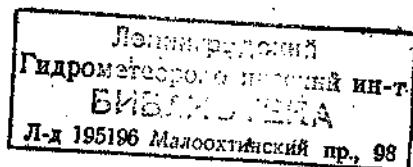


Е. Г. ГОЛОВИНА, А. Г. ПОПОВ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИАЦИИ В ЗАГРЯЗНЕННОЙ АТМОСФЕРЕ

*Утверждено ученым советом института
в качестве текста лекций*



Ленинградский ордена Ленина
политехнический институт
имени М. И. Калинина

ЛЕНИНГРАД
1988

Головина Е. Г., Попов А. Г. Распространение радиации в загрязненной атмосфере. Л., изд. ЛПИ, 1988,—38 с. (ЛГМИ).

Рассмотрены методы учета вклада различных примесей в изменчивость потоков в атмосфере. Приведены результаты расчетов трансформации составляющих уравнения переноса лучистой энергии под влиянием загрязнения атмосферы, изложены результаты модельных расчетов изменения термического режима атмосферы с учетом измеренного и прогнозируемого состава атмосферы.

Текст лекций предназначен для студентов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

Ил. 15. Библ. 4.

Рецензенты: отдел радиационных исследований и физики облаков ГГО им. А. И. Воейкова; В. А. Баженов, кандидат физико-математических наук (НПО ВНИИМ им. Д. И. Менделеева).

ВВЕДЕНИЕ

Последствия загрязнения атмосферы весьма разнообразны и сложно влияют на ход физических процессов, определяющих погоду и климат. Климат системы Земля — атмосфера формируется в основном под влиянием солнечной радиации, падающей на верхнюю границу атмосферы, вращением Земли, строением земной поверхности и физико-химическими характеристиками системы Земля — атмосфера. В конечном счете изменение климата вызывается изменениями теплового баланса названной системы, основой которого являются различные радиационные процессы, определяющие перенос энергии в атмосферной тепловой машине.

Атропогенное воздействие на атмосферу определяется прежде всего ее ингредиентом и параметрическим загрязнением. В атмосферу ежегодно поступает более 200 млн. т разнообразных веществ. Только от сжигания горючих материалов в воздушный бассейн выбрасывается 5 млрд. т углекислого газа. Сжигание каждой тонны каменного угля сопровождается выделением 20 кг сернистого ангидрида. Одна тепловая электростанция, работающая на угле, содержащем 1% серы, ежегодно выбрасывает в атмосферу 33 т сернистого ангидрида SO_2 , способного образовать при определенных условиях 50 т серной кислоты. Автомобиль за год выбрасывает в среднем 297 кг угарного газа, 39 кг различных углеводородов, 10 кг окислов азота, 0,5 кг свинца. В районе нефтедобычи с горящим факелом загрязнение воздуха углеводородами и сероводородом прослеживается в радиусе 3...5 км, в зоне размещения трех предприятий глубокой переработки нефти — до 15...20 км. Дальность распространения примеси в большей степени зависит от метеорологических условий.

Интенсивный выброс углекислот привел за последние 20 лет к заметному ее возрастанию в составе атмосферы (0,2% в год). Нарушения естественного содержания малых газовых составляющих (МГС) атмосферы и аэрозолей приводят к изменению условий переноса лучистой энергии в атмосфере. Так, увеличение концентрации CO_2 способствует росту поглощения излучения Земли, что в свою очередь, может вызвать повышение средней температуры приземного слоя воздуха. Однако влияние газовых примесей, в том числе и CO_2 , неоднозначно. Например, ряд расчетов показывает, что из-за способности CO_2 ослаблять излучение Солнца, дошедшее до Земли, возможно ожидать понижение температуры на земном шаре.

В настоящее время в районе сосредоточения крупных промышленных комплексов и городов из-за сильного запыления воздуха отмечается снижение поступающей солнечной радиации. Хозяйственная деятельность приводит к увеличению содержания в тропосфере антропогенного аэрозоля, что вызывает изменение оптических свойств воздуха, и в первую очередь — снижение его прозрачности. В результате прямая солнечная радиация уменьшается на 15%, а ультрафиолетовое излучение — на 30%.

Общая масса антропогенного аэрозоля в атмосфере составляет около 10 млн. т. Аэрозоль задерживает солнечное излучение, а следовательно, приводит к понижению температуры воздуха в нижнем слое атмосферы. Это явление может в некоторой степени компенсировать повышение температуры, связанное с поступлением антропогенного тепла и с увеличением концентрации углекислоты. Прогнозирование всех этих изменений климата представляет очень сложную задачу его регуляции. Решение задачи в целом сейчас не представляется реальным. Однако можно рассчитать отдельные блоки этой задачи, изучить влияние каждого элемента на изменение потоков лучистой энергии в атмосфере, а это, в конечном счете, определит возможные климатические последствия загрязнения атмосферы.

1. УРАВНЕНИЕ ПЕРЕНОСА ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ

Лучистая энергия, распространяясь в атмосфере, испытывает многообразные изменения, обусловленные эффектом поглощения и рассеяния ее газами и аэрозолями. Эти изменения варьируют в широких пределах в зависимости от явлений и эффектов взаимодействия, а также от конкретных условий распространения (состав атмосферы, структура аэрозоля и т. д.) и параметров переносимого излучения. В общем случае перенос лучистой энергии в атмосфере может быть описан уравнением переноса лучистой энергии. Полный вывод этого уравнения для стационарного поля излучения радиации с учетом процессов поглощения, рассеяния и излучения радиации атмосферой можно найти в монографии В. В. Соболева «Перенос лучистой энергии в атмосферах звезд и планет». Гостехиздат, 1950.

$$\frac{\cos \Theta}{\rho} \cdot \frac{\partial J_{\lambda}}{\partial z} = k_{\lambda} E_{\lambda} + \frac{\tau_{\lambda}}{4\pi} \int J_{\lambda}(z, r') \gamma_1(z, r', r) d\omega - (k_{\lambda} + \sigma_{\lambda}) J_{\lambda}. \quad (1)$$

Здесь J_{λ} — энергетическая яркость монохроматической радиации (или поток излучения), т. е. количество лучистой энергии, распространяющееся в единичном телесном угле (1 стер) за единицу времени и через единичную площадку, расположенную перпендикулярно лучам; Θ — зенитный угол; ρ — плотность поглощающего вещества; k_{λ} , σ_{λ} — массовые коэффициенты поглощения и рассеяния соответственно; E_{λ} — функция Планка для интенсивности из-

лучения слоя атмосферы единичного сечения в направлении PP' ; γ_λ — функция, характеризующая индикатрису рассеяния (величина $(1/4\pi)\gamma_\lambda(z, r', r)$ определяет долю лучистой энергии, упавшей на рассеивающий объем в направлении r' и рассеянной в направлении r (рис. 1)).

Таким образом, уравнение переноса лучистой энергии в атмосфере учитывает:

ослабление энергии в результате поглощения ее атмосферой $k_\lambda J_\lambda p ds$;

ослабление энергии из-за рассеяния ее элементарным объемом — $\sigma_\lambda J_\lambda p ds$;

увеличение интенсивности излучения за счет излучения элементарным объемом среды в направлении, r , $\eta_\lambda p ds = = k_\lambda E_\lambda p ds$. Здесь η_λ — массовый коэффициент излучения;

увеличение интенсивности излучения благодаря процессу рассеяния, вследствие которого лучи всевозможных направлений, проходящие через элементарный цилиндр, присоединяют часть своей энергии к лучу направления r , равную $\sigma_\lambda J_\lambda(z, r') p ds$. Общее изменение интенсивности излучения на пути PP'

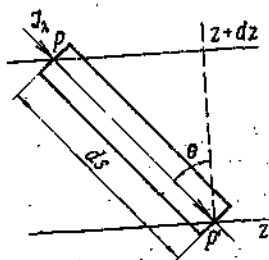


Рис. 1. Схема переноса лучистой энергии J_λ в слое атмосферы толщиной $PP' = ds$

$$ds = \frac{\partial J_\lambda}{\partial s} ds. \quad (2)$$

Учитывая, что $ds = dz \sec \theta$ и приравняв (2) четырем составляющим общего изменения потока радиации, получим уравнение переноса лучистой энергии для стационарного поля излучения в виде (1).

В том случае, когда рассматривается задача о переносе коротковолновой радиации, E_λ практически равно нулю. Поэтому уравнение (1) запишем так:

$$\frac{\cos \theta}{\rho} \cdot \frac{\partial J_\lambda}{\partial z} = \frac{\tau_\lambda}{4\pi} \int J_\lambda(z, r') \gamma_\lambda(z, r', r) d\omega - (k_\lambda + \tau_\lambda) J_\lambda, \quad (3)$$

а для описания переноса теплового излучения так:

$$\frac{\cos \theta}{\rho} \cdot \frac{\partial J_\lambda}{\partial z} = k_\lambda (E_\lambda - J_\lambda). \quad (4)$$

Вместо одного уравнения удобно рассматривать два уравнения подобного рода, вводя две функции

$$G_\lambda(z, \theta) = I_\lambda(z, \pi, -\theta), \quad 0 \leq \theta \leq \pi/2;$$

$$U_{\lambda}(z, \theta) = J_{\lambda}(z, \theta), \quad 0 < \theta < \pi/2.$$

Функция $G_{\lambda}(z, \theta)$ характеризует интенсивность излучения, направленного сверху вниз, а функция $U_{\lambda}(z, \theta)$ — снизу вверх. Функции $G_{\lambda}(z, \theta)$ и $U_{\lambda}(z, \theta)$ удовлетворяют граничным условиям:

$$G_{\lambda} \rightarrow J \text{ при } z \rightarrow \infty$$

$$U_{\lambda} = \delta B_{\lambda} + (1 - \delta) G_{\lambda} \text{ при } z = 0,$$

т. е. на достаточно большой высоте нисходящий поток длинноволновой радиации отсутствует, а восходящий поток у земли зависит от собственного излучения Земли и от отраженной от земной поверхности нисходящего потока.

Как уже отмечали, уравнение переноса лучистой энергии рассчитывалось для стационарного поля неполяризованного излучения без учета рефракции. Предположение о стационарности поля излучения является допустимым, ибо процесс переноса излучения в атмосфере можно рассматривать как квазистационарный. Влияние нестационарности излучения определяется величиной $\frac{1}{c} \cdot \frac{\partial J}{\partial t}$,

где c — скорость света, t — время. Изменения интенсивности излучения со временем настолько медленны, что практически эту величину можно считать равной нулю.

Из уравнения (1) следует, что все факторы, изменяющие оптические характеристики атмосферы (коэффициенты поглощения, излучения, рассеяния, индикатриса рассеяния и т. д.) влияют на составляющие радиационного баланса атмосферы, что ведет к изменению одного из основных климатообразующих факторов — радиационного баланса системы Земля — атмосфера.

2. ВЛИЯНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ НА ПЕРЕНОС КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Одним из проявлений антропогенного воздействия на атмосферу является изменение ее газового состава и увеличение концентрации аэрозоля. Как известно, к главным компонентам атмосферного воздуха относятся азот, кислород, углекислый газ и водяной пар. Кроме того, в атмосфере находятся аргон, небольшое количество неона, гелия, метана, ксенона, водорода и некоторых других газов как естественного, так и антропогенного происхождения. Газы CO_2 , CO , O_3 , NO_2 , NO , NH_3 , SO_2 и H_2S обнаруживаются в воздухе над промышленными городами в более высоких концентрациях, чем в воздухе над сельской местностью.

Типичными компонентами атмосферных аэрозолей являются соли: NaCl , HgCl_2 , MgSO_4 , Na_2SO_4 , NaNO_3 , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NH_4Cl , NH_4NO_3 , кислоты, такие, как H_2SO_4 , окислы металлов, органические продукты сгорания, вещества биологической природы, веще-

ства вулканического и внеземного происхождения из металла и камня. Атмосферные аэрозоли обладают широким диапазоном размеров: радиусами от $6 \cdot 10^{-8}$ см для малых ионов до более чем $1,5 \cdot 10^{-2}$ см для самых больших частиц.

Атмосферные аэрозоли и примесные газы влияют на радиационные потоки. Рассеивая и поглощая солнечное излучение, частицы уменьшают приток солнечной энергии к Земле. С другой стороны, примеси увеличивают коэффициент поглощения длинноволновой радиации атмосферой и приводят к усилению «парникового» эффекта атмосферы.

Химический состав атмосферы играет большую роль в атмосферных процессах переноса лучистой энергии, который зависит от наличия в атмосфере оптически активных химических веществ.

Таким образом, ослабление лучистой энергии определяется совокупностью эффектов поглощения и рассеяния. Для обозначения количества лучистой энергии, удаленной из одной волны при взаимодействии с веществом, используют термин поперечник ослабления σ (см^2), который является суммой поперечника рассеяния и поглощения. Поперечник, отнесенный к единице массы, будет характеризовать массовый коэффициент ослабления α ($\text{см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$). Поперечник поглощения связан с коэффициентом поглощения k через число Лосмидта N_0 ($N_0 = 2,687 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-3}$ при стандартной температуре 0°C и давлении 1013 гПа) соотношением $k = \sigma N_0$. Коэффициенты поглощения и рассеяния зависят от длины волны излучения и оптических свойств среды. На последние влияет химический состав вещества.

Для слоя аэрозолей оптические свойства определяются значением комплексного показателя преломления $m = n - ik$, мнимая часть которого характеризует эффект поглощения.

2.1. Влияние атмосферных газов на распространение коротковолновой радиации

Рассмотрим влияние газовых составляющих атмосферы на перенос коротковолнового излучения. Из спектра поглощения солнечной радиации всей толщей атмосферы, приведенного на рис. 2, а, хорошо видно, какое влияние оказывают различные газовые компоненты на радиационный баланс. Солнечная радиация в атмосфере поглощается в основном O_2 , O_3 , CO_2 , H_2O , O , N , а также, правда, в незначительной мере, и малыми газовыми составляющими атмосферы, такими, как N_2O , CO и CH_4 .

Большая часть ультрафиолетового (УФ) излучения Солнца поглощается в верхней атмосфере атомарным и молекулярным кислородом, озоном, а также азотными соединениями (рис. 2, б) УФ спектр поглощения молекулярного кислорода начинается на длине волны около 0,26 мкм и простирается в область более коротких длин волн.

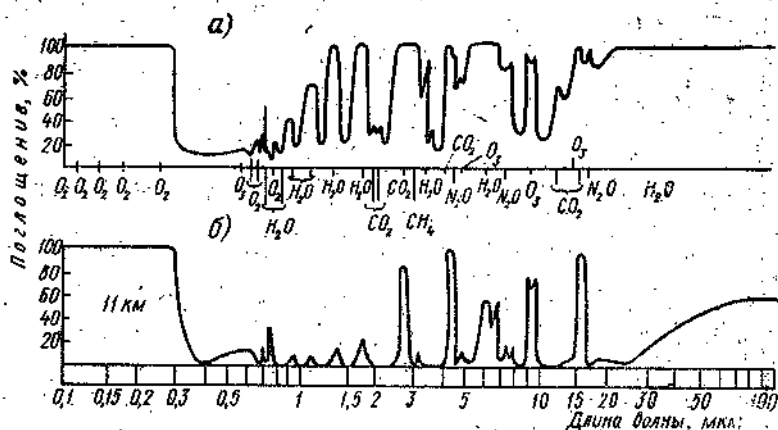


Рис. 2. Спектр поглощения солнечной радиации атмосферой

Спектр поглощения молекулярного азота начинается на длине волны 0,145 мкм и также простирается в сторону более коротких длин волн. Коэффициент поглощения здесь резко изменяется с длиной волны.

В диапазоне длин волн 0,2...0,3 мкм солнечная радиация слабо поглощается молекулярным кислородом и довольно сильно — озоном. В этом диапазоне расположены полосы поглощения озона (полосы Хартли). Кроме того, озон имеет полосы поглощения в диапазоне 0,3...0,36 мкм (полосы Хёггинса). В результате поглощения солнечного УФ излучения часть молекул кислорода и азота в верхней атмосфере претерпевает фотохимическую диссоциацию и распадается на атомарный кислород и азот, участвующие также в поглощении радиации.

В УФ области спектра есть полосы поглощения таких примесных веществ, как перекись водорода H_2O_2 в диапазоне 21...380 нм, метан CH_4 для $\lambda < 0,145$ мкм, двуокись углерода для $\lambda < 0,350$ мкм и $\sigma = (1...8) \cdot 10^{-20}$ см², формальдегид CH_2O для $\lambda < 0,350$ мкм и $\sigma = (0,5...6) \cdot 10^{-19}$ см², двуокись азота NO_2 в области 0,190...0,410 мкм, $\tau = (0,5...6) \cdot 10^{-19}$ см², для $\lambda < 0,230$ мкм и $\tau = (10^{-21}...10^{-18})$ см², нитраты хлора и брома: ClONO_2 и BrONO_2 в области 0,186...0,400 мкм $\tau = (10^{-21}...10^{-17})$ см² и другие хлорные соединения.

Таким образом, многие примеси участвуют в ослаблении солнечной радиации в УФ области спектра. Поглощение радиации на длинах волн меньше 0,300 мкм участвует в фотохимических процессах верхней атмосферы. Понижение энергии УФ излучения $\lambda > 0,300$ мкм приводит к уменьшению доли УФ радиации, дошедшей до Земли.

Особый интерес представляет возможность хлоруглеродных соединений, так же как и окислов азота, уменьшать концентрацию озона, что в свою очередь может увеличить интенсивность УФ радиации, дошедшей до Земли. При этом следует отметить, что УФ излучение на длинах волн менее 0,320 мкм губительно практически для всех форм жизни, и что оно на 99% экранируется озоном.

В видимой и ближней ИК области спектра поглощает кислород; полоса кислорода на длине волны 0,7 мкм представляет особый интерес, так как в этом диапазоне очень велика плотность потока солнечного излучения. Наиболее важным поглощающим компонентом в ближнем ИК диапазоне является водяной пар, а углекислый газ имеет слабые полосы поглощения в этом диапазоне. Малые газовые составляющие, такие, как CO, CH₄, N₂, O также поглощают солнечную ИК радиацию, однако ослабление этими газами не играет существенной роли с точки зрения формирования теплового баланса системы Земля — атмосфера.

Рассматривая взаимодействие солнечного излучения с атмосферными газами, следует отметить тесную связь процессов переноса радиации фотохимии и динамики атмосферы (на высоте 10...120 км). Например, скорость реакции между газами зависит от их температуры, которая меняется в результате поглощения и рассеяния солнечного излучения (а также и излучения Земли). Солнечное излучение может диссоциировать и ионизировать молекулы атмосферы, образуя активные в химическом отношении ионы и радикалы, которые принимают участие в большинстве важных процессов атмосферной химии.

Солнечное излучение оказывает также тепловое воздействие на атмосферу. Солнечная энергия поглощается O₃ в стратосфере и молекулярным кислородом в верхней мезосфере и нижней термосфере. Затем она быстро переходит в тепловую энергию в ходе химических реакций, которые следуют за фотодиссоциацией, например, O₂ и O₃. Этот нагрев уравнивается охлаждением, связанным с инфракрасным излучением двуокиси углерода, озона и H₂O. Атмосферные примеси, уменьшающие количество озона, таким образом, изменяют тепловой баланс, что ведет к изменению распределения температуры в атмосфере и, следовательно, оказывает влияние на динамические процессы (циркуляцию) атмосферы. Изменение циркуляции атмосферы может также привести к изменению содержания озона.

Все это показывает необходимость комплексного рассмотрения различных физических процессов в атмосфере.

2.2. Роль атмосферных аэрозолей в переносе коротковолновой радиации

Процессы аэрозольного рассеяния и поглощения излучения Солнца также определяют высотное и спектральное распределе-

ние интенсивности поля коротковолновой радиации. Условия переноса зависят от оптических свойств и структуры атмосферного аэрозоля. К наиболее важным характеристикам аэрозолей относятся: пространственная структура поля весовой и счетной концентрации аэрозолей $m(r, x, y)$ и $N(r, x, y)$; распределение частиц по размерам $n(r)$; химический состав частиц, форма частиц, комплексный показатель преломления $m = n - ik$; изменение указанных характеристик во времени и в зависимости от метеорологических условий. На комплексный показатель преломления m влияет химический состав аэрозольных частиц.

Главными оптическими характеристиками аэрозоля являются: объемный коэффициент ослабления α_λ , км^{-1} , объемный коэффициент рассеяния τ_λ , км^{-1} , индикатриса рассеяния $f_\lambda(\theta)$, где θ — угол рассеяния и объемный коэффициент поглощения $\tau_{\lambda a}$. Важной характеристикой взаимодействия излучения со средой является альбедо $A = \sigma_{\lambda f} / \sigma_{\lambda a}$, $\sigma_{\lambda a} = \sigma_{\lambda s} + \sigma_{\lambda a}$. Все эти величины влияют на эффекты рассеяния и поглощения лучистой энергии аэрозолем.

Чрезвычайное многообразие процессов, регулирующих содержание и структуру аэрозольных частиц в атмосфере и изменчивость их природы, приводит к значительным пространственным вариациям аэрозольного компонента атмосферы. Поэтому описание структуры атмосферных аэрозолей строят, используя набор моделей для характерных процессов. Существующие аэрозольные модели для разных слоев и для всей атмосферы созданы в предположении стационарности процессов поступления и выведения аэрозолей из атмосферы, а также равномерной распределенности частиц в горизонтальных направлениях. Кроме того, для определения констант различных процессов создают модели химического состава, вертикального профиля счетной и массовой концентрации, распределения аэрозолей по размерам на разных высотах.

Наличие большого статистического экспериментального материала позволяет строить «частные» статистические и прогностические аэрозольные модели.

Основными процессами, регулирующими структуру аэрозоля, являются: изменение интенсивности аэрозольных источников (антропогенных и естественных), коагуляция, конденсация, диффузия и седиментация частиц облаками и осадками, осаждение на различных препятствиях, фотохимические и нефотохимические реакции образования аэрозольного вещества. Все эти процессы приводят соответственно к изменению условий переноса лучистой энергии в аэрозольной атмосфере, т. е. к вариациям составляющих радиационного баланса системы Земля — атмосфера.

Оптические характеристики и структура атмосферного аэрозоля антропогенного и естественного происхождения различаются. Так, мнимая часть комплексного показателя преломления k для естественного аэрозоля, определяющая его поглощательную способность, равна 0,01. Это значительно меньше величины k для

аэрозоля загрязнения городского воздуха (для угольной пыли $0,08 < \chi < 2,30$). Вычисления показывают, что антропогенный аэрозоль может поглощать в 5—100 раз больше солнечной радиации, чем большинство естественных аэрозолей эффективного размера $0,01 < r < 1,0$ мкм (частицы радиусом меньше 0,01 мкм являются плохими поглотителями радиации, а радиусом больше 1,0 мкм имеют недостаточную площадь поверхности из-за малой концентрации). Аэрозоль промышленного происхождения является высокоэффективным поглотителем солнечной радиации и обеспечивает низкий уровень рассеивания.

В отличие от него естественный аэрозоль обеспечивает 33...100% ослабления солнечной радиации за счет отражения. Влияние этих аэрозолей на перенос коротковолновой радиации приводит к охлаждению системы Земля — атмосфера и к повышению устойчивости атмосферы. И наоборот, наличие антропогенной (угольной) пыли, обладающей высокой поглощательной способностью и низкой теплоемкостью, приводит к потеплению системы.

Расчет, проведенный при использовании модели поглощения солнечной радиации частицами угольной пыли, показывает, что 1 кг этой примеси поглощает более 166 Дж за 10 ч, а для обеспечения 15% поглощения приходящей солнечной радиации необходимы 25 кг угольной пыли на 1 км². Термодинамический анализ теплообмена показал, что 98% поглощенной солнечной радиации переходит в окружающий воздух, а 5% излучается как длинноволновая радиация. Часть излученной энергии снова поглощается угольными частицами и H₂O в воздухе. Поглощение радиации обеспечивает достаточное количество тепла, чтобы поднять среднюю температуру в приземном слое от поверхности до 950 гПа уровня на 1° в час в течение 10 часов. Скорость поглощения зависит от зенитного угла солнца, с уменьшением которого она растет.

Все микрофизические характеристики аэрозоля зависят от влажности атмосферы. Исследования показали, что ее влияние проявляется уже при влажности 20...30%. У аэрозолей промышленных центров, состоящих из растворимых веществ, зависимость от влажности сильнее. Ее увеличение приводит к возрастанию объемного коэффициента ослабления (рис. 3). Влияние влажности на оптические характеристики аэрозоля связано с изменением комплексного показателя преломления $m(\lambda)$ характеристик поглощения и рассеяния $[n(\lambda), \chi(\lambda)]$, индикатрисы рассеяния и зависит от степени его гигроскопичности и растворимости.

Таким образом, увеличение ант-

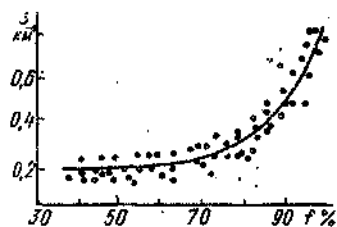


Рис. 3. Зависимость коэффициента ослабления от влажности воздуха

ропогенного аэрозоля значительно увеличивает поглощение проходящей радиации. Расчеты показывают, что появление слоя аэрозоля в стратосфере влечет за собой увеличение поглощения коротковолновой радиации слоем 18...22 км более чем вдвое. Рассеяние радиации аэрозолем на 4 мВт/см² меньше поглощения.

Интересно, что абсолютные притоки лучистой энергии за счет поглощения радиации аэрозолем и газовыми компонентами примерно одинаковы. В некоторых районах соотношение составляющих ослабления солнечной радиации следующее: газовые компоненты 27...33%, аэрозоль 23...33%, молекулярное рассеяние 40...45%.

Уровень поглощения солнечной радиации аэрозолем зависит от альбедо земной поверхности. Увеличение альбедо приводит и к увеличению поглощенной радиации (изменение альбедо на 35% вызывает увеличение чистого поглощения на 15%). Однако при больших концентрациях аэрозоля влияние альбедо поверхности уменьшается, т. е. увеличивается доля солнечной радиации, отраженной от верхней границы аэрозольного слоя. Собственно аэрозоль влияет на альбедо системы Земля — атмосфера. Если воздушная масса замутнена, то альбедо возрастает с высотой при низких значениях альбедо подстилающей поверхности (например поверхность зеленой травы). Если альбедо подстилающей поверхности велико (снег), то загрязнение приводит к уменьшению альбедо. Изменение альбедо приводит и к соответствующим изменениям величины коротковолновой радиации, проходящей через аэрозольный слой. Это изменяет радиационный нагрев аэрозольного слоя и долю солнечной радиации, дошедшей до Земли.

3. ВЛИЯНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ НА ПЕРЕНОС ДЛИННОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМЛИ И АТМОСФЕРЫ

Рассмотрим процесс переноса длинноволновой радиации в атмосфере. Система Земля — атмосфера отражает около 31% солнечной радиации, проходящей на верхнюю границу атмосферы, и поглощает оставшуюся часть. Для сохранения равновесия системы поглощения солнечная энергия должна уравниваться таким же количеством испускаемой в пространство лучистой энергии. Атмосфера полупрозрачна для коротковолновой радиации. Значительная часть солнечной радиации, дошедшей до Земли, поглощается ее поверхностью. Если вычислить полное количество солнечной энергии, поглощенной системой Земля — атмосфера, и приравнять его к уходящему инфракрасному излучению, то из закона Стефана — Больцмана, связывающего энергетическую светимость тела с его абсолютной температурой, можно определить эффективную радиационную температуру нашей планеты. Такие вычисления дают величину эффективной температуры Земли около -20°C . Известно, что средняя температура земной поверхности состав-

ляет около $+14^{\circ}\text{C}$. Различие этих двух значений связано с наличием земной атмосферы.

Средняя температура земной поверхности превышает радиационную температуру главным образом из-за того, что атмосфера полупрозрачна для солнечной радиации, но практически не пропускает инфракрасное излучение, которое поглощается газами, облаками, аэрозолем. Таким образом, земная поверхность, поглощающая большое количество солнечной радиации, превращается в источник тепла для нижней атмосферы.

Средняя глобальная температура системы Земля — атмосфера составляет около 250 К, поэтому интенсивность ее излучения значительно ниже интенсивности излучения Солнца. Максимум ее излучения приходится на более длинные волны (около 10 мкм). Тепловая инфракрасная (ИК) радиация земной поверхности и атмосферы называется длинноволновой радиацией.

Атмосфера, облака, поглощая ИК радиацию, сами испускают излучение как в пространство, так и обратно к Земле, уменьшая тем самым потерю тепла поверхностью. Поскольку атмосфера холоднее земной поверхности, она излучает соответственно меньшее количество лучистой энергии. Вследствие этого суммарное уходящее (инфракрасное) излучение системы Земля — атмосфера меньше, чем количество лучистой энергии, испускаемое непосредственно земной поверхностью. Таким образом, эффективная радиационная температура системы в большей степени определяется температурой более холодных атмосферных газов и вершин облаков, чем температурой более теплой земной поверхности.

Радиационный режим Земли во многом определяется молекулярным и эрозольным поглощением излучения атмосферой. Степень влияния атмосферных газов и аэрозоля на оптические свойства атмосферы зависит от их концентрации, величины и спектральной структуры коэффициента поглощения. На всех высотах атмосфера поглощает радиацию в количествах, зависящих от наличия поглощающего вещества и излучает ее в зависимости от температуры и излучательной способности. Таким образом, на перенос длинноволновой радиации влияет излучательно-поглощательная способность земной поверхности и атмосферы.

3.1. Влияние атмосферных газов на перенос длинноволнового излучения

Атмосферные газы поглощают инфракрасное излучение в определенных спектральных областях. Наиболее сильными поглотителями являются углекислый газ, водяной пар и озон. Меньшую долю лучистой энергии поглощают окись углерода, окись азота, метан и закись азота. За исключением озона, полоса поглощения которого лежит в области около 9,6 мкм, атмосфера сравнительно прозрачна в интервале 8,5—12 мкм. Эта область называется ат-

моносферным окном (окном прозрачности атмосферы). Измерения показывают, что энергия излучения поверхностью Земли в значительной степени поглощается атмосферными газами, уменьшая уходящее излучение. Характерное явление задержки ИК излучения атмосферными газами называется атмосферным эффектом или «парниковым» эффектом. Увеличение содержания в атмосфере газов, поглощающих ИК излучение, приводит к уменьшению уходящего в пространство потока излучения земли. При этом атмосфера, излучая, увеличивает поток ИК излучения, направленного в нижние слои атмосферы, который вызовет дополнительное нагревание земной поверхности.

Последствием индустриальной деятельности является появление в атмосфере дополнительного количества газов, поглощающих их излучение. Примесными газами, поглощающими длинноволновую радиацию, являются NO_2 , SO_2 , NH_3 , HNO_3 , OH , HF , HCl , HBr . Увеличение их концентрации может привести к усилению «парникового» эффекта, тем более что часть этих газов имеет полосы поглощения в окне прозрачности.

Во многих отходах производства присутствуют атомы хлора. Большинство из них быстро разрушается на малых высотах, но галогенуглеводороды имеют достаточно большое время жизни. В связи с развитием индустрии для большинства галогенуглеводородов в атмосферных выбросах увеличивается (в 1976 г. объем выбросов в мире в целом составил 308 кт CFCl_3 , 380 кт CF_2Cl_2 , 401 кт CH_3CCl_3). Активность галогенуглеводорода в ИК области спектра оказывает влияние на потоки длинноволновой радиации.

Выполненные К. Я. Кондратьевым и Н. И. Москаленко расчеты показали, что для стандартной атмосферы «парниковый» эффект для Земли составляет 33,2 К со следующими вкладами по оптически активным газовым компонентам: H_2O — 20,6 К; CO_2 — 7,2 К; N_2O — 1,4 К; CH_4 — 0,8 К; O_3 — 2,4 К; NO_2 + фреоны + NO_2 + CCl_4 + O_2 + N_2 — 0,8 К.

В результате сжигания топлива (каменного угля и нефти) в атмосфере увеличивается содержание углекислого газа. Согласно измерениям общее количество CO_2 за 1960...1975 гг. увеличилось с $2,23 \cdot 10^{12}$ до $2,47 \cdot 10^{12}$ т. Такое увеличение приводит и к изменениям потоков длинноволновой радиации: с одной стороны, усиливается поток их излучения, уходящего в космическое пространство, что ведет к охлаждению верхних слоев, а с другой — возрастает поток поглощенного ИК излучения Земли и атмосферных газов. Глобальные модели показывают, что удвоение содержания CO_2 увеличит температуру воздуха у поверхности Земли на 1,5...4,5°C. Последствием этого может быть таяние ледников и глобальное выпадение осадков. Изменение температуры атмосферы приведет к возрастанию скорости химических реакций и, следовательно, к увеличению концентрации малых газовых составляющих и к изменению скорости фотохимического образования высо-

кодисперсных аэрозолей. Например, увеличение CO_2 на высотах от 30 до 50 км привело бы, согласно современным моделям, к небольшому увеличению количества озона. Как уже отмечалось, температурные изменения влияют и на динамику атмосферы.

3.2. Влияние аэрозоля на перенос длинноволнового излучения

Характер влияния аэрозоля на тепловое излучение зависит от его физико-химических свойств и пространственного распределения.

Атмосферный аэрозоль влияет на формирование поля теплового излучения через механизм поглощения и рассеяния. Для всех типов атмосферного аэрозоля степень его влияния на ИК излучение существенно зависит от поглощательной способности газовых компонент атмосферы. В участках спектра с сильным атмосферным поглощением аэрозоль слабо влияет на спектральную структуру и пространственное перераспределение восходящего $E_{\lambda}^{\uparrow}$ и нисходящего $E_{\lambda}^{\downarrow}$ излучений. В диапазонах длин волн, где нет полос поглощения газами (3...4,1; 4,6...5,2; 7,7...13,5 мкм), влияние аэрозоля на спектральные интенсивности E_{λ} проявляется в большей степени.

На величину $E_{\lambda}^{\uparrow}$ определяющее влияние оказывает способность аэрозоля поглощать ИК излучение. Наиболее четко выражены полосы поглощения в случае мелкодисперсного атмосферного аэрозоля, который трансформирует тепловое излучение только через механизм поглощения. Расчеты показывают, что в окне прозрачности рассеянием этим аэрозолем на перераспределение $E_{\lambda}^{\uparrow}$ по направлениям можно пренебречь. При влажности атмосферы $f > 80\%$ значительное влияние на оптические характеристики аэрозоля оказывает водяной пар.

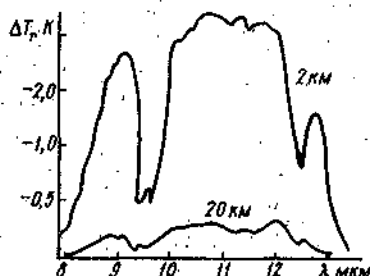
Более крупнодисперсный аэрозоль ослабляет излучение в большей степени за счет механизма рассеяния. Это особенно явно проявляется при переносе теплового излучения морским аэрозолем. Увеличение коэффициентов рассеяния в этом случае обусловлено значительным содержанием в аэрозоле солей NaCl и KCl , прозрачных в ИК области спектра (8...14 мкм).

Существенный вклад в перенос излучения вносит аэрозоль не только в слое активного турбулентного обмена (0...2 км), но и в более высоких слоях: фоновый, тропосферный, стратосферный, обладающие сильными полосами поглощения в диапазоне спектра $\lambda > 9$ мкм.

Как показывают измерения, аэрозоль атмосферы промышленных районов обладает сильным поглощением в области спектра 2,6...3,5 мкм и в спектральном диапазоне 7,2...25 мкм с максимумом поглощения на длине волн 2,9, 9,0 и 18,0 мкм. Увеличение степени замутненности атмосферы ослабляет интенсивность восходящего излучения $E_{\lambda}^{\uparrow}$ (—), что приведет к уменьшению радиа-

ционного градиента ΔT , температуры уходящего теплового излучения (рис. 4). Из рисунка следует, что в замутненной атмосфере при видимости 1 км в полосах сильного атмосферного поглощения (5,4...7,6 мкм и 13,5...16,0 мкм) контрасты радиационной температуры близки к нулю. В окне прозрачности ΔT велико. Согласно расчетам, увеличение замутненности приземного пограничного слоя атмосферы приводит к росту ΔT . В условиях очень сильных туманов это увеличение не превосходит 3...4 °C, что обусловлено малой высотой распространения туманов.

Рис. 4. Спектральная изменчивость радиационного градиента уходящего теплового излучения, обусловленного влиянием аэрозоля, при дальности видимости 2 км и 20 км



Как уже отмечалось, влияние аэрозоля на спектральную и пространственную структуру теплового нисходящего излучения определяется не только поглощением, но и рассеянием. Характер этого влияния во многом зависит от соотношения спектральных коэффициентов поглощения и формы индикатрисы рассеяния. Степень вытнутости индикатрисы рассеяния уменьшается с увеличением длины волны, поэтому механизм рассеяния аэрозолем теплового излучения, приводящий к его перераспределению по направлениям, наиболее важно учитывать в длинноволновом окне прозрачности 8...14 мкм.

Таким образом, оптические постоянные аэрозоля зависят от размера частиц, химического состава и, кроме того, от влажности воздуха. Так, частицы морской соли в области окна прозрачности поглощают в меньшей степени, чем рассеивают, континентальный аэрозоль в диапазоне 8...9 мкм в равной степени поглощает и рассеивает. Сульфатный аэрозоль, содержание которого особенно велико в верхних слоях тропосферы и стратосфере, обладает сильными полосами поглощения во всей ИК области спектра. Это определяет спектральную структуру коэффициента поглощения и объясняет наблюдаемые максимумы значений σ_λ^a на длинах волн 3,1, 7,0, 15,0 и 9,0.

Антропогенное загрязнение атмосферы вызывает увеличение сильно поглощающих частиц аэрозоля, которые незначительно изменяют альбедо системы Земля — атмосфера, но усиливают поток уходящего излучения, т. е. эффект экранирования восходящего излучения поверхности.

Интересно сравнить значимость аэрозоля в изменчивости альбедо в видимом диапазоне спектра и в увеличении поглощательной способности. Результаты расчетов показывают, что при наличии аэрозольного слоя уменьшение потока ИК излучения $\lambda=10$ мкм в пространство играет меньшую роль, чем увеличение альбедо системы Земля — атмосфера при $\lambda=0,55$ мкм (рис. 5, а).

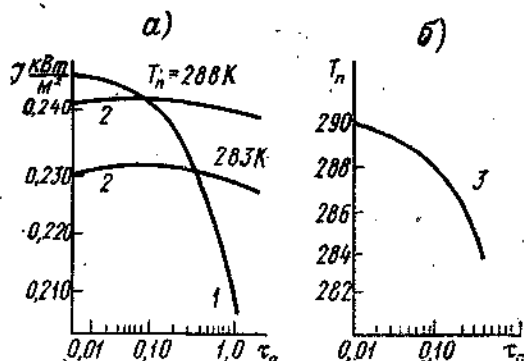


Рис. 5. Зависимость поглощения потока солнечной радиации и величины уходящего в пространство потока ИК излучения (а) и температуры почвы (б) от аэрозольной оптической толщины τ_a

Увеличение альбедо приводит к уменьшению поглощения потока солнечной радиации в системе Земля — атмосфера (кривая 1), но рост содержания аэрозоля практически не влияет (кривая 2) на величину уходящего в пространство потока ИК излучения (кривые рассчитаны для разных значений температуры земной поверхности T_n). Это означает, что рост концентрации аэрозоля может привести к охлаждению поверхности Земли (рис. 5, б, 3). Кроме того, частицы влияют на образование облачности, что также изменяет альбедо системы.

Расчет возможных взаимосвязей между вызванными аэрозолями изменениями в радиационном балансе или скорости вертикального атмосферного радиационного нагрева и реакцией на общую циркуляцию или вертикальный перенос в атмосфере требует развития крупномасштабных численных моделей. Но даже усредненные модели показывают, что изменение состава атмосферы существенно влияет на радиационный режим атмосферы. Оценка этих влияний предполагает осуществление программ по изучению географического распределения концентрации атмосферного аэрозоля и его оптических свойств, что должно сопровождаться уточнением математических моделей, учитывающих как можно больше взаимосвязанных эффектов.

4. РАСЧЕТ ПЕРЕНОСА ПОТОКОВ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Рассмотрим перенос лучистой энергии в нерассеивающей оптической среде, являющейся абсолютно черным телом. В этом случае функция источника Φ задается функцией Планка и может быть записана в следующем виде: $\Phi_\lambda = B_\lambda(T)$, тогда уравнение переноса лучистой энергии примет вид

$$\frac{dJ_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -J_\lambda + B_\lambda(T). \quad (5)$$

Это уравнение называется уравнением Шварцшильда. В нем первый член отражает ослабление интенсивности из-за поглощения радиации, а второй — ее увеличение за счет собственного излучения вещества среды. Чтобы найти решение, нужно определить оптическую толщину среды между точками s и s_1

$$\tau_\lambda(s_1, s) = \int_s^{s_1} k_\lambda \rho ds'.$$

Заметим, что $d\tau_\lambda(s_1, s) = k_\lambda \rho ds'$. Перепишем уравнение (5) в виде

$$\frac{dJ_\lambda(s)}{d\tau_\lambda(s_1, s)} = -J_\lambda + B_\lambda[T(s)]. \quad (6)$$

После умножения уравнения (6) на $\exp[-\tau_\lambda(s_1, s)]$ и интегрирования по толщине ds от 0 до s_1 имеем

$$\int_0^{s_1} d\{J_\lambda(s) \exp[-\tau_\lambda(s_1, s)]\} = \int_0^{s_1} B_\lambda[T(s)] \exp[-\tau_\lambda(s_1, s)] d\tau_\lambda(s_1, s) \quad (7)$$

и окончательно получаем

$$J_\lambda(s_1) = J_\lambda(0) \exp[-\tau_\lambda(s_1, 0)] + \int_0^{s_1} B_\lambda[T(s)] \exp[-\tau_\lambda(s_1, s)] k_\lambda \rho ds. \quad (8)$$

Здесь первый член описывает ослабление интенсивности излучения из-за поглощения в среде. Второй член отражает вклад собственного излучения среды на пути от 0 до s_1 . Зная температуру и плотность среды и зависящий от них коэффициент поглощения среды вдоль всего пути луча, уравнение (8) можно численно проинтегрировать, чтобы получить интенсивность в точке s .

Уравнение переноса для плоскопараллельной атмосферы, находящейся в термодинамическом равновесии, можно вывести следующим образом. Обозначим расстояние через z и перепишем общее уравнение переноса (5) в новом виде, опустив для простоты индекс λ ,

$$\cos \theta \frac{dJ(z, \theta, \varphi)}{k \rho dz} = -J(z, \theta, \varphi) + \Phi(z, \theta, \varphi), \quad (9)$$

где Θ — угол отклонения от направления нормали, а φ — азимут, отсчитанный от Θ . Введя оптическую толщину $\tau = \int_z^{\infty} k \rho dz$, отсчитываемую по нормали вниз от внешней границы, получим

$$\mu \frac{dJ(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = J(\tau, \mu, \varphi) - \Phi(\tau, \mu, \varphi). \quad (10)$$

Здесь $\mu = \cos \Theta$. Считая, что ИК излучение атмосферы не зависит от азимута φ , можно написать уравнения для восходящего и нисходящего излучений

$$\left. \begin{aligned} \mu \frac{dJ_{\lambda}(\tau, \mu)}{d\tau} &= J_{\lambda}(\tau, \mu) - B_{\lambda}(T); \\ -\mu \frac{dJ_{\lambda}(\tau, \mu)}{d\tau} &= J_{\lambda}(\tau, \mu) - B_{\lambda}(T). \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Решая уравнения по аналогии с уравнением (6), получим соответственно для двух потоков

$$\left. \begin{aligned} J_{\lambda}(\tau, \mu) &= J_{\lambda}(\tau_1, \mu) \exp[-(\tau_1 - \tau)/\mu] + \int_{\tau}^{\tau_1} B_{\lambda}[T(\tau')] \exp(\tau' - \tau)/\mu \frac{d\tau'}{\mu}; \\ J_{\lambda}(\tau, -\mu) &= J_{\lambda}(0, -\mu) \exp(-\tau/\mu) + \int_0^{\tau} B_{\lambda}[T(\tau')] \exp[-(\tau - \tau')]/\mu \frac{d\tau'}{\mu}, \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

где $d\tau = -k_{\lambda} \rho dz$.

На нижней границе атмосферы ($\tau = \tau_1$) восходящая радиация — это излучение Земли. В ИК диапазоне поверхность Земли можно считать абсолютно черным телом. Значит $J_{\lambda}(\tau_1, \mu) = B_{\lambda}(T_s)$, где T_s — температура поверхности. На верхней границе атмосферы отсутствует источник нисходящего излучения, следовательно $J_{\lambda}(0, -\mu) = 0$ (рис. 6).

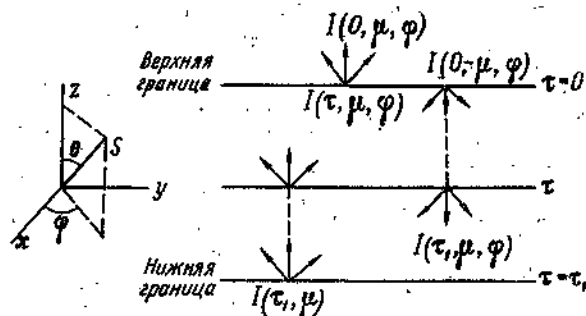


Рис. 6. Схема потоков длинноволнового излучения

Таким образом, плотности восходящего и нисходящего монохроматических потоков определяются как

$$F_{\lambda} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} J_{\lambda}(\Theta, \varphi) \cos \Theta \sin \Theta d\Theta d\varphi. \quad (13)$$

Так как для изотропного излучения справедливо выражение

$$F_{\lambda} = \pi J_{\lambda},$$

то можно записать

$$F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau) = 2\pi B_{\lambda}(T_s) \int_0^1 \exp[-(\tau_1 - \tau)/\mu] \mu d\mu + \\ + 2 \int_0^{\tau} \int_0^1 \pi B_{\lambda}[T(\tau')] \exp[-(\tau' - \tau)/\mu] d\tau' d\mu; \quad (14)$$

$$F_{\lambda}^{\downarrow} = 2 \int_0^{\tau} \int_0^1 \pi B_{\lambda}[T(\tau)] \exp[-(\tau - \tau')/\mu] d\tau' d\mu. \quad (15)$$

Для оценки интегральных восходящего и нисходящего потоков на уровне τ по всему ИК спектру требуется выполнить интегрирование по всем длинам волн. Таким образом, окончательно получаем

$$F^{\uparrow}(\tau) = \int_0^{\infty} F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau) d\lambda; \quad (16) \quad F^{\downarrow}(\tau) = \int_0^{\infty} F_{\lambda}^{\downarrow}(\tau) d\lambda. \quad (17)$$

При численной реализации этих уравнений атмосфера разбивается на ряд слоев (толщина слоя до 1 км), в которых осуществляется численное интегрирование.

Интегральные потоки в каждом слое в диапазоне, охватывающим тепловую область от 4 мкм до 40 мкм разбиваются на ряд до 200 спектральных интервалов, в которых коэффициенты пропускания всех газовых компонент задаются простыми функциями, зависящими от температуры, давления, концентрации вещества, и легко поддающимися интегрированию.

5. РАСЧЕТ ПЕРЕНОСА ПОТОКОВ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Для плоскопараллельной атмосферы при условии локального термического равновесия весь солнечный спектр разобьем на два участка: к первому отнесем ультрафиолетовую область спектра и видимый свет, ко второму — инфракрасную область солнечного излучения. Такое деление спектра вызвано тем, что в этих областях действуют различные механизмы переноса излучения, и, следовательно, в каждой области необходимо использовать свои схемы и методы расчета потоков.

Обычно излучение Солнца отождествляется с излучением аб-

солютно черного тела с температурой около 6000 К. Наиболее просты расчеты в ИК области, где, как и при расчетах переноса тепловой радиации, можно пренебречь ее рассеянием и ослабление потоков рассчитывать только по поглощению. Основными поглотителями в этой области спектра являются водяной пар и углекислый газ. В более детальных расчетах принимают во внимание и такие МГС, как N_2O и CH_4 , имеющие не широкие, но достаточно интенсивные полосы поглощения.

Вводя функцию пропускания слоя для плотности потока излучения — $P(\tau, \tau')$ для нисходящего и восходящего монохроматических потоков ИК радиации Солнца получим

$$J_{нк}^{\downarrow}(\tau) = I_0 P(\tau, \tau') \cos \Theta; \quad (18)$$

$$J_{нк}^{\uparrow} = I_0 A \cos \Theta P(\tau_0, \tau, \tau'). \quad (19)$$

Здесь I_0 — внеатмосферная солнечная постоянная, Θ — зенитный угол Солнца, A — альбеда подстилающей поверхности.

В этом случае получаются наиболее простые соотношения, так как, с одной стороны, мы приняли, что атмосфера для этих потоков является нерассеивающей средой, а с другой стороны, тепловое излучение самой атмосферы в этой области столь незначительно, что им можно пренебречь. Для получения интегральных потоков необходимо проинтегрировать уравнения (18) и (19) по длинам волн от 0,8 до 4 мкм. Для ультрафиолетовой и видимой областей спектра нельзя пренебрегать рассеянием солнечного излучения во всех направлениях, которое должно войти в основные уравнения переноса (1) в член J_{λ} — функция источника. В реальной атмосфере необходимо учитывать как молекулярное, так и аэрозольное рассеяние. Для плоскопараллельной атмосферы, неоднородной по высоте и освещаемой параллельным пучком солнечных лучей, восходящий и нисходящие потоки с учетом молекулярного и аэрозольного рассеяния на некоторой высоте будут иметь вид

$$F_{y\phi}^{\downarrow}(\tau) = \pi [J_0(\tau) - \frac{2}{3} J_1(\tau)]; \quad (20)$$

$$F_{y\phi}^{\uparrow}(\tau) = \pi [J_0(\tau) + \frac{2}{3} J_1(\tau)], \quad (21)$$

где τ — оптическая толщина; J_0 и J_1 находятся из соотношений

$$J_0(\tau) = J_0'(\tau) = C_1' \exp[-k_1 \tau] + C_2' \exp[k_1 \tau] - a_1 \exp[-\tau/\mu_0], \quad (22)$$

$$J_1(\tau) = J_1'(\tau) = P_1 C_1' \exp[-k_1 \tau] - C_2' \exp[k_1 \tau] - \beta_1 \exp[-\tau/\mu_0]. \quad (23)$$

Здесь $\tau_{i-1} < \tau < \tau_i$; i — номер подслоя; $\mu_0 = \cos \Theta$, k_i , P_i , a_i , β_i — функции эффективного a_i и обычного a_{i1} альбеда однократного рассеяния, τ_i , τ_{i-1} — оптические толщины, πF_0 — внеатмосферный

поток солнечного излучения, C_1 и C_2 — константы, характеризующие вклад молекулярного и аэрозольного ослабления потоков в атмосфере. Для их подсчета составляется система уравнений из условий непрерывности потоков на границе однородных слоев.

В качестве примера одного из последних модельных расчетов можно привести результаты, полученные И. Л. Каролем. В работе проведен наиболее полный по числу участвующих МГС и достаточно подробный анализ влияния различных антропогенных загрязнений атмосферы. В модели плоскопараллельная атмосфера разбита на 25 слоев. На первом этапе расчеты ведутся для безоблачной атмосферы; а затем вводятся корреляционные функции для учета облачности.

Проведенные оценки влияния изменения годового состава атмосферы позволили сделать следующие выводы: основную роль в нагревании атмосферы в слое от 15 до 70 км играет озон. Для существующего профиля озона максимум нагревания приходится на слой 45...50 км и составляет 12,2 К/сут. Большое влияние он оказывает на потоки излучения на границах атмосферы. Так, при его отсутствии интегральный поток на нижней границе атмосферы увеличится на 8,1 Вт/м², а восходящий на верхней границе — на 6,2 Вт/м², что приведет к существенному нарушению радиационного баланса Земля — атмосфера.

С другой стороны, H₂O, CO₂ и N₂O не оказывают заметного влияния на притоки коротковолновой радиации. Это вызвано, во-первых, тем, что коэффициенты поглощения этих газов существенно меньше, чем у O₃ или NO₂, а, во-вторых, они поглощают солнечную радиацию в тех диапазонах длин волн, где основное действие производят O₂ и O₃, расположенные в верхних слоях атмосферы.

Влияние аэрозоля и NO₂ в целом невелико. Максимальный нагрев за счет поглощения коротковолновой радиации NO₂ приходится на слой около 30...35 км, а для аэрозоля на приземный слой 0...1 км. Последнее вызвано тем, что авторы использовали городской тип модели аэрозоля. Вклад аэрозоля в потоки на границах, и, следовательно, в радиационный баланс превосходит долю NO₂ и равняется 3...6 Вт/м². Влияние аэрозолей и NO₂ резко возрастает в сильно загрязненной атмосфере. Как показали расчеты, несмотря на высокую концентрацию кислорода, его влияние мало, так как излучение, идущее от Солнца в диапазоне поглощения O₂, сильно ослабляется в термосфере.

Значительный вклад в перераспределение коротковолновых потоков вносит релеевское рассеяние. Оно увеличивает уходящее излучение на 19 Вт/м² и уменьшает нисходящее излучение почти на 22 Вт/м². Не вызывает сомнения его роль в изменении радиационного баланса Земля — атмосфера.

Остальные МГС при их современных и прогнозируемых концентрациях можно не учитывать.

При оценке влияния МГС на изменение длинноволновых потоков их обычно разбивают на три группы. К первой относятся те малые примеси, учет которых необходим уже при их современных концентрациях в атмосфере (H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 и N_2O). Ко второй — соответственно те, нынешняя концентрация которых мала, но прогнозируемые выбросы способны ее увеличить настолько, что вклад этих МГС в перенос длинноволнового излучения будет существенен. Наконец, к последней группе относятся фреоны, влияние которых мало даже при прогнозируемых значениях.

Если из модели исключить CH_4 и N_2O , происходит завышенное выхолаживание в тропосфере в среднем на $0,05 \dots 0,01$ К/сут., а выхолаживание в стратосфере уменьшится примерно на $0,06 \dots 0,01$ К/сут. При удвоении их концентраций по сравнению с наблюдаемой в тропосфере выхолаживание уменьшится на $0,05$ К/сут. и увеличится в стратосфере на $0,015$ К/сут.

Влияние фреонов (увеличение концентрации в 40 раз) скажется на выхолаживании атмосферы в нижнем 5-км слое (увеличится на $0,005$ К/сут.) и нагреваний более высоких слоев.

Влияние остальных МГС на изменение переноса радиации в длинноволновой области незначительно, при этом некоторые МГС частично компенсируют друг друга.

6. ИЗМЕНЕНИЕ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА И ЕГО СОСТАВЛЯЮЩИХ

В результате трансформации коротковолнового и длинноволнового излучения системой земная поверхность — атмосфера появляются некоторые изменения радиационного баланса, его составляющих и их вертикальных профилей.

6.1. Вертикальная структура ослабления потоков коротковолновой радиации и радиационного баланса системы Земля — атмосфера

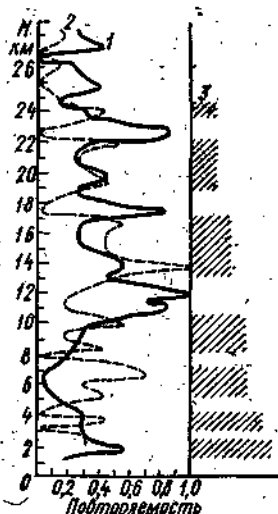
Особенности вертикального профиля потоков коротковолновой и длинноволновой радиации и радиационного баланса для различных метеорологических условий исследовались сотрудниками Ленинградского университета и Главной Геофизической обсерваторией имени А. И. Воейкова. Из сопоставления вертикальных профилей прямой солнечной радиации S , полученных при различных высотах Солнца в разные сезоны года, удалось выявить несколько общих особенностей вертикального хода потоков.

Все профили потоков S имеют ступенчатый характер, который отражает слоистую структуру ослабления солнечной радиации в тропосфере и стратосфере. В тропосфере это связано с послойным распределением водяного пара и аэрозоля, в стратосфере — в основном — аэрозоля и озона. Слоистая структура ослабления проявляется наиболее часто в диапазоне высот $6 \dots 24$ км. Появление

ние ослабляющего слоя на той или иной высоте зависит от состояния и стратификации воздушной массы. Сопоставление повторяемости расположения ослабляющих слоев и инверсий температуры на разных высотах показало, что между ними имеется определенная связь, которую можно проследить на рис. 7. Расположение ослабляющих слоев и инверсий указывает на то, что аэрозольные слои располагаются обычно выше или ниже инверсионных уровней. Это говорит о том, что существует два механизма переноса частиц на этих высотах: гравитационное оседание и турбулентная диффузия. Надинверсионные слои возникают практически над каждой инверсией.

Рис. 7. Сопоставление повторяемости (в долях единицы) ослабляющих слоев и инверсий температуры на различных высотах:

1 — повторяемость инверсий; 2 — повторяемость ослабляющих слоев; 3 — зоны наиболее вероятного появления ослабляющих слоев



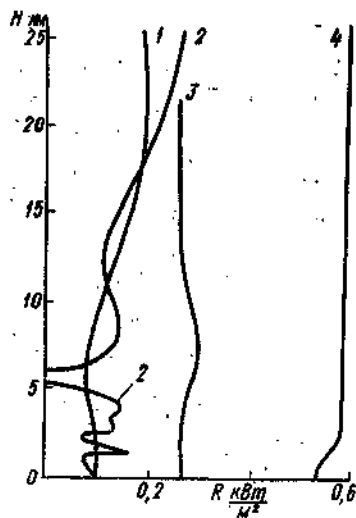
По данным расчетов поглощение прямой солнечной радиации аэрозолем (в слое от 0 до 10 км составляет около $0,19 \text{ МДж/м}^2$ или 29,4% общего ослабления в этом слое, в стратосфере основные максимумы аэрозольного поглощения лежат на высотах 18 и 21 км) показало, что величина и стратификация поглощения аэрозолем могут изменяться в значительных пределах.

Слоистость структуры вертикального ослабления потоков приводит к слоистости вертикального профиля скорости радиационного нагрева за счет поглощения аэрозолем. В вертикальном ходе $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{аэр}}$ и $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{H}_2\text{O}}$ проявляется минимум под тропопазой и некоторый рост в стратосфере.

Величина радиационного баланса на разных уровнях в тропосфере может изменяться от $-0,03 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{с}$ до $0,80 - 0,98 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{с}$. Причем экстремальные значения обнаруживаются при безоблачной погоде на широтах $10 \dots 30^\circ$.

Чистая воздушная масса при прочих равных условиях приводит к высоким значениям радиационного баланса. Так, профили 1, 2, 3 полного радиационного баланса до высоты 30 км (рис. 8) характеризуют воздействие аэрозольной компоненты на эту величину. Из рисунка следует, что величина радиационного баланса в стратосфере практически постоянна (кривая 4), т. е. на этих высотах наблюдается состояние, близкое к состоянию лучистого равновесия. Аэрозольная компонента препятствует осуществлению этого равновесия, причем в присутствии облачности происходит его сдвиг в сторону радиационного нагревания (кривая 2), при отсутствии облачности в сторону радиационного выхолаживания.

Рис. 8. Вертикальные профили полного радиационного баланса в летний (1, 2, 3) и осенний (4) периоды года:
1 — слоистая облачность на высоте 1—2 км; 2 — сплошная трехъярусная облачность; 3 — ясно; 4 — безоблачная погода, высокая прозрачность атмосферы



Лучистое равновесие осуществляется в большинстве случаев в стратосфере в условиях незамутненной воздушной массы и в отсутствии облачных образований в нижележащих слоях.

Результаты расчета радиационного нагревания для слоя атмосферы толщиной 50 гПа за счет коротковолновой радиации, радиационного выхолаживания за счет длинноволновой радиации и результирующего радиационного изменения температуры за счет полного радиационного баланса позволяют сделать следующие выводы.

1. В тропосфере наибольших значений радиационное нагревание достигает в приземном слое (около 2 град./сут.). С высотой радиационное нагревание уменьшается до 14...16 км и на высоте 18...20 км увеличивается до 1,5...4,0 град./сут. Измерения показывают, что профили $\frac{\partial T}{\partial t}$ зависят от распределения влажности. Наиболее значительны скорости нагревания в аэрозольных слоях повышенной влажности.

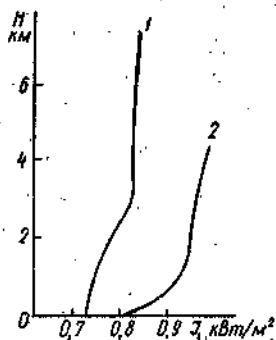
2. Радиационное выхолаживание за счет длинноволновой радиации с высотой до 12...14 км уменьшается, а на высотах 20...25 км возрастает до 5...6 град/сут. Значительные величины выхолаживания относятся к слоям с повышенным содержанием аэрозоля и водяного пара.

3. Результирующие величины изменений температуры за счет полного радиационного баланса в дневное время близки к нулю.

Измерения комплексного энергетического эксперимента, проведенные сотрудниками ЛГУ и ГГО имени А. И. Воейкова, позволили определить вертикальные профили коротковолновой и длинноволновой радиации и оценить роль антропогенного загрязнения в переносе лучистой энергии в атмосфере города.

Вертикальные профили нисходящих потоков коротковолновой радиации зависят от степени загрязнения атмосферы. Так, в условиях высокой прозрачности атмосферы, но при наличии задерживающего слоя на высоте 1 км ослабление падающей радиации мало и сосредоточено ниже километрового слоя (рис. 9). Увели-

Рис. 9. Вертикальные профили нисходящего потока коротковолновой радиации J_1 :
1 — загрязненная атмосфера; 2 — прозрачная атмосфера



чение загрязнения атмосферы приводит к соответствующему уменьшению потоков солнечной радиации, особенно значительно в слое скопления примеси (в приведенном примере в слое 3 км).

Влияние загрязнения атмосферы на количество приходящей радиации оценивается оптической толщиной атмосферы: $\tau = \int (k + \sigma) dH$, где k — коэффициент поглощения, σ — коэффициент рассеяния газами и аэрозолем, H — высота. Коротковолновая солнечная радиация подвержена сильной изменчивости. Так, измеренный в одно и то же время коэффициент рассеяния за городом и в городе оказался равным $0,018 \text{ км}^{-1}$ и $0,052 \text{ км}^{-1}$ соответственно.

Энергетическая освещенность прямой радиации Солнца в условиях промышленного города рассчитана К. А. Таварткиладзе; аэрозольное и газовое ослабление учтено по некоторым стандартным моделям замутненности атмосферы; изменение замутненности

рассчитывалось с помощью формулы А. Онгстрема: $\tau_a(\lambda) = b \cdot \lambda^{-n}$, где b и n — эмпирические параметры, зависящие от концентрации и распределения частиц по размерам (n принималось равным 1, параметр b принимал значения от 0,01 до 0,5). По результатам расчетов составлены серии кривых годового хода радиации для разных моделей атмосферной мутности. Все они были нанесены на один график, и тем самым образовали серию близкорасположенных параллельных кривых, на которую нанесен фактический (измеренный) годовой ход энергетической освещенности прямой радиации Солнца для г. Тбилиси. Таким образом, для каждого месяца получена доля солнечной энергии, ослабленной аэрозолями, а также значения параметра a , определяющего оптическую плотность аэрозоля. В результате среднее годовое значение параметра a оказалось равным 0,11. Максимальная мутность отмечалась в зимние месяцы, что, по-видимому, вызвано отопительным сезоном. Если принять величину солнечной постоянной за 100%, то, как показали полученные расчеты, атмосфера над г. Тбилиси в среднем за год задерживает 39% солнечной радиации. В том числе 13% энергии ослабляется релеевским рассеянием, 13% поглощается водяным паром, 1% — примесными газами, а остальные 12% задерживаются аэрозолями.

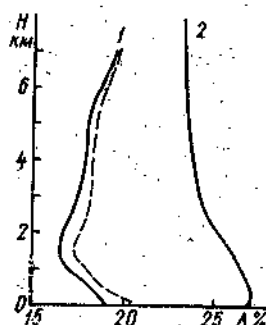
Для атмосферы г. Тбилиси рассчитано также вертикальное распределение ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной радиации. Наибольший вертикальный градиент величин потока наблюдается в видимом участке спектра и особенно в нижнем трехкилометровом слое (по месячным данным 50 Вт/м²). Но в процентном отношении больше всего изменяется УФ радиация (на 20% в нижнем трехкилометровом слое).

Вертикальный градиент потока отраженной солнечной радиации также связан с замутненностью атмосферы: чем прозрачнее атмосфера, тем он меньше. Таким образом, загрязнение атмосферы ведет к изменениям вертикального профиля альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера. При отсутствии задерживающих слоев, когда аэрозоль имеет примерно тот же минеральный и химический состав, что и слагающие подстилающей поверхности породы, альбедо системы Земля — атмосфера с высотой уменьшается (рис. 10). В замутненной атмосфере с большим содержанием оптически активного аэрозоля над темной подстилающей поверхностью альбедо системы растет с высоты 2...3 км. Над городом строительные сооружения приводят к увеличению альбедо в 300-метровом слое, затем альбедо уменьшается и начинает расти выше слоя скопления примесей.

Таким образом, альбедо системы Земля — атмосфера под влиянием деятельности человека изменяется по двум причинам: во-первых, к локальному изменению альбедо приводит изменение свойств подстилающей поверхности; во-вторых, увеличение альбедо системы растет с увеличением мутности атмосферы. Так, увеличение количества сжигаемого топлива приводит к соответст-

вующему росту концентрации углекислого газа и уменьшению прозрачности атмосферы. Причем уменьшение прозрачности атмосферы происходит значительно быстрее роста концентрации углекислого газа. Расчеты показывают, что среднее глобальное увеличение фоновой концентрации аэрозолей в 4 раза может пони-

Рис. 10. Вертикальные профили альбедо системы Земля — атмосфера: 1 — загрязненная атмосфера над городом (—) и за городом (—); 2 — прозрачная атмосфера



зять среднюю глобальную температуру у поверхности Земли на $3,5^{\circ}\text{C}$. Оценка скоростей радиационного изменения температуры в тропосфере показывает, что поглощение коротковолновой радиации системой подстилающая поверхность — атмосфера увеличивается при повышении прозрачности атмосферы. При этом происходит перераспределение поглощения по вертикали: при высо-

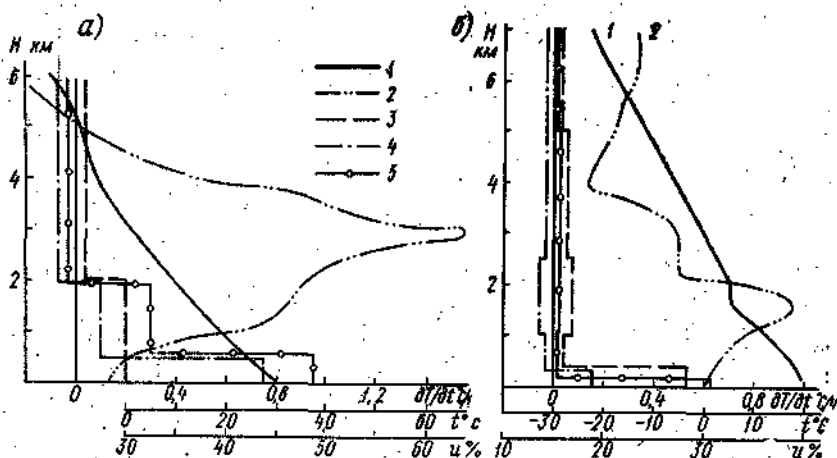
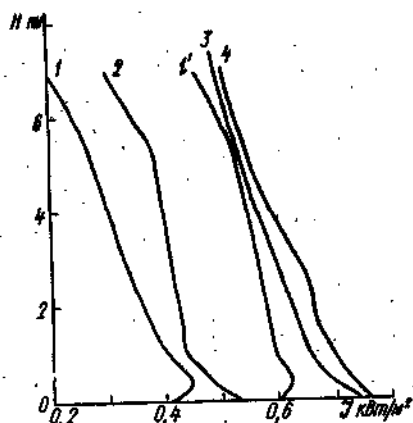


Рис. 11. Скорости радиационного изменения температуры в тропосфере и вертикальные профили температуры и влажности воздуха: а — загрязненная атмосфера; б — прозрачная атмосфера; 1 — температура; 2 — относительная влажность; 3, 4 — скорости радиационного изменения температуры за городом за счет коротковолнового и длинноволнового обмена соответственно; 5 — суммарный эффект

кой мутности оно более равномерно распределено по высоте, при низкой — сосредоточено в нижнем слое, т. е. основная доля поглощения приходится на подстилающую поверхность и приземный запыленный слой (рис. 11). Связь коротковолнового притока радиации с влажностью воздуха можно проследить на рис. 11, а. Слой изотермии способствовал резкому увеличению влажности в том слое, что соответствует небольшому локальному максимуму нагревания.

Загрязнение атмосферы слабо влияет на профили потоков восходящего длинноволнового излучения E' , начиная с 3...4 км, т. е. там, где основной вклад в поток восходящего излучения вносит сама атмосфера, а влияние подстилающей поверхности на величину и изменение потока с высотой быстро уменьшается (рис. 12). Наибольшим изменениям подвержены потоки противозлучения, увеличивающиеся с повышением мутности атмосферы.

Рис. 12. Вертикальные профили потоков нисходящего (1, 2) и восходящего (1', 3, 4) излучения: 1, 1' — прозрачная атмосфера; 2 — загрязненная атмосфера за городом; 4 — то же над городом



Рассмотрим анализ составляющих радиационного притока тепла (см. рис. 11, б). Результаты показывают, что при наиболее прозрачной атмосфере скорость радиационного нагревания нижнего слоя атмосферы за счет длинноволнового излучения наибольшая, а при наиболее замутненной атмосфере — наименьшая (чем меньше ослабление коротковолновой радиации, тем выше температура поверхности почвы). Если рассматривать по отдельности зондируемые слои атмосферы, то при высокой прозрачности нагревание длинноволновым излучением наблюдалось лишь в слое 0...500 м, а уже в следующем по высоте слое оно сменялось выхолаживанием. На высотах замутненность приводит к тому, что радиационное нагревание длинноволновым обменом прослеживается до больших высот. Очевидно, перераспределение притока лучистой энергии, связанного с длинноволновым излучением теплой подстилающей поверхности, происходит благодаря поглощению H_2O , CO_2 , примесными газами и аэрозолем. Если же рассматривать атмосфе-

ру в целом, начиная от подстилающей поверхности до верхнего исследуемого уровня, и оценить суммарный эффект, то оказывается, что сильный перегрев поверхности вызывает общее радиационное нагревание до больших высот. Так, в условиях чистой атмосферы длинноволновым излучением земли нагревался четырехкилометровый слой со средней скоростью $0,05^{\circ}\text{C}/\text{ч}$. Такой же оказалась средняя скорость радиационного нагревания загрязненной атмосферы, но уже в слое около 6 км. Таким образом, экспериментально подтверждено предположение Е. М. Фейгельсон о регулирующем воздействии атмосферного аэрозоля на длинноволновый обмен. В радиационном смысле аэрозольный слой оказывается во многом подобным облаку: вблизи его нижней границы происходит нагревание, на верхней границе — радиационное выхолаживание по сравнению с чистым воздухом.

Можно представить следующую картину взаимодействия атмосферного аэрозоля с радиацией в летней безоблачной атмосфере.

1. Если содержание аэрозоля мало и он сосредоточен в основном в приземном слое, то ослабление приходящего солнечного излучения незначительно и перегрев подстилающей поверхности велик. За счет поглощения в нижнем слое тропосферы восходящего длинноволнового излучения происходит его нагревание. Выше нагревание сменяется выхолаживанием за счет длинноволнового обмена.

2. При высоком содержании аэрозоля вплоть до верхней границы пограничного слоя «облачный» эффект проявляется полностью. Поток нисходящего солнечного излучения ослаблен (за счет поглощения аэрозолем коротковолнового излучения), перегрев поверхности уменьшен. Поэтому радиационное нагревание в результате длинноволнового обмена в нижних слоях замедлено. Однако наибольшее нагревание, обусловленное длинноволновым излучением, прослеживается до верхней границы аэрозольного слоя (уже за счет поглощения аэрозолем длинноволнового излучения). Затем, вблизи этой границы, оно сменяется интенсивным выхолаживанием.

Из анализа данных измерений длинноволнового радиационного притока тепла были сделаны следующие выводы:

1. Пограничный слой атмосферы летом в полуденные часы при безоблачных условиях всегда нагревается за счет длинноволнового обмена.

2. Это нагревание тем сильнее, чем более прозрачна атмосфера, что связано с перегревом подстилающей поверхности.

3. При увеличении мутности безоблачной атмосферы происходит перераспределение лучистого притока тепла за счет длинноволнового обмена; так что пограничный слой нагревается слабее. Однако радиационное нагревание распространяется до больших высот и при сильном загрязнении атмосферы. Вся тропосфера может очень медленно нагреваться.

Границы смены радиационного нагревания выхолаживанием

часто связаны с верхней границей аэрозольного слоя или слоя повышенной влажности, которая определяется местоположением инверсии, изотермий температуры или верхней границы конвекции.

6.2. Влияние стратосферного загрязнения на тепловой режим атмосферы

Стратосфера отличается большей стабильностью в сравнении с тропосферой, так как температура над тропопаузой либо постоянная, либо увеличивается с высотой. Увеличение температуры связано с поглощением солнечной энергии озоном в верхней стратосфере. Такой термический режим сдерживает конвекцию и вертикальное перемешивание, что приводит к тому, что любые микрокомпоненты, введенные в стратосферу, будут оставаться там в течение времени, существенно большего, чем в тропосфере. Время пребывания газовых и аэрозольных микроэлементов, вводимых в слой непосредственно над тропопаузой, варьирует от шести месяцев в высоких широтах до одного года в низких широтах; на высоте 20...30 км время пребывания составляет 2...3 года и возрастает до 5 лет к 50 км. Эти величины были получены из обширных наблюдений скоростей выведения радиоактивных трассеров после взрывов.

Высокая стабильность стратосферы в сочетании с низкой плотностью воздуха в ней приводит к тому, что любое загрязнение стратосферы будет более долгоживущим и более значительным, чем соответствующее загрязнение тропосферы, где непрерывно действуют эффективные процессы удаления. Загрязнение стратосферы может быть вызвано двумя причинами: мощными вулканическими извержениями и загрязнением выхлопами высотных реактивных самолетов.

Расчет показал, что если 500 самолетов летают в стратосфере 7 часов в сутки, то выхлопы их двигателей добавят в стратосферу существенное количество водяного пара, CO_2 , NO , SO_2 , несгоревших углеводородов и частиц сажи. Добавка H_2O будет достаточна, чтобы вызвать среднелобальное увеличение содержания воды в стратосфере на 10% и значительно большее — вдоль транспортных авиалиний, а SO_2 должно окислиться с образованием сульфатных частиц. После вулканических извержений также значительно увеличивается концентрация частиц и водяного пара.

В промежутках между вулканическими извержениями стратосфера очищается от аэрозоля не полностью, имеется фоновый стратосферный аэрозольный слой (САС). Частицы САС образуются из серосодержащих газов, поступающих в стратосферу из тропосферы. Кроме серы, которая является преобладающим элементом, присутствует небольшое количество Al , Cl , Ca и Fe . Измерения показали, что сера преобладает в форме SO_4^{2-} , например в виде частиц или раствора соли $(\text{NH}_4)_2\text{O}_4$. Эти частицы гигро-

скопичны и водорастворимы, и фазовый переход, по-видимому, происходит при относительной влажности между 72 и 80%.

Стратосферный аэрозоль (СА) также влияет на перенос лучистой энергии, а увеличение концентрации его может привести к изменениям климата. Он влияет на перенос коротковолновой радиации, изменяя альbedo Земли — атмосфера. Если аэрозольный слой небольшой ($\tau \ll 1$), то ослабление солнечной радиации в стратосфере мало. Тогда уравнение переноса, (1) можно записать в виде

$$\mu \frac{d\Delta J(\Theta, z)}{dz} = k_*(z) J_0(\Theta, z) - \frac{1}{2} k(z) \int_{-1}^1 \gamma(r, r', z) J_0(\Theta', z) d\mu, \quad (25)$$

где $\Delta J(\Theta, z)$ — изменение интенсивности радиации, вызванное СА $\mu = \cos \Theta$. Если пренебречь поглощением излучения газами стратосферы при расчете $\Delta J(\Theta, z)$, то изменением $J_0(\Theta, z)$ с высотой можно пренебречь. Считая, что покидающее атмосферу излучение изотропно, получаем для $J_0(\mu)$ выражение:

$$\begin{cases} -\frac{1}{2\pi} W(\mu) J_0 \mu_0^{-1} & \text{при } \mu > 0 \\ -\frac{1}{\pi} A_c J_0 & \text{при } \mu < 0, \end{cases} \quad (26)$$

где $W(\mu)$ — азимутально-осредненное распределение интенсивности солнечной энергии с условием нормировки $\int_0^1 W(\mu) d\mu = 1$; $\mu_0 = \int_0^1 W(\mu) d\mu$ — средний косинус зенитного угла солнечного излучения.

Альbedo системы Земля — атмосфера

$$A_c = \mu_0^{-1} \int_0^1 A(\mu) W(\mu) \mu d\mu. \quad (27)$$

Вводя величину $\omega = k_0/\sigma$ — вероятность выживания фотона, полагая $W(\Theta) = 1$ и $A(\Theta) = A$, из уравнений (26) для изменения альbedo системы можно получить:

$$\Delta A_c / \tau = -4(1 - \omega)A + 2\omega\eta_d(1 - A)^2, \quad (28)$$

где $\eta_d = \int_0^1 \eta(\mu) d\mu$ — средний коэффициент трансформации для диффузного излучения.

Полагая, что среднее значение альbedo не зависит от λ ($A_c = 0,306$ для северного полушария) было рассчитано изменение альbedo под влиянием фонового СА. При $\lambda = 0,55$ мкм в зависимости от оптической толщины ΔA_c меняется от 5 до 15%. После

вулканического извержения A_c может расти и из-за увеличения облачности, образованной в результате появления в атмосфере активных ядер конденсации.

Таким образом, увеличение концентрации СА приводит к уменьшению потока прямой солнечной радиации к земной поверхности. Уменьшение радиации зависит от интенсивности извержения. Однако как показывают актинометрические измерения в период понижения прямой солнечной радиации увеличивается рассеянная. После извержения Эль-Чичон (1982 г.) показатель, равный отношению рассеянной радиации к суммарной, возрос в 2,3 раза. Однако чаще после вулканического извержения наблюдается уменьшение суммарной радиации на 1...3%, что может вызвать понижение температуры поверхности земли и воздуха.

Солнечная радиация, проникающая в САС ослабляется и за счет поглощения, поэтому станциями зондирования верхних слоев атмосферы после извержения было отмечено повышение температуры в стратосфере до 6°C (например, после извержения вулкана Агунг на о. Бали).

Оксид азота и водяной пар, участвуя в фотохимических процессах, уменьшают озон, меняя, таким образом, спектральное распределение потока солнечной радиации, дошедшей до земной поверхности.

6.3. Возможные климатические последствия экстремального увеличения загрязнения атмосферы

Одной из причин значительного загрязнения атмосферы являются ядерные взрывы и тем более ядерная война. Исследования США, СССР и Западной Европы показали, что в результате этой войны обширные районы Земли надолго окутает тьма из-за огромного количества поднявшихся вверх облаков дыма и пыли, т. е. значительно увеличится оптическая толщина атмосферы.

Рассмотрим, как изменяются составляющие радиационного баланса деятельного слоя Земли в случае ядерных ударов. Специалисты рассчитали сценарии различных ядерных взрывов и ударов различной мощности, из которых следует, что последствием таких войн может быть от 100 до 300 млн. т дыма и пыли и увеличение оптической толщины до значений 10.

Существует, как известно, несколько механизмов удаления аэрозоля из атмосферы: выпадение под действием собственного веса, прилипание к любой поверхности, «вымывание» с дождем и снегом. Время «мокрого» удаления частиц из атмосферы зависит от частоты образования облаков и скорости формирования осадков на различных высотах. В атмосфере высотой 5 км от поверхности Земли частицы могут быть удалены из атмосферы в нормальных условиях за несколько дней. Средняя продолжительность нахождения частиц в верхней тропосфере (выше 5 км) увеличивается, по крайней мере, до нескольких недель. В стратосфере

водяные облака образуются редко и поэтому время нахождения там частиц зависит от скорости гравитационного осаждения, интенсивности крупномасштабного гидродинамического переноса и может длиться больше года.

Время пребывания частиц в атмосфере определяется высотой, на которую они проникли. Кроме того, заброс сажи и пыли может кардинально изменить структуру атмосферы и скорость удаления из нее аэрозольных частиц.

Благодаря парниковому эффекту, температура поверхности Земли поддерживается достаточно высокой за счет теплоизоляционных свойств земной поверхности. Из-за облаков, дыма и пыли, образованных в результате применения ядерного оружия, парниковый эффект может быть нарушен. При нормальных условиях (рис. 13, а) земная атмосфера достаточно прозрачна для солнечной радиации в видимой области спектра, поэтому большая часть

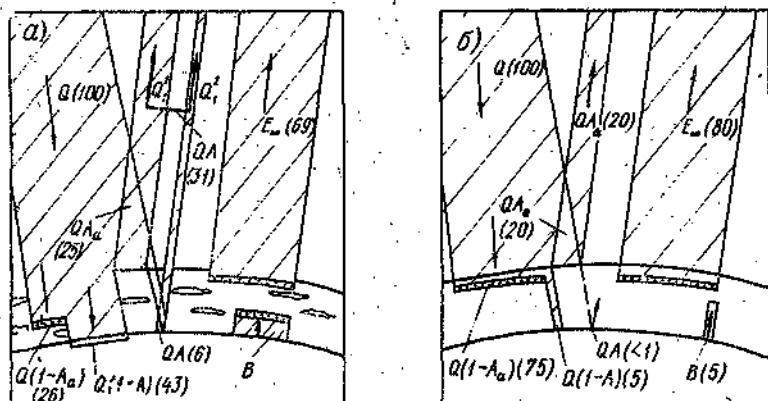


Рис. 13. Распределение потоков коротковолнового и длинноволнового излучения в чистой (а) и загрязненной (б) атмосфере:

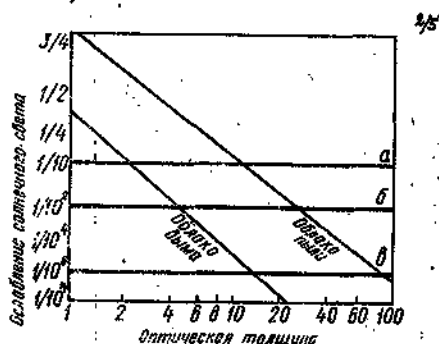
Q — суммарная радиация, A — альbedo Земли, A_a — альbedo атмосферы, A_c — альbedo системы Земля — атмосфера, E_∞ — уходящее ИК излучение, B — результирующий поток энергии

солнечной энергии проходит сквозь нее и поглощается земной поверхностью, нагревая ее. Тепловое излучение от земной поверхности приходится на инфракрасную (ИК) область спектра и сильно поглощается, как известно, нижними слоями атмосферы. В результате температура земной поверхности поддерживается выше точки замерзания воды. При нормальных условиях радиационный тепловой баланс земной поверхности R определяется разницей между нисходящим ИК потоком (101 ед.) и восходящим потоком энергии (144 ед.): величину последнего рассчитывают как сумму восходящих ИК потока (115 ед.) и потока скрытого и физического тепла. Усредненная по времени солнечная энергия, поглощенная

атмосферой и земной поверхностью, равна энергии, излучаемой обратно в космическое пространство в виде тепла. Плотное облако дыма и пыли, находящееся в средних и верхних слоях атмосферы, вызовет перестройку энергетического баланса планеты (рис. 13, б). Большая часть солнечной энергии, поглощенная этим облаком, не достигнет земной поверхности, а возвратится в космическое пространство в виде тепла. При этих условиях тепловой баланс земной поверхности будет определяться разницей между нисходящим (65 ед.) и восходящим (70 ед.) ИК потоками. Величина этих потоков зависит от увеличения доли поглощенной солнечной радиации. Два потока почти уравниваются друг друга, парниковый эффект исчезнет, а поверхность Земли и нижние слои атмосферы быстро охладятся. Такое явление называют антипарниковым эффектом.

Влияние аэрозоля на температуру планеты зависит от его оптической толщины в видимой области спектра, размера частиц и от его изменения этих характеристик во времени. Воздействие дыма и пыли на климат зависит от их оптических характеристик, которые определяются размерами, формой и химическим составом частиц. Максимальный антипарниковый эффект создают частицы аэрозоля, имеющие высокую поглощательную способность в видимой области спектра. Таким свойством обладают темные частицы, например, частицы сажи. Более светлые частицы, например, частицы почвенной пыли, в основном рассеивают свет и ослабление света будет меньше (рис. 14).

Рис. 14. Изменение ослабления солнечного света в зависимости от оптической толщины атмосферы: а — уровень ослабления в облачный день; б — уровень, ниже которого невозможен фотосинтез; в — уровень ночной освещенности в полнолуние

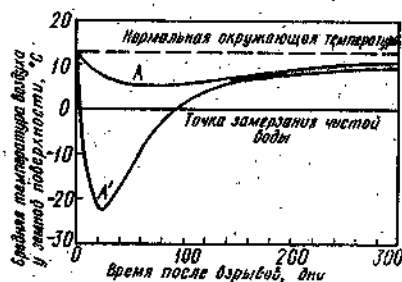


Степень влияния аэрозоля на термический режим поверхности Земли зависит от размера частиц. Аэрозоль, состоящий из очень мелких частиц, вызовет значительное понижение температуры нижних слоев атмосферы и земной поверхности. Если аэрозоль — сажа, то такая зависимость от размера частиц ослабевает. Поэтому наиболее сильный эффект ядерного воздействия могут вызвать пожары от взрывов.

По расчетам специалистов, сильное поглощение солнечного света может продолжаться несколько недель или месяцев. В зонах ядерного взрыва даже в полдень будет темно. Поэтому в течение

нескольких месяцев температура будет оставаться ниже точки заморзания воды (рис. 15).

Рис. 15. Изменение температуры земной поверхности в зависимости от времени взрыва:
 А — учет влияния только пыли, А' — учет влияния пыли и дыма



Кроме выше рассмотренных явлений проявляются также и некоторые вторичные климатические последствия ядерной войны: изменение альбедо поверхности, изменение газового состава атмосферы. Оценивается также роль мощного источника тепла — океана в воздействии на климат в сторону возврата его в нормальное состояние.

О взаимодействии различных физических процессов в атмосфере говорит тот факт, что в результате поглощения солнечной радиации дымом происходит быстрый перегрев облака примеси, что приводит к возникновению сильных ветров и перемещению воздушных масс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии кратко рассмотрена роль антропогенного и естественного загрязнения атмосферы газовыми и аэрозольными примесями в процессах переноса лучистой энергии. Оценен вклад примесей в изменчивость спектральных оптических характеристик атмосферы.

Атмосферные загрязнения, оказывая влияние на перенос коротковолнового и длинноволнового излучения, приводят к изменению составляющих радиационного баланса системы Земля — атмосфера, что, в свою очередь, изменяет термический режим атмосферы. Для определения направления изменчивости термического режима необходимо знать интенсивность источника примесей, их оптические характеристики и пространственное (горизонтальная и вертикальная протяженность) распределения. При экстремальных выбросах твердых примесей возможно значительное понижение температуры поверхности Земли и соответственно температуры воздуха нижних слоев атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондрачев К. Я., Васильев О. В., Ивлев Л. С., Никольский Г. А., Смоктий О. И. Влияние аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия. Л., изд. ЛГУ, 1973.—266 с.

2. Ку-Нан-Лиоу. Основы радиационных процессов в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.—376 с.

3. Полный радиационный эксперимент /Под ред. К. Я. Кондратьева и Н. Е. Тер-Маркарянц. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.—273 с.

4. Радиационно-фотохимические модели атмосферы. /Под ред. И. Л. Кароля. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.—192 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение	3
1. Уравнение переноса лучистой энергии в атмосфере	4
2. Влияние загрязнения атмосферы на перенос коротковолновой радиации	6
2.1. Влияние атмосферных газов на распространение коротковолновой радиации	7
2.2. Роль атмосферных аэрозолей в переносе коротковолновой радиации	9
3. Влияние загрязнения атмосферы на перенос длинноволнового излучения Земли и атмосферы	12
3.1. Влияние атмосферных газов на перенос длинноволнового излучения	13
3.2. Влияние аэрозоля на перенос длинноволнового излучения	15
4. Расчет переноса потоков длинноволновой радиации	18
5. Расчет переноса потоков коротковолновой радиации	20
6. Изменение радиационного баланса и его составляющих	23
6.1. Вертикальная структура ослабления потоков коротковолновой радиации и радиационного баланса системы Земля — атмосфера	23
6.2. Влияние стратосферного загрязнения на тепловой режим атмосферы	31
6.3. Возможные климатические последствия экстремального увеличения загрязнения атмосферы	33
Заключение	36
Литература	36

Елена Георгиевна Головина, Александр Гаврилович Попов

Распространение радиации в загрязненной атмосфере

Текст лекций

Редактор *И. Г. Максимова*

Корректор *Р. В. Федорова*

Сдано в набор 3.02.88. Подписано в печать 20.09.88. М-27172. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага тип. № 2. Тираж 900 экз. Уч.-изд. л. 2,6. Печ. л. 2,4. Зак. 76. Темплан
1988 г., поз. 263. Цена 15 коп.
ЛПИ им. М. И. Калинина. Ленинград, Политехническая, 29.

Типография ВВМУПП им. Ленинского комсомола