

УДК 551.501: 629.195.1

Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов \*  
Канд. техн. наук Т.К. Караданов \*  
А.Н. Искаков \*

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА НА ТЕРРИТОРИИ  
КАЗАХСТАНА НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ**

*ВОДЯНОЙ ПАР, КОНЦЕНТРАЦИЯ, ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ,  
АТМОСФЕРА, СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ*

*Рассмотрены сезонные вертикальные распределения водяного пара в атмосфере по данным космического зондирования в разных регионах Казахстана. Получено распределение среднего содержания водяного пара в атмосферном столбе по территории Казахстана.*

Радиационный баланс Земли определяется, в основном, двумя факторами: парниковым эффектом, а также поглощением и рассеянием на атмосферных аэрозолях. При расчете этого баланса учитывают энергию, получаемую поверхностью Земли от Солнца, а также энергию, отраженную и переизлученную от Земли (и облаков) обратно в космос. К парниковому эффекту приводят процессы поглощения теплового излучения поверхности Земли некоторыми атмосферными газами (спектральный диапазон 8...13 мкм) и переизлучения части поглощенного излучения обратно к земной поверхности, увеличивая таким образом нагревание атмосферы Земли. Влияние атмосферных газов на парниковый эффект не одинаково. Поэтому в первую очередь важно контролировать содержание главных парниковых газов, в наибольшей степени влияющих на температуру земной атмосферы. К таким газам относятся водяной пар и углекислый газ, на долю которых приходится примерно 80...90 % всего парникового эффекта [1].

В настоящее время существуют возможности исследования распределений атмосферных газов на территории Казахстана на основе спутниковых данных. Регулярно проводятся спутниковые измерения состояния парниковых газов в атмосфере с высокой периодичностью и пространственным разрешением [2]. Данные поступают с сенсоров различных

---

\* АО «НЦКИТ» НКА РК, г. Алматы

геостационарных и полярных спутников. Например, многоканальный дифракционный спектрометр AIRS на спутнике AQUA позволяет получать информацию о вертикальных профилях температуры, влажности, концентрации различных газов; спектрометр TES измеряет уходящее ИК-излучение (спектральный диапазон  $650 \dots 3050 \text{ см}^{-1}$ ) со средним спектральным разрешением; радиометр HIRDLS (спектральный диапазон  $6 \dots 17 \text{ мкм}$ ) позволяет получать вертикальные профили температуры, содержания различных парниковых газов; спектрометр MLS (микроволновый спектральный диапазон) позволяет определять профили температуры и содержание парниковых газов на различных высотах, по данным интерферометров TANSO-FTS и TANSO-CAI на японском спутнике GOSAT определяются содержания углекислого газа, метана, водяного пара и других газов; по данным спектрометра SCIAMACHY (ближний инфракрасный диапазон) европейского спутника ENVISAT изучаются особенности распределения воды в атмосфере и соотношение между обычной и «тяжелой» водой. В «тяжелой» воде вместо легкого изотопа водорода содержится тяжелый изотоп дейтерий. Более массивная «тяжелая» вода испаряется хуже, чем обычная  $\text{H}_2\text{O}$ , поэтому соотношение между двумя формами воды позволяет выяснить, как происходили циклы испарения, конденсации и выпадения воды в последние годы.

Водяной пар в атмосфере является наименьшей по массе частью свободной воды, находящейся в гидросфере и криосфере в основном в жидкой и твердой форме. Распределение водяного пара по земному шару очень неравномерно и значительно зависит от температуры воздуха, изменяясь по объему от 0,2 % в Арктике до 2,6 % в тропической зоне. По этой причине время жизни водяного пара в атмосфере достаточно мало и составляет примерно 10 суток. Так как в геологическом прошлом происходили заметные изменения климата, количество водяного пара в атмосфере также изменялось в соответствии с колебаниями глобальной температуры. Однако эти изменения массы водяного пара были следствием, а не причиной изменения климата. Вследствие положительной обратной связи водяной пар при каждом очередном похолодании или потеплении климата лишь усиливал этот процесс. Определение некоторого среднего значения концентрации водяного пара на всем земном шаре и динамики его временного изменения представляет собой трудную проблему.

Среднее содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы в умеренных широтах составляет около 1,6...1,7 см (такую толщину

ну будет иметь слой сконденсированного водяного пара). Сведения относительно водяного пара в различных слоях атмосферы противоречивы. Предполагалось, например, что в диапазоне высот от 20 до 30 км удельная влажность сильно увеличивается с высотой. Однако последующие измерения указывают на большую сухость стратосферы. По-видимому, удельная влажность в стратосфере мало зависит от высоты и составляет 2...4 мг/кг. Изменчивость содержания водяного пара в тропосфере определяется взаимодействием процессов испарения, конденсации и горизонтального переноса. В результате конденсации водяного пара образуются облака и выпадают атмосферные осадки в виде дождя, града и снега. Процессы фазовых переходов воды протекают преимущественно в тропосфере, именно поэтому облака в стратосфере (на высотах 20...30 км) и мезосфере (вблизи мезопаузы), получившие название перламутровых и серебристых, наблюдаются сравнительно редко, тогда как тропосферные облака нередко закрывают около 50 % всей земной поверхности. Количество водяного пара, которое может содержаться в воздухе, зависит от температуры воздуха. Чем выше температура воздуха, тем больше водяного пара может в нем содержаться.

Наибольшее количество водяного пара содержится в нижних слоях воздуха, непосредственно прилегающих к испаряющей поверхности. В вышележащие слои водяной пар проникает в результате турбулентной диффузии. Проникновению водяного пара в вышележащие слои способствует то обстоятельство, что он легче воздуха в 1,6 раза (плотность водяного пара по отношению к сухому воздуху при температуре 0 °С равна 0,622), поэтому воздух, обогащенный водяным паром, как менее плотный стремится подняться вверх. Распределение упругости водяного пара по вертикали зависит от изменения давления и температуры с высотой, от процессов конденсации и облакообразования.

В приземном слое атмосферы наблюдается хорошо выраженный суточный и годовой ход влагосодержания, связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры. Суточный ход упругости водяного пара и абсолютной влажности над океанами, морями и в прибрежных районах суши аналогичен суточному ходу температуры воды и воздуха: минимум перед восходом Солнца и максимум в 14...15 ч. Минимум обусловлен очень слабым испарением (или его отсутствием вообще) в это время суток. Днем по мере увеличения температуры и соответственно испарения влагосодержание в воздухе растет. Таков же суточный ход упругости

водяного пара и над материками зимой. Годовой ход упругости водяного пара и абсолютной влажности совпадают с годовым ходом температуры воздуха, как над океаном, так и над сушей. В Северном полушарии максимум влагосодержания воздуха наблюдается в июле, минимум – в январе.

Для определения вертикальных профилей содержания парниковых газов необходимо решение уравнения переноса инфракрасного излучения от земной поверхности. Вычислительная трудность решения обратных задач для определения искомым профилей из инфракрасных спектров атмосферы высокого разрешения обусловлена большой размерностью обратной задачи: в пространстве измерений – число спектральных каналов, в пространстве решений – число узлов высотной сетки, умноженное на число восстанавливаемых вертикальных профилей. Практическая реализация алгоритмов решения таких обратных задач для массовой обработки спутниковых спектров требует значительных вычислительных ресурсов и времени.

Решение уравнения переноса инфракрасного излучения от земной поверхности может быть представлено в следующем виде:

$$J_v^\uparrow(z) = \sigma_v B_v(T(z_0)) \exp\left(-\frac{\tau_{0v}}{\cos \vartheta}\right), \quad (1)$$

с граничными условиями  $J_v^\uparrow(z_0) = \sigma_v B_v(T(z_0))$ , где  $J_v^\uparrow(z)$  – уходящее инфракрасное излучение,  $\sigma_v$  – коэффициент серости излучаемой поверхности,  $B_v$  – функция Планка,  $T$  – температура,  $z_0$  – уровень земной поверхности,  $\tau_{0v}$  – общее значение оптической толщины атмосферы,  $\vartheta$  – значение угла зондирования,  $\nu$  – волновое число.

Для удобства решения задачи восстановления сигнала уходящего излучения представим уравнение (1) в виде

$$\frac{\partial J_v^\uparrow}{\partial z} = B_v(T(u)) \frac{\partial}{\partial u} \exp\left(-\frac{\tau_v(u)}{\cos \vartheta}\right), \quad (2)$$

с граничными условиями  $J_v^\uparrow(z_0) = \sigma_v B_v(T(z_0))$ .

Оптическая толщина атмосферы  $\tau_v(z)$  связана с коэффициентом объемного поглощения  $k_v$  следующим образом:

$$\tau_v(z) = \int_0^z k_v du. \quad (3)$$

Коэффициент объемного 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 континуального поглощения водяным паром.

Для безоблачной и слабоаэрозольной атмосферы спектральный коэффициент поглощения газовыми составляющими  $k_v$  на высоте  $z$  обычно вычисляется, если известны лабораторные спектры поглощения молекул газа для всех возможных колебательно-вращательных переходов энергетических состояний молекулы (метод «line-by-line»).

Моделирование объемного коэффициента поглощения излучения изучаемыми газами основано на использовании лабораторных спектров высокого разрешения, зависимости спектра поглощения от сорта газа, температуры, давления, объемной концентрации газа в смеси. Для приведения смоделированного спектра высокого разрешения к спектру, регистрируемого реальным сенсором низкого разрешения, используется стандартная численная процедура свертки спектра (конволюция), основанная на использовании аппаратных функций сенсора. Смоделированный спектр объемного коэффициента поглощения приводился к «реальному» спектру при помощи аппаратной функции конкретного канала сенсора MODIS и процедуры свертки спектра. На рассчитываемую область территории были выбраны данные о значениях уходящего излучения (радианс) в каналах сканера AIRS, соответствующих выбранным диапазонам спектра для конкретного вида газа. Эти данные представляют собой территориальное распределение уходящего излучения с элементарного участка (пикселя). На основе спектрометрической базы данных HITRAN рассчитывается спектральный объемный коэффициент поглощения ИК-излучения данного вида атмосферного газа для реальных сезонных температурных профилей над выделенной территорией Западного Казахстана. Для нахождения относительной концентрации  $i$ -го газа  $n_i(z)$  в выбранном диапазоне волновых чисел необходимо последовательное решение уравнений (1-3). На основе стандартного, или среднего многолетнего профиля концентрации определенного газа вычисляется объемный коэффициент поглощения, а затем восстанавливается значение уходящего сигнала на высоте спутника. Если это значение отличается от фиксируемого сигнала на спутнике больше заданного значения отклонения, то цикл продолжается. На каждом цикле добавляется или убавляется

предыдущее значение относительной концентрации на достаточно малое отклонение, пересчитывается объемный коэффициент поглощения и восстанавливается значение уходящего сигнала. Процедура продолжается до достижения необходимой точности отклонений. Концентрация газов измеряется в  $\text{мг/м}^3$ , ppm (или ppmv) ( $\text{мг/м}^3 = 0,044 \mu \text{ ppm}$ ,  $\mu$  – молекулярный вес газа) в единичном объеме, или ppm в единичной массе. Единицы ppm означают количество молекул данного газа на миллион молекул воздуха единичного объема или единичной массы.

Для решения этой задачи необходима предварительная работа по выбору подходящего диапазона в спектре. Наибольшие потенциальные возможности и наилучшие практические результаты в определении концентраций газовых компонентов дает реализация метода расчета поглощения в коротковолновой части среднего ИК-диапазона спектра 2,5...14 мкм. Именно здесь находятся интенсивные изолированные линии и спектральные структуры поглощения практически всех атмосферных газов, пригодные для проведения измерений. Анализ модельных расчетов спектра поглощения показал, что диапазон спектра поглощения молекулы водяного пара –  $1590...1610 \text{ см}^{-1}$ . Выбранный диапазон спектра поглощения позволяет рассчитывать концентрацию водяного пара с наименьшими временными потерями и наибольшей точностью.

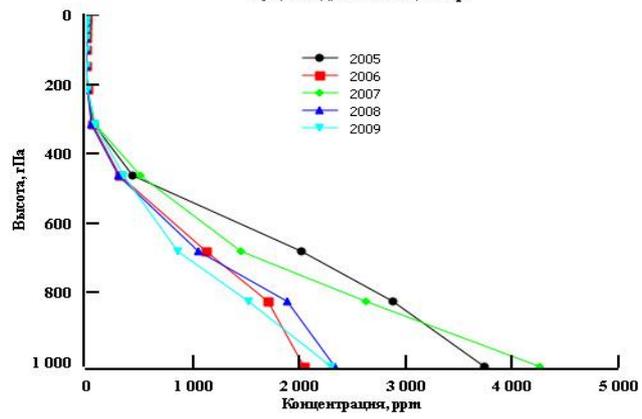
В алгоритме восстановления вертикального профиля концентраций атмосферных парниковых газов по спутниковым данным применяются данные спектральной интенсивности уходящего излучения, полученные со спутниковых спектрорадиометров (MODIS, AIRS). Расчетные вертикальные профили концентрации парниковых газов, хорошо согласуются со спутниковыми данными.

Для всех климатических зон территории Казахстана на основе спутниковых данных построены среднегодовые сезонные вертикальные профили концентрации водяного пара. Для примера, на рис. 1 представлены среднемесячные профили водяного пара по западному (а, б) и восточному (в, г) участкам территории РК (январь, июль) за период 2005...2010 гг.

В зимнее время изменчивость больше, чем в летнее время. В летнее время присутствие водяного пара в атмосфере, в среднем по годам и территории, в пять с лишним раз больше, чем в зимнее время. 2006 год выделяется наименьшим присутствием водяного пара в атмосфере, особенно на севере в зимнее время.

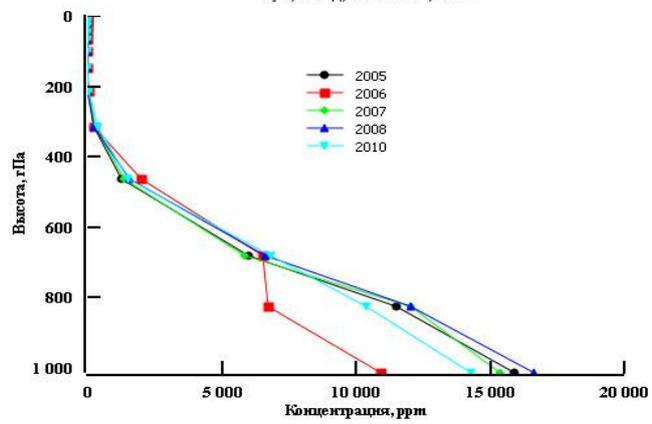
*a*

Н<sub>2</sub>О, Запад, 2005-2009, январь



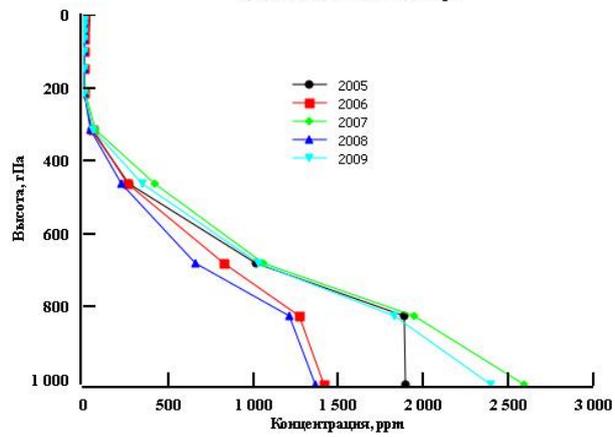
*б*

Н<sub>2</sub>О, Запад, 2005-2010, июль



*в*

Н<sub>2</sub>О, Восток, 2005-2009, январь



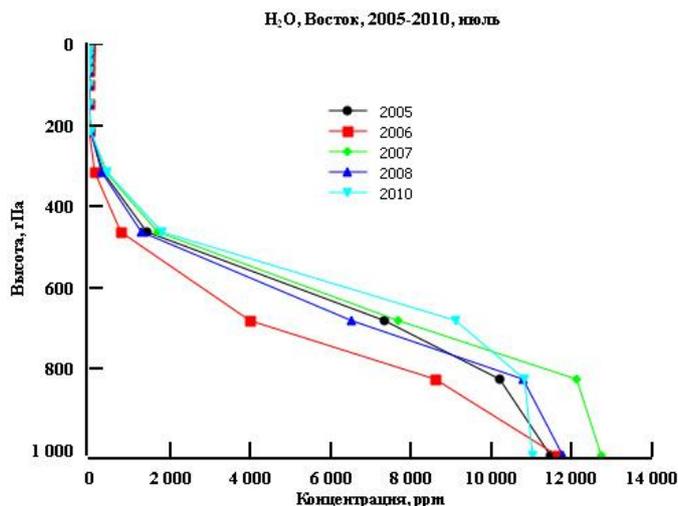


Рис. 1. Профили концентрации H<sub>2</sub>O по западному (а, б) и восточному (в, г) участкам территории РК (январь, июль) за период 2005...2010 гг.

Расчетная область по территории Казахстана представлена на рис. 2. Среднее за 2012 год распределение водяного пара по территории Казахстана по данным спектро радиометра AIRS представлено на рис. 3. Результаты статистического анализа этого поля распределения: минимум – 3,0 кг/м<sup>2</sup>, максимум – 20 кг/м<sup>2</sup>, среднее – 12,41 кг/м<sup>2</sup>, квадратичное отклонение – 2,43 кг/м<sup>2</sup>.

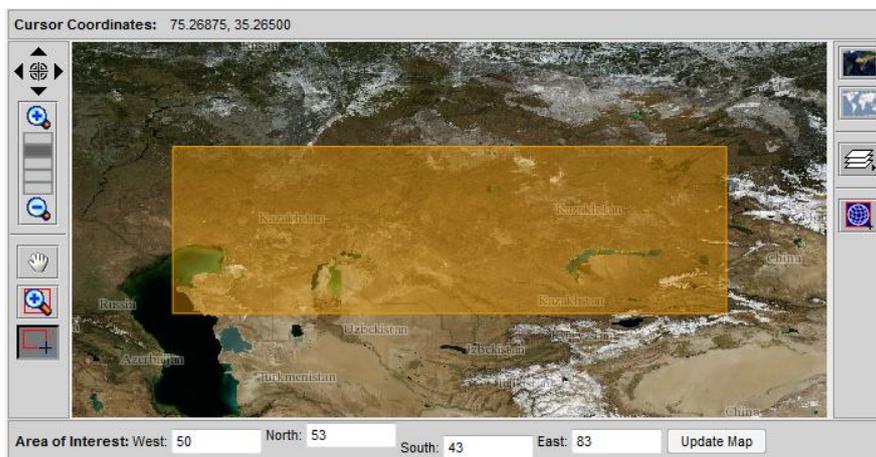


Рис. 2. Расчетная область по территории Казахстана.

Среднее распределение водяного пара на территории Казахстана за период с 2003 по 2012 годы показано на рис. 4. Статистический анализ концентрации водяного пара за указанный период показал, что минимум –

7,42 кг/м<sup>2</sup>, максимум – 17,29 кг/м<sup>2</sup>, среднее – 11,80 кг/м<sup>2</sup>, квадратичное отклонение – 1,50 кг/м<sup>2</sup>.

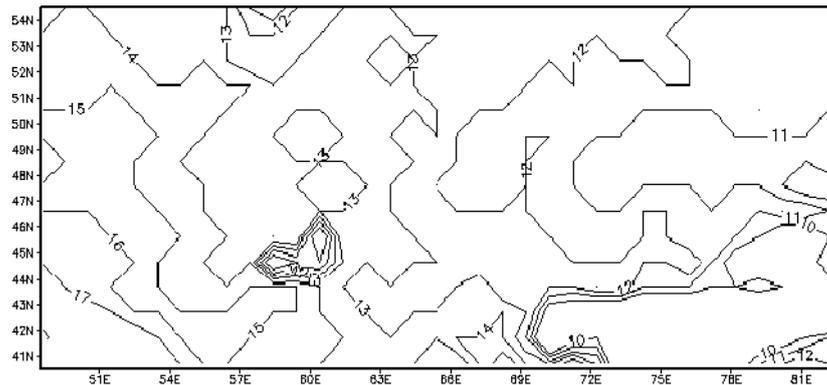


Рис. 3. Расчетное распределение содержания водяного пара в атмосферном столбе (кг/м<sup>2</sup>) по территории Казахстана по данным спектро радиометра AIRS в среднем за 2012 год.

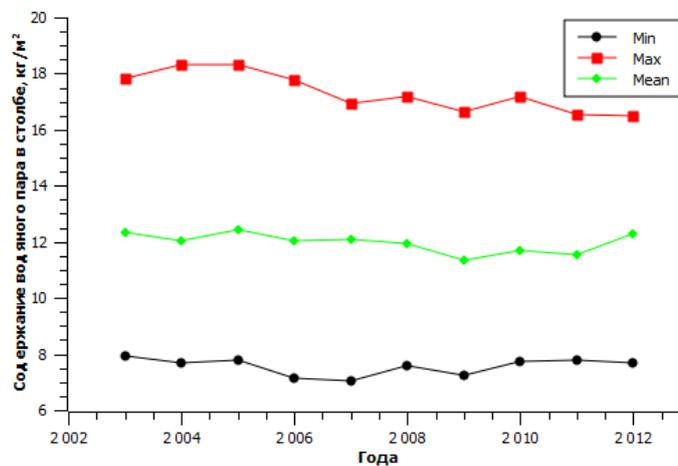


Рис. 4. Изменчивость содержания водяного пара за 10 лет по территории Казахстана.

Анализ вертикальных профилей распределения водяного пара по пяти участкам на территории Казахстана (запад, центр, восток, север и юг) показал незначительные отклонения.

Согласно статистическому анализу в среднем за 10 лет по территории Казахстана среднее содержание водяного пара в атмосфере практически не менялось. Дальнейшие исследования закономерностей временного тренда водяного пара, а также влияние этих изменений на радиационный баланс атмосферы планируются как совместная работа с оптическими станциями, подключившимися к мониторингу параметров атмосферы, а

также с европейскими станциями, установившими солнечные фотометры системы AERONET.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Терез Э.И., Терез Г.А., Козак А.В., Кузьмин С.В. Исследование содержания водяного пара в атмосфере Крыма по многолетним фотометрическим наблюдениям Солнца // Изв. Крымской астрофиз. обс. – 2013. – № 1(109). – С. 122-131.
2. Успенский А.Б. Романов С.В., Троценко А.Н. Применение метода главных компонент для анализа ИК-спектров высокого разрешения, измеренных со спутников // Исследование Земли из космоса. – 2003. – Т.3. – С. 1-8.

Поступила 13.05.2014

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов  
Техн. ғылымд. канд. Т.К. Караданов  
А.Н. Искаков

#### **СПУТНИК МӘЛІМЕТТЕРІ НЕГІЗІНДЕ ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫНДАҒЫ СУ БУЫНЫҢ ТАРАЛУЫ**

*Космостық зондылау мәліметтері бойынша Қазақстанның әртүрлі аймақтарында атмосферадағы су буының мерзімдік тік таралуы қарастырылған. Қазақстан аумағы бойынша атмосфералық бағанадағы су буының орташа құрылымының таралуы табылған.*