

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 535; 504.32

**Восстановление общего влагосодержания
из данных фотометрирования Солнца**

К.М. Фирсов¹, Т.Ю. Чеснокова², Е.В. Бобров¹, И.И. Клиточенко^{1*}

¹Волгоградский государственный университет
400062, г. Волгоград, пр. Университетский, 100

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 11.12.2012 г.

Проведено имитационное моделирование работы солнечного фотометра для двух регионов России, и получены оценки погрешности восстановления общего влагосодержания, обусловленные вариациями метеопараметров и применением эмпирических формул, используемых в сети AERONET.

Ключевые слова: общее влагосодержание, солнечный фотометр, атмосферная радиация; total water vapor content, Sun photometer, atmospheric radiation.

В настоящее время функционирует широкая сеть фотометрических наблюдений за аэрозолем и общим влагосодержанием в атмосфере AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Аналогичные программы развиваются и в России [1–3]. Однако эта сеть наблюдений в европейской части России достаточно редкая. Поэтому территория вблизи г. Волгограда представляет значительный интерес для организации постоянного поста наблюдений за аэрозольной оптической толщей не только в связи с тем, что здесь отсутствуют подобные наблюдения, но и в связи с его региональными особенностями и большим количеством солнечных дней. С июля 2011 г. начались систематические измерения аэрозольной оптической толщи и общего влагосодержания в районе г. Волгограда с использованием мобильного солнечного фотометра SPM, разработанного в ИОА СО РАН. Для определения общего содержания паров воды в этих фотометрических наблюдениях используются два спектральных канала с центрами 0,87 и 0,94 мкм. Сигнал, принимаемый на одной из этих длин волн λ , можно описать формулой [4]:

$$S(\lambda) = C(\lambda)T_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)T_a(\lambda), \quad (1)$$

где S – сигнал на одной из длин волн 0,94 и 0,87 мкм соответственно; C – константа калибровки; T_a – пропускание атмосферы, обусловленное ослаблением аэрозоля и рассеянием на молекулах воздуха, $T_{\text{H}_2\text{O}}$ – пропускание атмосферы, обусловленное поглощением паров воды. Поскольку вышеуказанные длины волн близки, то значение T_a на них примерно

одинаковое. Поэтому в первом приближении можно считать, что отношение сигналов на двух длинах волн зависит лишь от поглощения парами воды:

$$S_{0,94} / S_{0,87} = CT_{\text{H}_2\text{O}}. \quad (2)$$

В работе [4] было показано, что при использовании интерференционного фильтра с центром 0,94 мкм и спектральной шириной менее 10 нм функцию пропускания в полосе поглощения воды в атмосфере Земли можно описать следующим соотношением:

$$T_{\text{H}_2\text{O}} = \exp(-\beta(mW)^n), \quad (3)$$

где W – поглощающая масса паров воды вертикального столба атмосферы; m – оптическая масса (для малых зенитных углов Солнца $m = 1/\cos\theta$); β и n – параметры модели, которые определяются путем подгонки к расчетной функции пропускания. Для спектрального разрешения выше 10 нм параметры β и n практически не зависят от температуры. Эта функциональная зависимость широко используется при обработке данных фотометрирования [5,6], в том числе и в системе AERONET.

Формула (3) следует из моделей полос [7] и является приближенной, причем параметры β и n в общем случае зависят от W . Результаты анализа [8] показали, что для полосы 0,94 мкм параметр n может меняться от 0,6 до 0,35. В формуле (3) n фиксирован, что может приводить к погрешностям восстановления общего влагосодержания, достигающим 20% [9]. В работе [9] было также показано, что применение полинома 4-й степени для аппроксимации функциональной зависимости пропускания от поглощающей массы более предпочтительно, чем степенная зависимость (3), так как имеется четыре подгоночных параметра вместо двух в формуле (3).

* Константин Михайлович Фирсов (fkm.volsu@mail.ru); Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru); Евгений Владимирович Бобров (bobrov-volsu@mail.ru); Ирина Игоревна Клиточенко (kii-irina@mail.ru).

Полученные в работе [4] выводы о том, что функция пропускания в полосе 0,94 мкм зависит только от общего содержания паров воды и не зависит от температуры, основываются на результатах численного моделирования на основе среднорезональных моделей AFGL [10]. Эти модели в силу их ограниченности не могут дать полного статистического описания метеорологических параметров в атмосфере Земли, и вследствие этого нельзя исключить атмосферные ситуации, когда параметризация типа (3) может приводить к погрешностям, обусловленным сильным отклонением реальных вертикальных профилей температуры от их средних значений.

Целью данной работы является оценка погрешностей восстановления общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы Земли для фотометра SPM, обусловленных использованием модели полос и вариациями температуры.

Особенностью Волгоградского региона является высокая температура летом и сравнительно низкая относительная влажность. Однако абсолютная влажность сопоставима с той, которая характерна для летних условий Западной Сибири. Это означает, что вертикальные профили в этих регионах могут заметно различаться. Для того чтобы оценить качество восстановления общего содержания паров воды

(ОС H_2O) фотометром SPM, было проведено моделирование для различных метеорологических ситуаций, характерных для условий Западной Сибири и Нижнего Поволжья. Для Западной Сибири использовалась та же выборка метеорологических профилей, что и в работе [9], полученная на основе десятилетнего ряда аэрологических наблюдений на метеостанции г. Новосибирска (общее число наблюдений 483, 366 для лета и 117 — для зимы). Для г. Волгограда были использованы данные реанализа за 2009 г., которые основывались на результатах аэрологического зондирования (360 реализаций для лета и 360 для зимы). Среднее значение и среднеквадратическое отклонение ОС H_2O для летних условий г. Волгограда составляли 2,35 и 0,58 осажденных сантиметров (ос. см) соответственно и для Новосибирска 2,58 и 0,71 ос. см соответственно. Для широты и долготы г. Новосибирска в работе [11] по данным радиозондовых наблюдений за 2000–2009 гг. были рассчитаны для июля подобные значения среднего влагосодержания и отклонения 2,74 и 0,79 соответственно. На рис. 1, *a* и *б* приведены вертикальные профили температуры и абсолютной влажности, а на рис. 1, *в* и *г* — гистограммы распределения общего содержания паров воды для этих регионов.

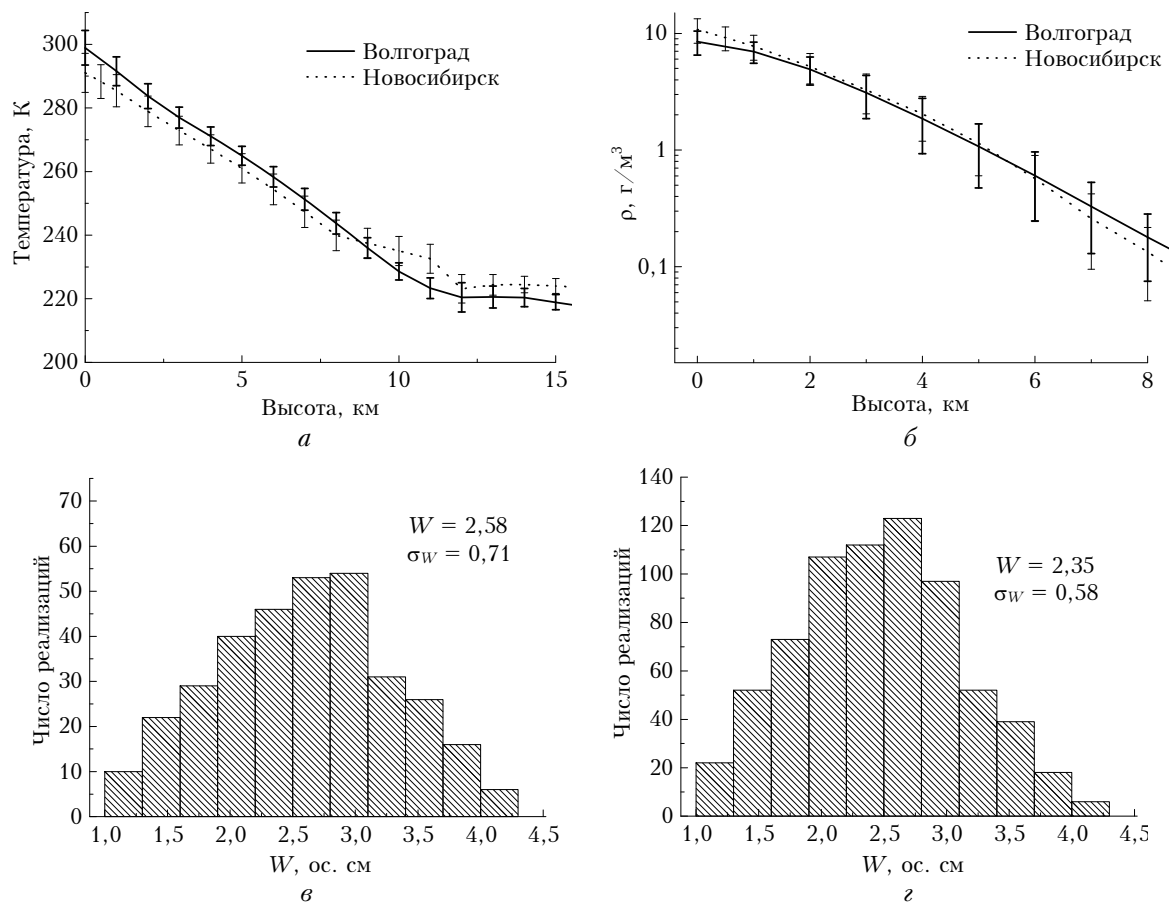


Рис. 1. Характеристики метеорологических данных, используемых для моделирования. Вертикальные профили температуры (*a*) и общего содержания паров воды (*б*) для летних условий Новосибирска и Волгограда. Гистограммы распределения общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы в размерности ос.см для летних условий Новосибирска (*в*) и Волгограда (*г*)

На основе вышеописанных метеорологических данных методом прямого счета *line-by-line* была получена выборка функций пропускания для Новосибирска и Волгограда. Значение оптической массы m при моделировании не превышало 4, что соответствовало зенитному углу около 75° . При расчетах использовались спектроскопическая база данных HITRAN-2008 [12] и модель континуального поглощения MTKD2.5 [13]. Вычисления функций пропускания проводились с учетом аппаратных функций фотометра SPM для каналов 0,87 и 0,94 мкм, которые были предоставлены нам Д.М. Кабановым.

Для описания функциональной зависимости отношения пропускания в каналах 0,94 и 0,87 мкм от ОС H_2O была использована аппроксимация (3), из которой легко получить соотношение в виде линейной регрессии: $\ln(-\ln T) = \ln \beta + n \ln W$. На рис. 2, а приведены результаты расчета *line-by-line* для Волгограда (кружки), а также регрессионная прямая, построенная на основе этих данных (сплошная линия), регрессионная прямая для Новосибирска (пунктирная линия).

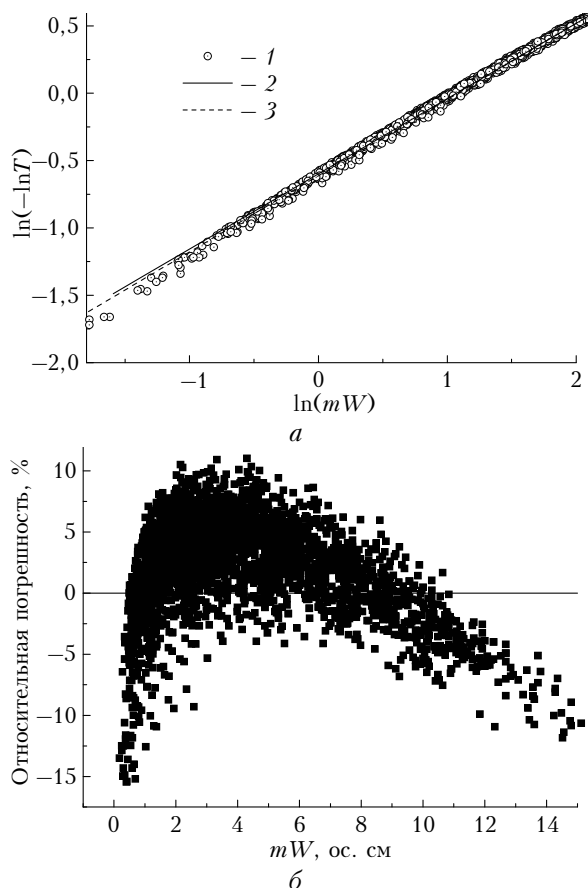


Рис. 2. Зависимость $\ln(-\ln T)$ от логарифма ОС H_2O ($\ln(mW)$) в атмосфере Земли для условий Волгограда: 1 – функции пропускания рассчитаны на основе быстрого метода *line-by-line*; 2 – линейная регрессия, построенная на основании расчетов для Волгограда; 3 – линейная регрессия, построенная на основании расчетов для Новосибирска (а); относительная погрешность восстановления ОС H_2O при использовании аппроксимации (3) для Волгограда (б)

Видно, что при малых и больших значениях поглощающей массы наблюдаются отклонения расчетных данных от регрессионной прямой. На рис. 2, б показана относительная погрешность восстановления ОС H_2O при использовании аппроксимации (3). Явно видна функциональная зависимость погрешности восстановления от величины поглощающей массы, что подтверждает наличие систематических погрешностей в модели (3).

Для повышения качества восстановления поглощающей массы была использована также полиномиальная аппроксимация вида

$$mW = A + B_1x + B_2x^2 + B_3x^3, \quad (4)$$

где $x = (-\ln T_{H_2O})$.

В случае полиномиальной регрессии не наблюдалось функциональной зависимости погрешности восстановления от поглощающей массы (рис. 3), так как облако точек в сравнении с рис. 2, б симметричное. Это свидетельствует об отсутствии систематических погрешностей, имеются только случайные погрешности, связанные с естественной температурной изменчивостью на трассе луча.

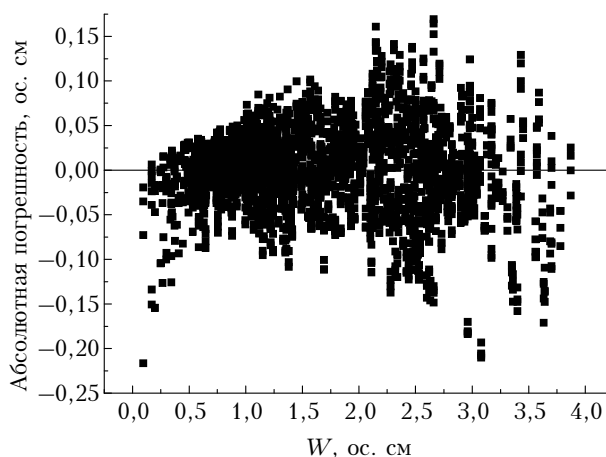


Рис. 3. Абсолютная погрешность восстановления ОС H_2O при использовании полиномиальной аппроксимации для Волгограда

Для того чтобы сделать более полное описание, были построены гистограммы распределения погрешностей восстановления ОС H_2O (рис. 4) для степенной и полиномиальной аппроксимаций (3) и (4).

В таблице суммированы результаты статистического описания погрешностей восстановления ОС H_2O .

Погрешности восстановления ОС H_2O , ос. см

Регион	Вид аппроксимации	Средне-квадратическое отклонение	max	min
Новосибирск	степенная	0,107	0,31	-0,51
	полиномиальная	0,042	0,14	-0,22
Волгоград	степенная	0,109	0,23	-0,58
	полиномиальная	0,047	0,17	-0,22

Из таблицы видно, что среднеквадратическое отклонение и размах выборки зависят от типа аппроксимации, но практически не зависят от рассматриваемых регионов. При использовании формулы (3), при больших значениях поглощающей массы ($W = 3-4$ ос. см) и больших значениях воздушной массы ($m = 3-4$) могут наблюдаться достаточно высокие погрешности восстановления ОС H_2O , достигающие 0,5–0,6 ос. см. Среднеквадратические отклонения погрешности восстановления ОС H_2O , обусловленной вариациями температуры, сравнительно невелики и составляют 0,04–0,05 ос. см, а отдельные выбросы могут достигать 0,2 ос. см.

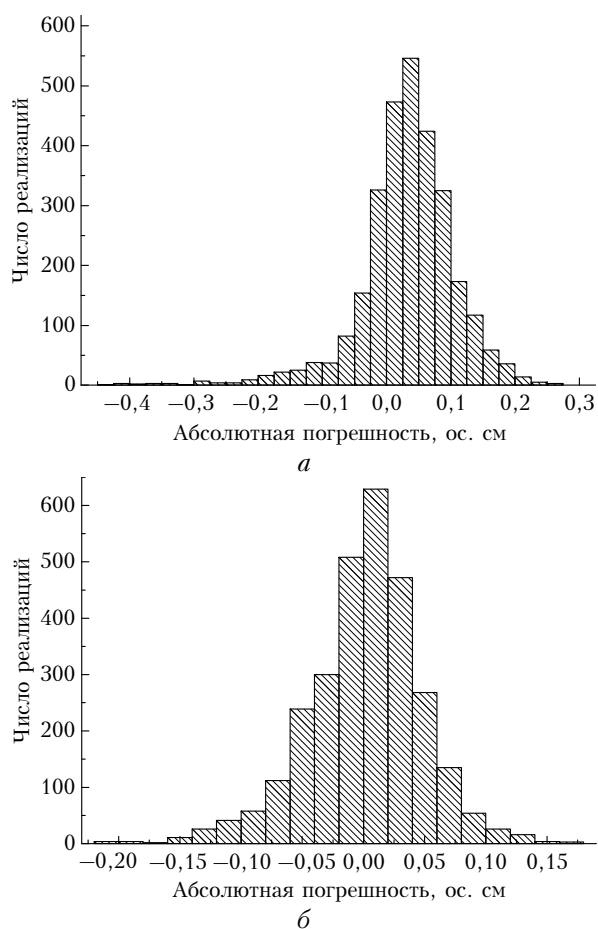


Рис. 4. Гистограммы распределения погрешности восстановления общего влагосодержания при применении степенной (а) и полиномиальной (б) аппроксимаций для Волгограда

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-97044-р_поволжье_а и 11-07-00660-а, а также Минобрнауки (соглашение № 8883).

1. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С. Система сетевого мониторинга радиационно-активных компонентов атмосферы. Часть I. Солнечные фотометры // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17, № 4. С. 354–360.

К.М. Firsov, T.Yu. Chesnokova, E.V. Bobrov, I.I. Klitochenko. Total water vapor content retrieval from the Sun photometer data.

A simulation of the Sun photometer measurements for two regions of Russia is made and estimations of total water vapor content retrieval errors, caused by variation of meteorological parameters and application of empirical formulas, used in AERONET, are found.

2. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14, № 12. С. 1162–1169.
3. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1112–1117.
4. Halthore R.N., Eck T.F., Holben B.N., Markham B.L. Sun-photometric measurements of atmospheric water vapour column abundance in the 940-nm band // J. Geophys. Res. D. 1997. V.102, N 4. P. 4343–4352.
5. Schmid B., Michalsky J.J., Slater D.W., Barnard J.C., Halthore R.N., Liljegren J.C., Holben B.N., Eck T.F., Livingston J.M., Russell P.B., Ingold T., Slutsker I. Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods // Appl. Opt. 2001. V. 40, N 12. P. 1886–1896.
6. Brooks D.R., Mims F.M., Roettger R. Inexpensive Near-IR Sun Photometer for Measuring Total Column Water Vapor // J. Atmos. and Ocean. Technol. 2007. V. 24, iss. 7. P. 1268–1276.
7. Гуди Р. Атмосферная радиация. М.: Мир, 1966. 417 с.
8. Фирсов К.М., Воронина Ю.В., Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Определение общего содержания паров воды по измерениям солнечного фотометра // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18, № 11. С. 993–998.
9. Чеснокова Т.Ю., Фирсов К.М., Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Спектроскопическое обеспечение для функционирования солнечного фотометра SP-6 // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17, № 11. С. 912–915.
10. Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., and Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km) // Air Force Geophys. Laborat. AFGL-TR-86-0110. Environ. Res. Paper. N 954. 25 p.
11. Складнева Т.К., Ломакина Н.Я., Бедарева Т.В. Пространственное распределение общего содержания водяного пара и озона в континентальных районах Сибири и переходной зоне «материк–океан» Дальнего Востока // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1077–1083.
12. Rothman L.S., Gordon I.E., Barbe A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Fally S., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacome N., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinsland C.P., Rotger M., Simecková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Vander Auwera J. The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2009. V. 110, N 9–10. P. 533–572.
13. Clough S., Shephard M., Mlawer E., Delamere J., Iacono M., Cady-Pereira K., Boukabara S., Brown P.D. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2005. V. 91, iss. 2. P. 233–244.