

УДК 551.501: 629.195.1

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ОБЪЕМНОГО  
КОЭФФИЦИЕНТА ПОГЛОЩЕНИЯ ИК-ИЗЛУЧЕНИЯ  
АТМОСФЕРНЫМИ ГАЗАМИ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ КАЗАХСТАНА**

Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов  
А.Н. Искаков

*Рассмотрены изменения вертикальных профилей объемного коэффициента поглощения ИК-излучения атмосферными газами над территорией Казахстана. Наиболее чувствительным к температурным вариациям газом является CO<sub>2</sub>. С повышением температуры объемный коэффициент поглощения метана, закиси азота, паров воды и озона уменьшается, а для двуокиси углерода, наоборот – повышается.*

Термическое зондирование атмосферы в надир основывается на данных, получаемых многоканальными спектрорадиометрами высокого разрешения (~0,001 см<sup>-1</sup>), регистрирующими тепловое излучение атмосферы в различных спектральных диапазонах, позволяющие восстанавливать температурный профиль атмосферы с большей точностью и более точным высотным разрешением без использования априорной информации. Это дает возможность для численного моделирования физических параметров атмосферы с использованием температурных профилей для реальных экосистем.

Успехи экспериментальной и теоретической молекулярной спектроскопии высокого и сверхвысокого разрешения позволили создать компьютерные базы (атласы) параметров спектральных линий атмосферных и примесных газов (HITRAN, GEISA) [6]. Появились теоретические методики и комплексы программ для количественного моделирования сложных многофакторных задач спектроскопии атмосферы (например, программы LOWTRAN, MODTRAN, FASCODE, различные информационные системы) [5].

При наблюдении атмосферы со спутника в надир, выражение для спектральной плотности яркости атмосферы в общем случае в условиях чистого неба имеет вид [2]:

$$I_{\nu}^{\uparrow} = \varepsilon_{\nu} B_{\nu}(T_0) \exp\left(-\int_0^H k_{\nu}^{abs} dh\right) + (1 - \varepsilon_{\nu}) I_{\nu}^{\downarrow} \exp\left(-\int_0^H k_0^{abs} dh\right) + \int_0^H k_{\nu}^{abs} B_{\nu} \exp\left(-\int_h^H k_{\nu}^{abs} dh'\right) dh,$$

где  $k_v^{abs}$  – коэффициент поглощения излучения компонентами атмосферы,  $B_v$  – спектральная плотность яркости черного тела,  $\varepsilon_v$  – излучательная способность земной поверхности,  $H$  – верхняя граница атмосферы,  $I_v^\downarrow$  – спектральная плотность энергетической яркости атмосферы в направлении земной поверхности:

$$I_v^\downarrow = \int_0^H k_v^{abs} B_v \exp\left(-\int_0^h k_v^{abs} dh'\right) dh.$$

Коэффициент поглощения включает в себя: 1) коэффициент поглощения газовыми составляющими, который вычисляется с помощью суммирования по спектральным линиям (line-by-line) с использованием параметров известной спектральной базы данных HITRAN; 2) коэффициент ослабления аэрозольными компонентами атмосферы; 3) коэффициент непрерывного поглощения водяным паром:

$$k_v^{abs} = k_v^{gas} + k_v^{aerosol} + k_v^{cont}.$$

Для безоблачной и малоаэрозольной атмосферы, можно ограничиться только  $k_v^{gas}$ :

$$k_v^{gas} = N_0(h) \sum_{i=1}^{N_g} n_i(h) \sum_k r_{ik}(h) \sum_j S_{ijk}(T(h)) \Phi_{ijk}(v_{ijk} - \nu, T(h), p(h)),$$

где  $p(h), T(h), N_0(h) = p(h)/(k_b T(h))$  – давление, температура и концентрация молекул на высоте  $h$  соответственно,  $n_i(h)$  – относительная концентрация  $i$ -го газа,  $r_{ik}(h)$  – распространенность  $k$ -го изотопа  $i$ -го газа,  $S_{ijk}$  – интенсивность  $j$ -ой спектральной линии,  $\Phi_{ijk}$  – контур линии.

В предыдущей работе [1] на основе спектрометрической базы данных HITRAN моделировался спектральный объемный коэффициент поглощения ИК-излучения данного сорта атмосферного газа для реальных сезонных температурных профилей над выделенной территорией Западного Казахстана.

В этой работе продолжается изучение поглощательных свойств атмосферных газов для различных участков территории Казахстана, условно названных: «N» (Север), «E» (Восток), «S» (Юг), «C» (Центр) и «W» (Запад).

Моделирование объемного коэффициента поглощения (ОКП) излучения основано на использовании лабораторных спектров высокого разрешения (0,01) изучаемых газов, зависимости спектра поглощения от сорта газа, температуры, давления, объемной концентрации газа в смеси. Для приведения смоделированного спектра высокого разрешения к спектру, регистрируе-

мого реальным сенсором низкого разрешения, используется стандартная численная процедура свертки спектра (конволюция), основанная на использовании аппаратных функций сенсора. Смоделированный спектр ОКП приводился к «реальному» спектру при помощи аппаратной функции конкретного канала сенсора MODIS [3] и процедуры свертки спектра.

Для каждой изучаемой территории по спутниковым данным AIRS [4], вычислялись средние по сезонам за 2008 год температурные профили  $P(T)$ . При этом оказалось, что в каждом рассматриваемом случае температурные профили для весеннего и осеннего сезонов, расположены приблизительно на равном расстоянии от температурных профилей для зимнего и летнего сезонов.

Поэтому моделирование спектров ОКП проводилось только для температурных профилей зимнего и летнего сезонов. Как и ожидалось, вариации, обусловленные «территориальным» фактором, проявляются на «размытии» температурных профилей (рис. 1).

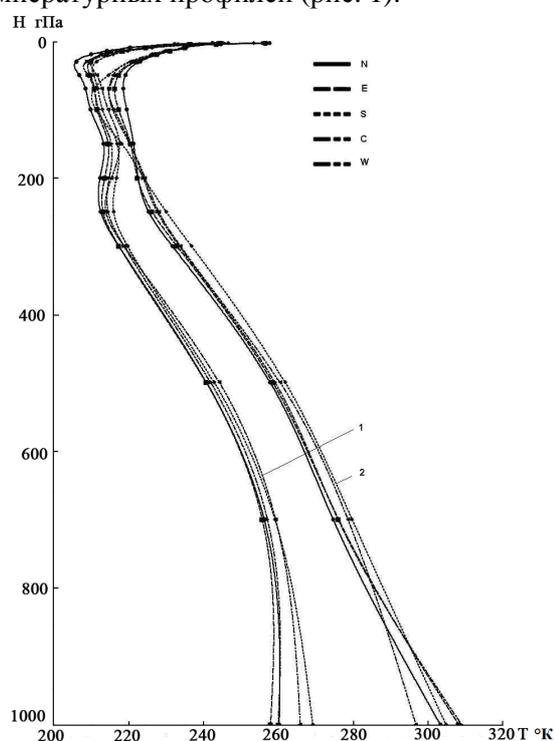


Рис. 1. Зимние (1) и летние (2) профили температуры для участков «N», «E», «S», «C» и «W» территории Казахстана (по данным AIRS).

Сезонный разброс  $(t_{зима} - t_{лето})/t_{зима}$  профилей в диапазоне высот 250...750 гПа составляет 6...8 %, с приближением к поверхности Земли раз-

брос постепенно увеличивается до 12...20 %. Разброс профилей, обусловленный территориальными различиями выбранных участков, составляет 1...2 % для высот 250...750 гПа и около 8 % – у поверхности Земли.

На рис. 2 и 3 представлены численные результаты для сезонных профилей  $k [м^{-1}]$  излучения водяным паром и озоном соответственно. Численное моделирование ОКП для остальных рассматриваемых газов дает монотонный спад с ростом высоты: для  $N_2O$   $k [м^{-1}]$  изменяется от  $(7,3...9) \cdot 10^{-4} м^{-1}$  у поверхности Земли до  $0 м^{-1}$  на границе атмосферы. Соответственно  $k [м^{-1}]$  изменяется: для  $CH_4$   $(9,5...10,5) \cdot 10^{-4} \rightarrow 0 м^{-1}$ , для  $CO_2$   $(12...15,5) \cdot 10^{-3} \rightarrow 0 м^{-1}$ .

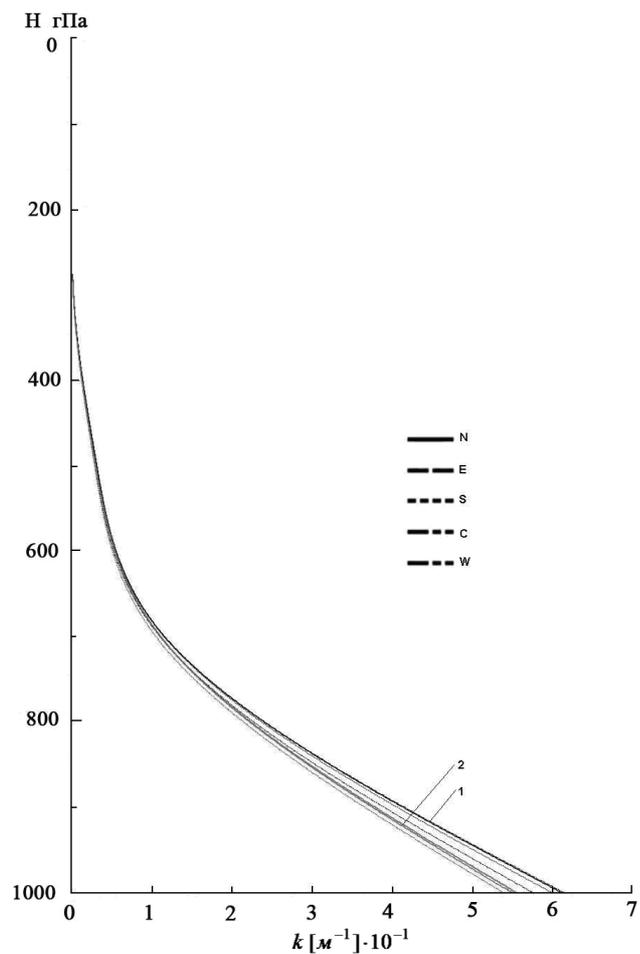


Рис. 2. Вертикальный зимний (1) и летний (2) профили ОКП излучения водяным паром.

Интересно отметить, что профиль ОКП для водяного пара экспоненциально уменьшается с ростом высоты, в случае озона выявляется максимум ОКП на высоте 50 гПа (20...25 км), а для CO<sub>2</sub>, несмотря на постоянство объемной концентрации от поверхности Земли (1000 гПа) до рассматриваемой высоты 3 гПа (40 км), наблюдается плавный спад ОКП.

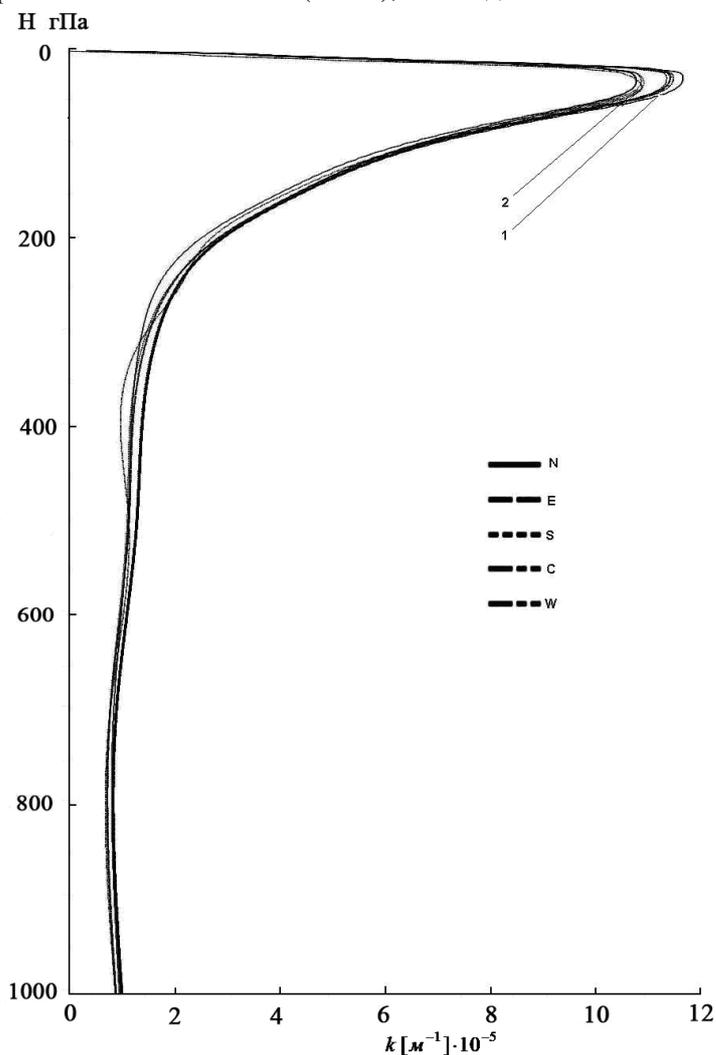


Рис. 3. Вертикальный зимний (1) и летний (2) профили ОКП излучения озоном.

Вариации профилей ОКП атмосферных газов коррелируют с вариациями температурного профиля, обусловленные сезонными и территориальными различиями, и в процентном отношении вариации ОКП  $(t_{\text{зима}} - t_{\text{лето}})/t_{\text{зима}}$  того же порядка, что и вариации температурного профиля.

