. Грачева*. Корректор *И. А. Крайнева*.

ЛР. № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 30.12.02. Формат 60 × 84 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 10,75. Усл. печ. л. 10. Уч.-изд. л. 10,22. Тираж 300 экз. Индекс 210/02.

Гидрометеоиздат. 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.

УДК 551.501.81

Теоретические исследования информативности данных наблюдений СВЧ-радиометрического комплекса МТВЗА ИСЗ „Метеор-3М”. Образцов С. П., Щукин Г. Г. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 3—13.

Оценена эффективность восстановления температурно-влажностных характеристик атмосферы и температуры подстилающей поверхности по данным спутниковых СВЧ-радиометрических измерений. Выполнено сравнение информативности СВЧ-радиометров МТВЗА („Метеор-3М”) и AMSU (NOAA).

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 5.

УДК 551.510.7

Определение характеристик аэрозоля лидарными системами. Егоров А. Д., Потапова И. А. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 14—18.

Рассматривается обратная задача многопозиционного лидарного зондирования атмосферного аэрозоля. Выполняется исследование погрешностей лидарных измерений аэрозольных характеристик, в том числе в неоднородной атмосфере. Лидарное уравнение решается относительно оптических параметров как в приближении малой фоновой засветки, так и с учетом конечности ее величины. Делается акцент на том, что решаемая задача является математически корректной в условиях однородной атмосферы, а также для неоднородной атмосферы при неизменной в пространстве степенной зависимости между коэффициентами ослабления и обратного рассеяния. Операцию определения степени в этой зависимости предлагается положить в основу метода сравнения результатов лидарных и независимых измерений характеристик неоднородной атмосферы. Формулируется подход и основы строгого решения лидарного уравнения в случае конечной фоновой засветки, которая рассматривается в качестве одной из неизвестных величин. Приводятся результаты применения найденного решения для анализа данных зондирования атмосферы лидарами с различными радиусами действия.

Библ. 4.

УДК 551.594

К вопросу использования лазеров для регулирования грозовой активности облаков. Морозов В. Н. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 19—32.

На основе использования экспериментальных данных и теоретических исследований в области электризации облачной среды рассматривается аналитическая модель электризации грозового облака. Рассчитываются электрические поля, возникающие при взаимодействии ледяных кристаллов с частицами крупы/града с дальнейшим разделением этих частиц в пространстве. Полученные численные оценки напряженности электрических полей указывают на условия, благоприятствующие развитию внутри облачных разрядов. Это делает целесообразным использование появления первых разрядов этого типа для начала лазерного воздействия на грозовые облака.

Библ. 23.

УДК 551.594

Об установлении стационарного электрического поля в атмосфере, содержащей слой аэрозольных частиц. Морозов В. Н. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 33—43.

Рассматривается задача о вертикальном распределении напряженности электрического поля в свободной атмосфере, содержащей слой аэрозольных частиц. Определяется время установления стационарного электрического поля в аэрозольном слое и в свободной атмосфере. Получены формулы, описывающие временную зависимость изменения напряженности электрического поля в аэрозольном слое и в свободной атмосфере.

Библ. 11.

УДК 551.509.616.576.594

Об электрических процессах в облаках. Клинго В. В., Козлов В. Н. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 44—54.

Рассматриваются электрические процессы, связанные с осадкообразующим действием разработанного нового заряженного гигроскопического реагента и с замерзанием водяных капель в области коронного разряда. Описаны физические процессы на начальной стадии введенного в облако реагента, которые приводят к электризации облачной среды в форме положительно заряженных гигроскопических частиц и отрицательных ионов молекулы водорода. С точки зрения влияния электрического поля на гомогенный и гетерогенный фазовые переходы проанализированы лабораторные эксперименты по замерзанию водяных капель в области коронного разряда.

Ил. 1. Библ. 20.

УДК 551.5.001.57

Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков. Пачин В. А. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 55—65.

Рассматриваются результаты численных экспериментов на основе системы уравнений, представляющих двумерную, нестационарную, осесимметричную модель электризации конвективных облаков, описан алгоритм расчета конвективных двухмерных движений воздуха в облаке. Рассчитываются эволюция спектров водяных и ледяных облачных частиц и соответствующих им плотностей электрических зарядов. Оцениваются возможности и перспективы использования развиваемой модели для сравнения с эмпирическими моделями и экспериментальными данными.

Ил. 4. Библ. 6.

УДК 551.594.21

Эмпирическая модель эмпирически активных конвективных облаков и возможности ее использования для тестирования численной модели. Михайловский Ю. П. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 66—75.

Рассмотрена эмпирическая модель электрически активных конвективных облаков, основанная на экспериментальных данных, полученных в ходе проводившихся в ГГО самолетных исследований. Показано, что эта модель, включающая общие закономерности развития электризации конвективных облаков, может являться основой для тестирования численных моделей электризации конвективных облаков.

Ил. 3. Библ. 8.

УДК 551.509.616

Физические основы образования заряженных гигроскопических частиц для искусственного регулирования осадков. Клинго В. В., Козлов В. Н., Щукин Г. Г. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 76—86.

На основании модельных расчетов проведено физическое обоснование осадкообразующего действия разработанного в НИЦ ДЗА заряженного гигроскопического реагента. Рассмотрены процессы от горения пиротехнического состава на траектории движения пиропатрона до образования положительно заряженных гигроскопических частиц и отрицательных ионов молекулы кислорода. Электризация облачной среды обусловлена термоэлектронной эмиссией с продуктов горения пиросоостава. Определены заряд частиц и их концентрация, а также концентрация отрицательных ионов на начальной стадии взаимодействия реагента с облачными каплями.

Табл. 2. Библ. 13.

УДК 551.501.81

Многоволновое СВЧ-радиометрическое зондирование атмосферы. Щукин Г. Г., Кутуза Б. Г., Дорожкин Н. С., Загорин Г. К., Караваев Д. М., Образцов С. П., Огуряев В. С., Пачин В. А., Рыбаков Ю. В., Собачкин А. А. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 87—104.

Приведены результаты экспериментальных исследований характеристик влагосодержания атмосферы и облаков на основе применения 4-х канальной СВЧ радиометрической системы ($\lambda = 0,3$ см; 0,8 см; 1,35 см; 2,25 см), метеорологического радиолокатора МРЛ-5 ($\lambda = 3,2$ см; 10,0 см), лидара ($\lambda = 9,06$ мкм) и ИК-радиометра ($\lambda = 9,6$ —11,5 мкм). Представлены методики калибровки СВЧ-радиометров и проведения исследований. Выполнен анализ измерений с привлечением наземных метеорологических данных. Обнаружена корреляция резких изменений общего влагосодержания атмосферы с прохождением атмосферных фронтов.

Табл. 4. Ил. 6. Библ. 4.

УДК 551.510.534

О методе и некоторых результатах расчета времени химической жизни семейств атмосферных компонентов и вертикального распределения атомного кислорода в атмосфере. Гуцин Г. П. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 105—125.

Разработан метод расчета времени химической жизни семейств компонентов атмосферы и в том числе семейства нечетного кислорода τ_{O_x} . Приводятся результаты расчета τ_{O_x} на разных высотах в атмосфере по новому методу и сравнение их с результатами расчетов других авторов. Обнаружено, что полученные нами данные о τ_{O_x} на высотах ниже 30 км в 20—8000 раз меньше прежних значений. Установлено, что основные причины расхождений — неучет в прежних расчетах влияния окислов азота на величину τ_{O_x} и отсутствие четкости в постановке и решении задачи о расчете τ_{O_x} . Сделан вывод, что на высотах 10—50 км семейство нечетного кислорода, и в том числе атмосферный озон, в дневных условиях находится в состоянии фотохимического равновесия или близком к нему. Предложен новый способ теоретического расчета концентрации атомного кислорода в атмосфере. Выведена формула для расчета вертикального распределения озона (ВРО) с учетом фотохимического равновесия семейства нечетного кислорода и присутствия в атмосфере окислов азота, хлора и других компонентов. Рассматривается вопрос об историческом приоритете в исследовании влияния окислов азота на атмосферный озон.

Табл. 8. Библ. 16.

УДК 551.510. 42:547.211

Исследование эмиссии метана и диоксида углерода на полигонах захоронения твердых бытовых отходов в окрестностях Санкт-Петербурга. Зинченко А. В., Решетников А. И., Парамонова Н. Н., Привалов В. И., Титов В. С., Казакова К. В., Кацнельсон Б. П. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 126—138.

Полигоны захоронения твердых бытовых отходов (ТБО) являются источниками эмиссии парниковых газов в атмосферу. Работа посвящена экспериментальному исследованию эмиссии в атмосферу CH_4 и CO_2 расположенными в окрестностях Санкт-Петербурга действующими полигонами ТБО. Концентрации метана, наблюдавшиеся вблизи полигонов, оказались близкими к ориентировочно безопасным уровням воздействия (ОБУВ). Суммарная интенсивность эмиссии обследованных полигонов экстраполированная на год, составила около 20 % средней интенсивности эмиссии в весенне-летне-осенний период года всего Санкт-Петербурга с окрестностями.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 8.

УДК 551.509.6

О проведении работ по метеозащите Ташкента 21 марта 2002 г. Атабиев М. Д., Имамджанов А. А., Камалов Б. А., Козлов В. Н., Усманов И. У., Щукин Г. Г. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 139—151.

Рассмотрены вопросы подготовки самолета-метеолaborатории и проведения метеозащиты от выпадения осадков г. Ташкента 21 марта 2002 г. Представлен диагноз и прогноз состояния атмосферы с целью рассеяния облаков реагентами: твердой углекислотой, грубодисперсными порошками и пиротехническими изделиями. Представлен расход реагентов и результаты засева облаков.

Табл. 5. Ил. 1. Библ. 3.

Тушение лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Козлов В. Н., Окунев С. М., Лихачев А. В., Щербаков А. П. Труды НИЦ ДЗА. 2002. Вып. 4 (552). С. 152—163.

Проводится анализ экспериментов по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Дается обоснование использования легкомоторной авиации для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков. Производится оценка эффективности работ по искусственному вызыванию осадков на лесные пожары. Даются рекомендации по воздействиям на облака для достижения практически значимого эффекта, выраженного слоем дополнительных осадков на лесные площади.

Библ. 17.