

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБЩЕГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКОЙ ГИГРОМЕТРИИ.

Ч. 1. АНАЛИЗ МЕТОДИКИ И РЕЗУЛЬТАТОВ КАЛИБРОВКИ

Приведено описание характеристик спектральных каналов оптического гигрометра и условий исследований влагосодержания атмосферы спектроскопическим методом в ближнем ИК-диапазоне спектра ($\lambda = 0,94$ мкм). Проанализированы различные варианты методик измерений с учетом влияния изменчивости спектрального хода аэрозольной оптической толщи. Рассмотрены оценки погрешности и результаты градуировки двух- и трехканальной методики по данным аэрологического зондирования.

1. Введение

Исследование закономерностей пространственно-временной изменчивости интегрального влагосодержания (паросодержания) атмосферы имеет важное значение для решения широкого круга атмосферно-оптических и климатологических задач.

Наряду с известной общей тенденцией роста влагосодержания атмосферы W от зимы к лету и при уменьшении широты наблюдаются сложные колебания этой величины под влиянием геофизических условий конкретного места и времени [1].

Основная часть информации по изменчивости W была получена на основе шарзондовых наблюдений (обычно два раза в сутки) на сети аэрологических станций [2]. В то же время при исследовании динамики W в масштабе суточных колебаний и в экспедиционных условиях более перспективным является метод оптической гигрометрии или спектроскопический [3, 4]. Наибольшее распространение спектроскопические измерения W получили в варианте фильтровых солнечных фотометров с использованием полосы поглощения водяного пара 0,94 мкм [5 – 9].

В основе метода оптической гигрометрии заложено использование взаимосвязи между W и относительной глубиной полосы поглощения водяного пара, которая обычно определяется в виде соотношений [5, 6]:

$$V(W) = 2 I_2 / (I_1 + I_3) \text{ или } V(W) = I_2 / I_1, \quad (1)$$

где I_2 – интенсивность излучения в спектральном участке максимума полосы поглощения; I_1, I_3 – интенсивности в соседних участках вне полосы поглощения.

При определении W спектроскопическим методом используются различные подходы, основанные либо на непосредственном нахождении эмпирической зависимости соотношения сигналов (1) с влагосодержанием, измеренным радиозондовым методом [4 – 6], либо с привлечением результатов лабораторных экспериментов и модельных представлений о характере взаимосвязи W с оптической толщиной водяного пара [8, 10]. Погрешность спектроскопического метода зависит в основном от точности абсолютной калибровки и оценивается не более 10 – 20% [4, 7, 8].

2. Условия проведения экспериментов

В интересах выполнения Государственной программы <Глобальные изменения окружающей среды и климата> и программы СО РАН <Климатоэкологический мониторинг Сибири> авторами были проведены в 1992 – 1994 гг. исследования временной изменчивости W в районе г. Томска.

В измерениях влагосодержания использовался модифицированный солнечный фотометр АМСФ [11]. Характеристики спектральных каналов (учитывающие пропускания интерференци-

онных светофильтров, входного окна, чувствительность фотоприемника и др.) приведены на рис. 1. Максимумы полос пропускания светофильтров соответствуют длинам волн $\lambda_1 = 870$ нм, $\lambda_2 = 940$ нм, $\lambda_3 = 1061$ нм. На этом же рисунке показана прозрачность атмосферы, обусловленная поглощением парами воды и рассчитанная по модели LOWTRAN-7 [12] (лето средних широт).

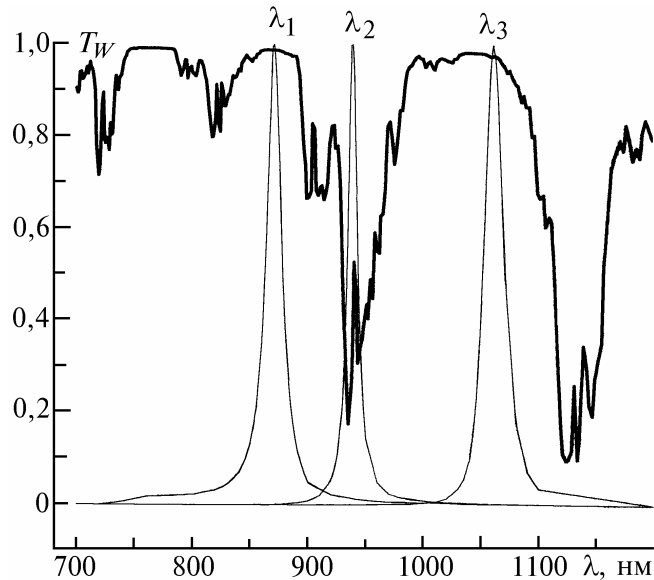


Рис. 1. Характеристики спектральных каналов (относительные единицы) и прозрачность атмосферы для паров воды по модели LOWTRAN-7 (лето средних широт)

Общее влагосодержание атмосферы W_a (аэрологическое), используемое для калибровки, определялось путем интегрирования по высоте профиля абсолютной влажности. Расчет абсолютной влажности осуществлялся по данным точки росы (калибровка 1994 г.) или температуры и относительной влажности (1992 г.) с использованием формулы Гоффа и Грача (см., например, [1]), рекомендованной Всемирной метеорологической организацией.

3. Анализ методик

Рассмотрим особенности различных вариантов двух- и трехканальной методик измерений.

В соответствии с законом Бугера для измеряемых интенсивностей сигналов солнечного излучения можно записать

$$U_i = k_i I_i = k_i I_{0_i} \exp(-m\tau_i^a) T_W, \tag{2}$$

где I_{0_i} – внеатмосферная постоянная солнечного излучения; k_i – приборная константа; τ_i^a – оптическая толщина, обусловленная рэлеевским и аэрозольным рассеянием; T_W – спектральная функция пропускания, обусловленная поглощением парами воды.

Тогда для двухканальной методики, при отсутствии поглощения в канале $I_{0,87}$ ($I_{1,06}$), соотношение сигналов выразится в виде

$$V_2 = \frac{k_2 I_{0_2}}{k_1 I_{0_1}} \exp [m (\tau_1^a - \tau_2^a)] T_{2W}, \tag{3}$$

причем связь T_W с влагосодержанием (см., например, [8]) может быть представлена зависимостью

$$T_W = \exp(- [a + b \sqrt{m W}]), \tag{4}$$

где a и b – константы модели.

Следует заметить, что в более общем случае не всегда можно пренебречь поглощением в канале λ_1 (λ_3), поэтому под T_{2W} в выражении (3) подразумевается некоторое эквивалентное значение, учитывающее совместное действие двух соседних каналов:

$$T_{2W} = \exp [(a_1 - a_2) + (b_1 - b_2) \sqrt{mW}]. \quad (5)$$

Аналогично в обозначении T_{3W} для трехканальной методики понимается соответствующее ее значение с учетом трех спектральных каналов (при доминирующем вкладе спектрального пропускания на длине волны λ_2).

Селективность спектрального хода $\tau_a(\lambda)$ в ИК-диапазоне определяется в основном аэрозольной компонентой и ее можно аппроксимировать известной формулой Ангстрема:

$$\tau_i^a = \beta \lambda_i^{-\alpha}, \quad (6)$$

где β – фактор мутности; α – показатель селективности.

Подставив (4), (6) в (3), получим выражение, описывающее характер функциональной зависимости $V_2(W)$:

$$V_2(W) = \left(\frac{k_2 I_{02}}{k_1 I_{01}} \right) \exp(-a) \exp[m\beta(\lambda_1^{-\alpha} - \lambda_2^{-\alpha})] \exp[-b(mW)^{1/2}] = V_{02} \gamma_2 \exp[-b(mW)^{1/2}], \quad (7)$$

где V_{02} – приборная константа двухканальной методики; $\gamma_2 = \exp[m\beta(\lambda_1^{-\alpha} - \lambda_2^{-\alpha})]$ – поправка на селективность спектрального хода $\tau_a(\lambda)$. Заметим, что при близких значениях λ_1, λ_2 поправка $\gamma_2 \rightarrow 1$.

Для оценки вариаций γ_2 воспользуемся результатами исследований аэрозольной оптической толщи в различных атмосферных условиях. Согласно [5] диапазон изменений α для различных районов (океан, аридная зона и т.д.) находится в пределах $0,2 \div 1,6$ при среднем значении $\bar{\alpha} \approx 1$. Полный диапазон изменений τ в области $0,9$ мкм можно оценить величиной $0,03 - 0,35$ при среднем значении $\bar{\tau}_1 \approx 0,13$. В соответствии с этим для максимального диапазона изменчивости γ_2 можно записать

$$\left(\frac{\Delta\gamma}{\gamma} \right)^{\max} = m \left\{ \left[1 - (\lambda_1 / \lambda_2)^{\bar{\alpha}} \right]^2 \Delta\tau^2 + \left[\bar{\tau}_1 (\lambda_1 / \lambda_2)^{\bar{\alpha}} \ln(\lambda_2 / \lambda_1) \right]^2 \Delta\alpha^2 \right\}^{1/2} \approx 0,0272 m (2,72 m\%). \quad (8)$$

Из (8) следует, что из-за большой неопределенности значения τ вариации γ_2 превышают погрешность измерения сигналов и ими нельзя пренебречь. Использование в двухканальном методе дополнительной информации о τ (т.е. проведение корректировки на аэрозольную оптическую толщину; с $\Delta\tau \approx 0,03$) позволяет несколько снизить изменчивость поправки γ_2 . Величина $(\Delta\gamma/\gamma)^{\max}$ в этом случае составляет $1,32 m\%$.

Представляет определенный интерес вариант двухканальной методики с использованием широкого и узкого спектральных каналов, центрированных относительно максимума полосы поглощения [7]. В этом случае можно показать, что поправка γ_2 в уравнении (7) при реальном диапазоне изменений α практически не отличается от единицы, то есть исключается влияние на метод изменения спектрального хода $\tau^a(\lambda)$. Недостатком же такого варианта является более слабая зависимость V_2 от mW из-за меньших, по сравнению с другими методами, значений константы b . Такой вариант двухканальной методики авторами не применялся, поэтому для краткости изложения расчет оценок γ_2 и b не приводится.

При реализации трехканальной методики потенциально может быть уменьшена зависимость от $\tau^a(\lambda)$. Так, в варианте, использованном, например, авторами [6], исходное соотношение (1) может быть представлено в виде

$$V_3' = \frac{2 I_{02} k_2 T_3 W}{k_1 I_{01} \exp[m(\tau_2 - \tau_1)] + k_3 I_{03} \exp[m(\tau_2 - \tau_3)]} \quad (9)$$

Экспоненты в (9) можно разложить в ряд относительно малых $(\tau_2 - \tau_i)$ и после несложных преобразований получить

$$V_3' \approx \frac{2 k_2 I_{02} \exp(a - b\sqrt{mW})}{(k_1 I_{01} + k_3 I_{03}) \{1 + m \tau_1 [(\lambda_1 / \lambda_2)^\alpha - (\lambda_1 / \lambda_3)^\alpha + n (\lambda_1 / \lambda_3)^\alpha - n]\}} = V_{03}' \exp(-b\sqrt{mW}) \gamma_3', \quad (10)$$

где V_{03}' – приборная константа;

$\gamma_3' = \{1 + m \tau_1 [(\lambda_1 / \lambda_2)^\alpha - (\lambda_1 / \lambda_3)^\alpha + n (\lambda_1 / \lambda_3)^\alpha - n]\}^{-1}$; $n = k_1 I_{01} / (k_1 I_{01} + k_3 I_{03})$ – коэффициент соотношения сигналов U_{01} и U_{03} .

Для оценки $(\Delta\gamma/\gamma)$ воспользуемся теми же значениями $\Delta\alpha$ и $\Delta\tau$. Тогда для частного случая $n = 0,5$ (сигналы в первом и третьем каналах одинаковы) получим

$$\left(\frac{\Delta\gamma}{\gamma}\right)^{\max} \approx \frac{m}{2} \left\{ \left[2 \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^\alpha - 1 - \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_3}\right)^\alpha \right]^2 \Delta\tau^2 + \left[2 \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^\alpha \ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right) + \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_3}\right)^\alpha \ln\left(\frac{\lambda_3}{\lambda_1}\right) \right]^2 \bar{\tau}_1^2 \Delta\alpha^2 \right\}^{1/2} \approx 0,52m\%, \quad (11)$$

что значительно лучше двухканальной методики. В то же время при неправильно выбранном соотношении сигналов (n) диапазон вариаций γ_3' увеличивается и его влияние на погрешность становится соизмеримым с двухканальной методикой.

Аналогично можно проследить увеличение погрешности из-за неправильного выбора длин волн λ_1, λ_3 относительно λ_2 . Суммируя, можно заключить, что трехканальная методика [6] менее чувствительна к изменению τ^a , но при больших различиях сигналов U_{03}, U_{01} и разностей $(\lambda_3 - \lambda_2), (\lambda_1 - \lambda_2)$ она (методика) вырождается в двухканальную.

С точки зрения влияния изменчивости $\tau^a(\lambda)$ более предпочтителен другой вариант трехканальной методики:

$$V_3'' = \frac{U_2^2}{U_1 U_3} = \frac{(k_2 I_{02})^2}{k_1 I_{01} k_3 I_{03}} T_3'' \exp[m(\tau_1 + \tau_3 - 2\tau_2)] \approx V_{03}'' \exp(-2b\sqrt{mW}) \gamma_3'', \quad (12)$$

где $\gamma_3'' = \exp\{m \tau_1 [1 + (\lambda_1 / \lambda_3)^\alpha - 2(\lambda_1 / \lambda_2)^\alpha]\}$.

Повторив процедуру оценки максимальной изменчивости γ , получим

$$\left(\frac{\Delta\gamma}{\gamma}\right)^{\max} \approx m \left\{ \left[1 + \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_3}\right)^\alpha - 2 \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^\alpha \right]^2 \Delta\tau^2 + \left[\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_3}\right)^\alpha \ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_3}\right) + 2 \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^\alpha \ln\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right) \right]^2 \bar{\tau}_1^2 \Delta\alpha^2 \right\}^{1/2} \approx 1,03m\%. \quad (13)$$

То есть в трехканальном методе влияние изменчивости γ даже меньше соответствующей величины для двухканального метода с корректировкой на аэрозоль – 1,32 m%.

Сопоставляя (7), (10), (12), можно сделать вывод, что выражения $V_i(mW)$ рассмотренных методов имеют одинаковую функциональную зависимость, а отличия состоят в разном влиянии на них вариаций τ^a и в значениях константы b , зависящей от выбранных спектральных каналов.

4. Результаты калибровки

Градуировка спектроскопических измерений осуществлялась по результатам аэрологического зондирования, проводившегося непосредственно в точке наблюдений. Результаты 1992 – 1993 гг. были прокалиброваны по пяти запускам зондов в районе г. Томска (06.07 – 15.07.92). В 1994 г. калибровка была проведена во время морской экспедиции в районе Канарских островов (17 запусков зондов в период 2.05 – 22.05.94).

Проанализируем результаты калибровки на примере более полных и надежных данных 1994 г. Процедура получения градуировочной зависимости включала два этапа. На первом – использовались данные, измеренные в период $t = \pm 1$ ч относительно времени запуска шара-зонда.

На втором этапе на основе сопоставления значений V_2 с аэрологическими данными ($W_a m$) определялась приближенная градуировка и рассчитывались величины влагосодержания W_c спектроскопического метода.

Полученные таким образом W анализировались на стабильность ($\delta W / W < 10\%$), и для каждого дня окончательно определялся период t_p , в течение которого результаты совместных измерений могли бы быть использованы для калибровки.

Окончательная калибровка оптического гигрометра проводилась для трех вариантов определения W : $V_2' = U_{0,94} / U_{0,87}$ (с коррекцией на τ^a , / * / и без); $V_2'' = U_{0,94} / U_{1,06}$ и $V_3'' = U_{0,94}^2 / (U_{0,87} U_{1,06})$.

Результаты сопоставления оптических V_i и аэрологических ($m W_a$) данных показывают, что они действительно хорошо описываются зависимостью типа (7). В качестве примера на рис. 2 приведена аппроксимационная зависимость при значениях $(V_{02}\gamma_2) = 2,275$ и $b = 0,618$ для первого варианта двухканальной методики (V_2).

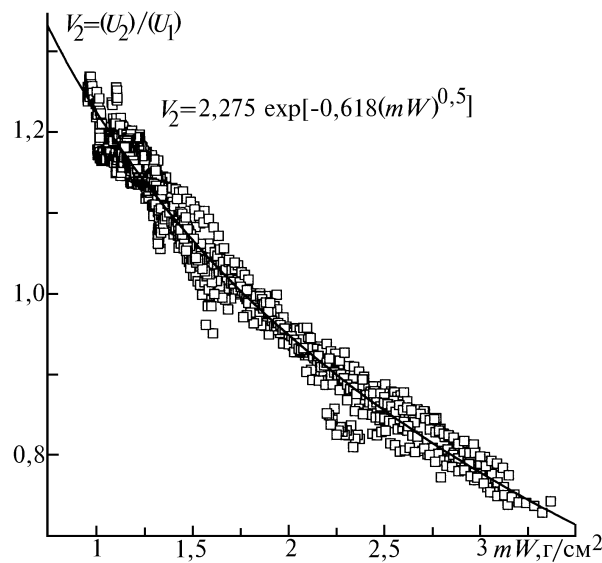


Рис. 2. Результаты сопоставления отношения фотометрических сигналов V_2 с аэрологическими данными $m W_a$ и аппроксимационная кривая

Для аналитического описания калибровочных графиков и оценки погрешностей в дальнейшем можно перейти к логарифмической форме представления (7), (10), (12):

$$\ln(V_i) = \ln \gamma V_{0i} - b\sqrt{m W}; \quad (14)$$

$$W_c = (\ln V_i - \ln \gamma V_{0i})^2 / m b^2. \quad (15)$$

Вариант методики	$\ln V_0$	$\sigma \ln V_0$	b	σ_b	r	σ_W	N
V_2'	0,822	0,004	0,618	0,003	-0,986	0,066	959
$V_2''^*$	0,818	0,004	0,616	0,003	-0,986	0,068	959
V_2''	1,425	0,005	0,646	0,004	-0,984	0,073	959
V_3''	2,247	0,008	0,632	0,004	-0,988	0,064	959
$V_2(1992)$	0,734	0,010	0,473	0,005	-0,996	0,054	65

Результаты линейной аппроксимации $\ln V_i$ от $\sqrt{m W}$ для различных вариантов представления на рис. 3, а в таблице сведены параметры аппроксимационных соотношений $\ln V_{0i}$ и b , их среднеквадратические отклонения σ и коэффициенты взаимной корреляции $r[\ln(V), (m W)^{0,5}]$.

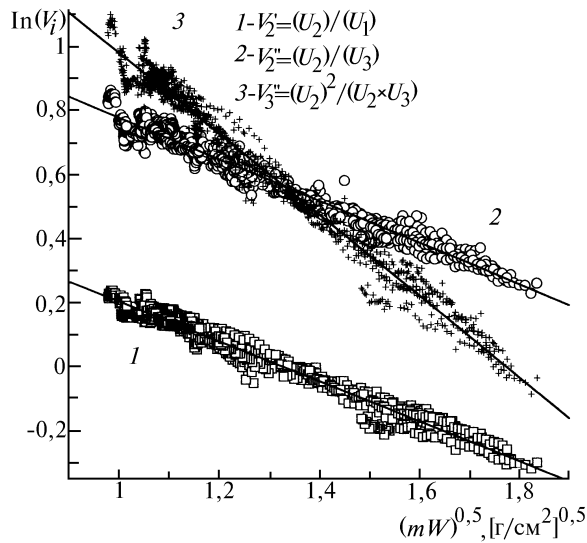


Рис. 3. Градуировочные зависимости $\ln V_i$ от \sqrt{mW} для трех вариантов определения W спектроскопическим методом

Аналогичные расчеты калибровочных зависимостей были проведены и для другого представления зависимости T_W в виде [9]

$$T_W = \exp [- b(mW)^{0.57}]. \quad (16)$$

Характеристики аппроксимационного соотношения в этом случае оказались аналогичными, а различие состоит только в самих значениях $\ln V_{0i}$ и b .

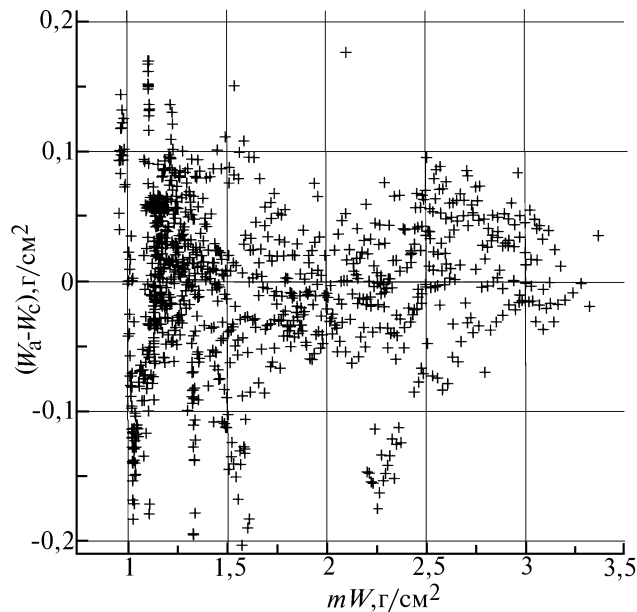


Рис. 4. Зависимость разности значений W_a и W_c , рассчитанных по трехканальной методике, от величины mW_a

Для оценки влияния геометрических условий наблюдений на погрешность определения влагосодержания рассчитывались значения разности $(W_a - W_c)$ для разных значений mW (рис. 4). По данным, приведенным на рисунке, можно проследить тенденцию к увеличению погрешности в области малых значений mW . Наиболее вероятным объяснением этого факта является снижение чувствительности метода при малых оптических толщах τ_w и увеличение погрешности слежения за Солнцем при больших углах наблюдения (конструктивные особенности следящей системы).

Верхнюю границу случайной погрешности спектроскопических измерений можно оценить по среднеквадратическому отклонению σ_W для значений $(W_a - W_c)$, которое для различных методик находится в пределах $0,064 \div 0,073$ (см. таблицу). Максимальный диапазон расхождений W_a и W_c не превышает $0,2 \text{ г/см}^2$ (рис. 4). При этом следует иметь в виду, что изображенные на рисунке расхождения показаний двух методов включают случайные погрешности как спектроскопического, так и радиозондового методов. Погрешность радиозондовых измерений оценивается на уровне $0,14 \text{ г/см}^2$ [13] или 13% [9].

Определенным недостатком калибровки 1994 г. является малый диапазон влагосодержаний атмосферы в период проведения радиозондирований ($W_a = 0,94 \div 1,46 \text{ г/см}^2$). Поэтому при измерении больших влагосодержаний возможно некоторое увеличение погрешности.

Калибровка 1992 г. осуществлялась в условиях более высоких влагосодержаний ($W_a = 1,65 \div 3,00 \text{ г/см}^2$). Характеристики градуировки приведены в нижней строке таблицы.

Заключение

Таким образом, проведенный анализ методик и результаты калибровки позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Зависимость отношения фотометрических сигналов V_p , измеряемых на 2-х (3-х) длинах волн в области полосы поглощения H_2O , равной $0,94 \text{ мкм}$, хорошо аппроксимируется экспоненциальной функцией с показателем степени $(mW)^{0.5}$ или $(mW)^{0.57}$.

2. Чувствительность рассмотренных методик (степень взаимосвязи V_i с W) примерно одинакова, но, с точки зрения потенциально меньшего влияния на них $\tau^a(\lambda)$, наиболее эффективной является трехканальная в виде (12).

3. Верхнюю границу погрешности определения влагосодержания по результатам проведенной градуировки можно оценить величиной $0,07 \text{ г/см}^2$.

В заключение авторы выражают благодарность за материалы аэрологического зондирования, предоставленные заведующим лабораторией оптической погоды ИОА СО РАН Б.Д. Беланом и руководством Канарской экспедиции 1994 г. (капитан судна Роберто Гонзалес Диас, соруководители проекта Октавио Линас Гонзалес и Пабло Клементе-Колон).

1. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 264 с.
2. Комаров В.С. // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1976. Вып. 28. 52 с.
3. Броунштейн А.М., Казакова Н.В. // Тр. ГГО. 1969. Вып. 237. С. 18–22.
4. Арефьев В.Н., Сизов Н.И., Устинов В.П. // Тр. ИЭМ. 1982. Вып. 12 (96). С. 25–31.
5. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 224 с.
6. Глушко В.Н., Иванов А.И., Лифшиц Г.Ш., Федулин И.А. Рассеяние инфракрасного излучения в безоблачной атмосфере. Алма-Ата: Наука, 1974. 210 с.
7. Fronin R., Deschamps P.-Y., Lecomte P. // Journal of Applied Meteorology. 1990. V. 29. N 6. P. 448–460.
8. Thome K.J., Herman B.M., Reagan J.A. // Journal of Applied Meteorology. 1992. Vol. 31. N 2. P. 157–165.
9. Bruegge C.J., Conel J.E., Green R.D., Margolis J.S., Holm R.G., Toon G. // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. ND17. Nov. 30. P. 18759–18768.
10. Houghton J.T., Sealy J.S. // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1960. V. 86. N 369. P. 359–370.
11. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Сутормин А.М., Турчинович С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. N 4. С. 444–451.
12. Kneizys F., Anderson G., Shettle E., et. al. 1988. Users Guide to LOWTRAN-7. AFGL – TR – 88 – 0177. 137 p.
13. Евсеева Л.С., Ершов А.Т., Самойленко В.С. // ТРОПЭКС–74. Т. 1. Атмосфера. Л.: Гидрометеоздат, 1976. С. 526–537.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
25 ноября 1994 г.

D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. Results of Investigation of Total Moisture Content in the Atmosphere by Optical Hygrometry Method. Part 1. Analysis of the Method and Calibration Results.

The characteristics of spectral channel of the optical hygrometer and conditions for investigation of moisture content in the atmosphere within near IR range ($\lambda = 0,94 \text{ }\mu\text{m}$) by spectroscopic method are described. Different measuring methods taking into account the variability of spectral behaviour of aerosol optical thickness are analyzed. Estimate of errors and calibration results on two- and three - channel methods, derived from aerologic sounding data, are presented.