

Д.т.н. В.Д. Калугин, к.т.н. А.А. Киреев

ПОСТРОЕНИЕ ЭКСПРЕСС-МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДОПУСТИМЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ В УСЛОВИЯХ ОРГАНИЗАЦИИ И ПРОВЕДЕНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ ПО ЛИКВИДАЦИИ ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ

Сформулированы основные положения методики определения допустимых концентраций газовых компонент. Даны рекомендации по организации проведения мониторинга атмосферы в условиях чрезвычайных ситуаций.

Постановка проблемы. Изменение концентрации ряда газовых составляющих может вызвать нарушение разнообразных естественных процессов, протекающих в атмосфере и определяющих погоду и климат, а также различные нарушения экологического равновесия. За последние десятилетия зарегистрировано, например, неуклонное повышение содержания в атмосфере углекислого газа, существенно влияющего на радиационный режим атмосферы.

Возрастание содержания таких компонент атмосферы, как, например, сернистый газ, может также вызвать дополнительное образование аэрозольных частиц, что, в свою очередь, обусловит изменение альбедо системы «Земля – атмосфера» и ее радиационных и физических свойств.

Анализ последних достижений и публикаций. Анализ литературных источников свидетельствует о недостаточно полном учете в существующих методиках широко спектра газовых компонент [1-4]. Как правило речь идет об отдельных составляющих, что не позволяет проводить комплексную оценку состояния атмосферы в зонах повышенной опасности.

Постановка задачи и ее решение. Математической основой для формулировки обратной задачи определения вертикальных профилей МГК по измерениям уходящего теплового излучения является интегральная форма уравнения переноса теплового излучения. Когда линия визирования проходит мимо поверхности Земли и для яркости уходящего в наклонном направлении излучения (рис. 1) можно записать следующее выражение

$$L(h_0) = \int_{l_1}^{l_2} L^0[\nu, T(l)] \frac{\partial P(h_0, l, l_2)}{\partial l} dl,$$

где $L^0[\nu, T(l)]$ – спектральная яркость абсолютно черного тела (АЧТ)

для частоты ν , $P(h_0, l, l_2)$ – функция пропускания от точки наблюдения l_2 (верхней границы атмосферы) до произвольной точки l вдоль линии визирования; $T(l)$ – профиль температуры (вдоль наклонной трассы); h_0 – минимальное расстояние луча от поверхности планеты. Функция пропускания $P(h_0, l, l_2)$ является нелинейным функционалом от характеристик состава атмосферы.

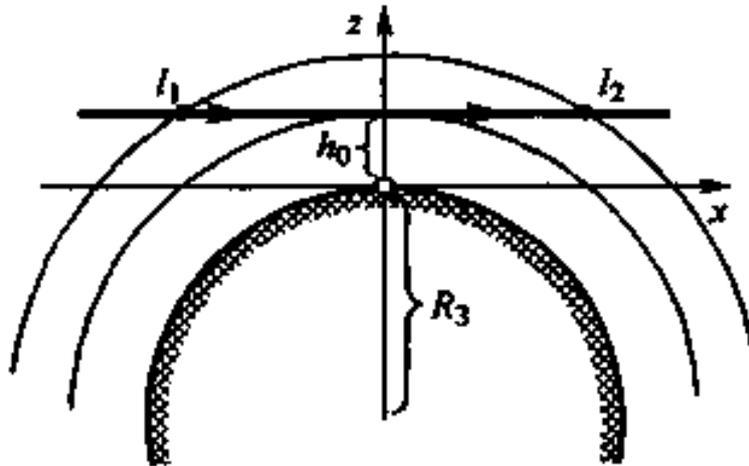


Рис. 1 – Схема измерений при регистрации теплового излучения в наклонном направлении

В условиях изотермической атмосферы ($T(l) = T = \text{const}$) предыдущее уравнение можно переписать в виде:

$$L(h_0) = L^0[\nu, \bar{T}](1 - P(h_0, l_1, l_2)).$$

В этом случае при известной температуре атмосферы \bar{T} измерения теплового излучения дают функцию пропускания $P(h_0, l_1, l_2)$ на всей трассе формирования излучения. Это позволяет свести исходную задачу интерпретации измерений уходящего теплового излучения к более простой задаче определения общего содержания газовой компоненты по измерениям прозрачности толщи атмосферы вдоль линии визирования от точки l_1 до l_2 :

$$P(h_0, l_1, l_2) = \exp\left\{-\int_{l_1}^{l_2} K_m(l)\rho(l)dl\right\},$$

где K_m , $\rho(l)$ – массовый показатель поглощения и плотность малой газовой компоненты.

Другой подход определения содержания МГК основан на использовании корреляционных связей между радиационными температурами в отдельных каналах спутникового радиометра и концентра-

цией поглощающего газа. Преимущество этого подхода состоит в том, что он, с одной стороны, не связан с решением обратной задачи, а с другой – позволяет оценить влияние неопределенностей, связанных с изменчивостью атмосферы, на точность определения содержания газа.

В качестве примера приведем регрессионную методику определения содержания паров воды в атмосфере. Модель влажности в первом приближении может быть представлена в виде уравнения линейной регрессии. Уравнение выражает зависимость содержания влажности в атмосфере (переменная y) от радиационных температур (независимые переменные x_k), измеренных в различных каналах спутникового радиометра, для N ситуаций:

$$y_i = b_0 + b_1 x_{1i} + \dots + b_p x_{pi} + \xi,$$

здесь $i = 1 \dots N$ – число наблюдений; p – число рассматриваемых каналов измерения; $b_0 \dots b_p$ – коэффициенты регрессии; ξ – помеха.

Минимизируя сумму квадратов отклонений

$$\Delta = \sum [y_i - (b_0 + b_1 x_{1i} + \dots + b_p x_{pi})]^2,$$

можно найти коэффициенты регрессии $b_0, \dots, b_k, \dots, b_p$ для всех рассматриваемых каналов измерения.

Для количественных измерений содержания озона в ИК-области спектра наибольший интерес представляет сильная полоса поглощения озона $\nu = 1043 \text{ см}^{-1}$ ($\lambda = 9,6 \text{ мкм}$), расположенная в центре окна прозрачности атмосферы 8...12 мкм, где на пропускание атмосферы влияют практически только пары воды.

Яркость восходящего излучения L^\uparrow (при $\delta = 1$) в некотором спектральном интервале в полосе озона 9,6 мкм можно представить в следующем виде:

$$L^\uparrow = L^{\uparrow 0} P_{O_3} P_{H_2O} + \int_{p_t}^{p_s} L^0 [T(p)] d[P_{O_3}(p) P_{H_2O}(p)],$$

где $L^{\uparrow 0}$ – яркость излучения на нижней границе рассматриваемой атмосферы (в частности, это может быть излучение подстилающей земной поверхности, верхней границы облаков или их комбинация); P_{O_3} , P_{H_2O} – функции пропускания всей толщи атмосферы, обусловленные озоном и парами воды; $P_{O_3}(p)$, $P_{H_2O}(p)$ – функции пропускания от уровня p до верхней границы атмосферы p_t ; $T(p)$ — вертикальное

распределение температуры в атмосфере; $L^0(T(p))$ — спектральная яркость, рассчитываемая по функции Планка; p , p_t , p_s — текущий изобарический уровень и изобарические уровни соответствующие верхней и нижней границам атмосферы.

Учитывая тот факт, что слой озона в земной атмосфере расположен на высотах 20...30 км, в то время как пары воды сосредоточены в основном в приземном слое, уравнение можно преобразовать:

$$L^\uparrow = JP_{O_3} + L^0[\bar{T}_{O_3}][1 - P_{O_3}],$$

где

$$J = L^{\uparrow 0} P_{H_2O} + L^0[\bar{T}_{H_2O}][1 - P_{H_2O}].$$

В уравнения введены некоторые средние температуры слоев озона (\bar{T}_{O_3}) и водяного пара (\bar{T}_{H_2O}), получаемые осреднением вертикального температурного профиля с весовыми функциями, соответствующими распределениям озона и водяного пара в атмосфере. Из уравнения при условии, что J и \bar{T}_{O_3} известны, можно определить P_{O_3} и при известной зависимости P_{O_3} от общего содержания озона оценить искомое интегральное содержание озона u_{O_3} .

Обычно для определения интегрального содержания озона из уравнений значение \bar{T}_{O_3} оценивается независимо по данным радиозондирования или данным дистанционного температурного зондирования; значение J определяется по измерениям в окне прозрачности ($\nu = 899 \text{ см}^{-1}$), где поглощение озона пренебрежимо мало; величина $L^0[\bar{T}_{O_3}]$ рассчитывается по функции Планка, а зависимость P_{O_3} и u_{O_3} аппроксимируется экспоненциальной функцией вида

$$P(u) = \exp(-0,483u),$$

где u — в атм · см.

Для тепловых методов существенно, что вариации температуры атмосферы вносят существенный вклад в общие вариации излучения. В связи с этим задача определения состава атмосферы должна рассматриваться совместно с определением ее термического состояния.

Основным соотношением, которое позволяет связать измеряемую величину — яркость излучения с распределением температуры в атмосфере, является интегральная форма уравнения переноса. Запишем выражение для восходящего теплового излучения на верхней границе атмосферы в вертикальном направлении в следующем виде:

$$L^\uparrow = L^0(T_0)P(p_0) + \int_{p_0}^0 L^0[T(p)] \frac{\partial P(p)}{\partial p} dp,$$

где $L^0(T)$ – спектральная яркость, рассчитываемая по функции Планка; $P(p)$ – функция пропускания слоя атмосферы от верхней границы до изобарического уровня p . Нижним индексом «0» обозначены величины, относящиеся к подстилающей земной поверхности.

Для определения искомой зависимости $T(p)$ последнее уравнение сводят к линеаризованной форме с помощью представления спектральной яркости $L^0(T)$ в виде

$$L^0[T(p)] \cong L^0[\bar{T}(p)] + \frac{\partial L^0(T)}{\partial T} \Delta T(p).$$

В этом приближении уравнение можно представить как линейное интегральное уравнение Фредгольма первого рода:

$$\Delta L = \int_{p_0}^0 K(p) \Delta T(p) dp,$$

где $K(p) = \frac{\partial L^0(T)}{\partial T} \frac{\partial P(p)}{\partial p}$ – ядро интегрального уравнения;

$\Delta L = L^\uparrow - \bar{L}^\uparrow$; \bar{L}^\uparrow – яркость излучения, соответствующая среднему распределению температуры атмосферы $\bar{T}(p)$. Яркость излучения рассчитывают по формуле

$$\bar{L}^\uparrow = L^0(T_0)P(p_0) + \int_{p_0}^0 L^0[\bar{T}(p)] \frac{\partial P(p)}{\partial p} dp.$$

Физической основой возможности успешного извлечения информации о термической структуре атмосферы является тот факт, что излучение, воспринимаемое прибором на различных частотах, генерируется различными слоями атмосферы. На рис. 2 приведены типичные функции

$\frac{\partial P_{\Delta \nu_i}(\log p)}{\partial \log p}$ – ядра уравнения для семи спектральных

интервалов в 15 мкм полосе поглощения углекислого газа для случая наблюдений со спутника. Эти функции часто называют «весовыми».

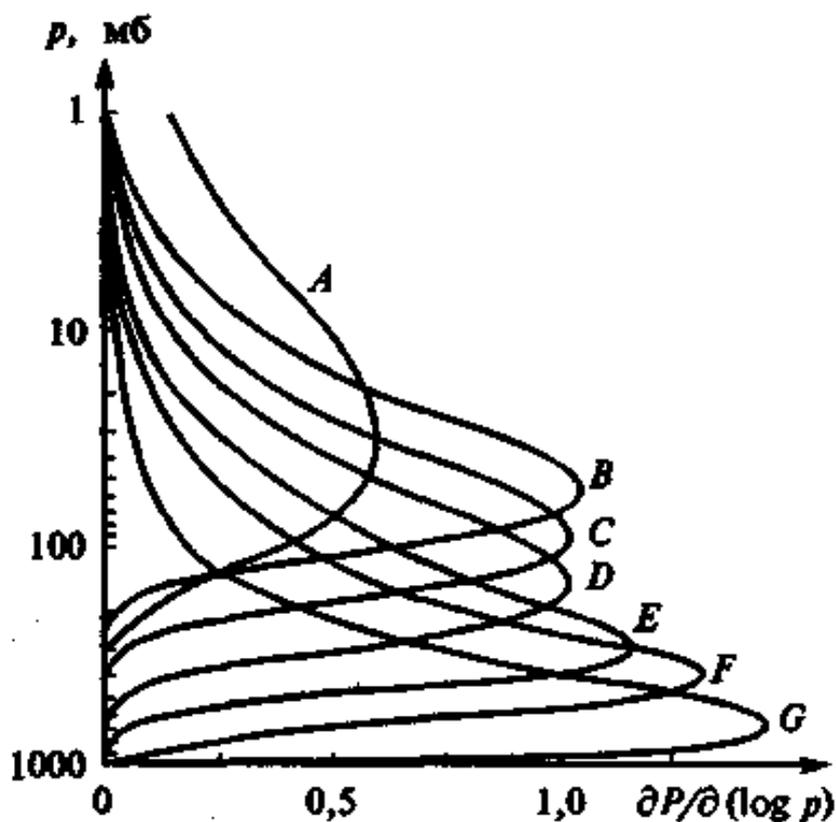


Рис. 2 – Ядра уравнения для семи спектральных интервалов: А – $\nu = 669 \text{ см}^{-1}$; В – $\nu = 677,7 \text{ см}^{-1}$; С – $\nu = 691 \text{ см}^{-1}$; D – $\nu = 697 \text{ см}^{-1}$; E – $\nu = 703 \text{ см}^{-1}$; F – $\nu = 709 \text{ см}^{-1}$; G – $\nu = 743 \text{ см}^{-1}$

Выводы: характерными особенностями весовых функций, показанных на рис. 2, являются: конечная «толщина» функций; наличие максимумов для разных спектральных каналов на разных высотах; взаимное перекрытие функций, соответствующих разным спектральным каналам. Конечная толщина весовых функций приводит к тому, что измерения восходящего излучения несут в себе информацию о термическом состоянии ограниченных по толщине (хотя и достаточно протяженных) слоев атмосферы. Именно толщина весовых функций определяет в значительной степени вертикальное разрешение термического метода.

ЛИТЕРАТУРА

1 Аксенов В.В., Волков А.М., Хапин Ю.Б. и др. Обеспечение дистанционных исследований Земли радиометрическими вредствами СВЧ-диапазона в 1990 – 2000 г.г. // Тр. НПО „Планета”. – 1992. – Вып. 41. – С. 24 – 34.

2 Григорьев А.А., Липатов В.Б. Дымовые загрязнения атмосферы по наблюдениям из космоса – Л.: Гидротехиздат, 1978. – 36 с.

3 Кондратьев К.Я. Перспективы спутникового мониторинга малых газовых компонентов атмосферы и аэрозоля // Исследование Земли из космоса. – 1995. – № 5. – С. 111 – 116.

4 Николаев А.Н., Фридман Ш.Д. Дистанционный мониторинг загрязнения атмосферы и выбросов – М.: Гидрометеиздат, 1991. – 140 с.

