

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА В ТУРБУЛЕНТНОЙ АТМОСФЕРЕ

Носов В.В., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, РФ

e-mail: nosov@iao.ru, lukin@iao.ru, nev@iao.ru, torgaev@iao.ru

Рассмотрено влияние влажности воздуха на астроклиматические характеристики приземного слоя турбулентной атмосферы. Приведены результаты долговременных измерений характеристик турбулентной атмосферы в 2020-2022 гг. на экспериментальных площадках ИОА СО РАН. Показано, что сезонные средние значения абсолютной влажности в течение трех лет измерений слабо менялись, а наибольших значений абсолютная влажность достигает при летних высоких температурах. Экспериментально показано, что интенсивность атмосферной турбулентности значительно зависит от влажности воздуха, наблюдается существенное снижение значений структурной характеристики показателя преломления C_n^2 в три раза при высоких значениях абсолютной влажности.

Кроме количества ясных дней (ночей) за год, к основным факторам, влияющим на астроклиматические условия наблюдений, также относят: интенсивность турбулентности атмосферы, перепады температур ($\Delta t = 1^\circ \text{C}$ изменяет показатель преломления на $\Delta n = 10^{-6}$ [1]), влажность воздуха, неоднородность нагрева подстилающей поверхности, систему местных ветров и более общих потоков воздушных масс, повторяемость различных ветров, рельеф местности, высота места и относительное поднятие над окружающей местностью [1-2].

К астроклиматическим характеристикам места также относят влажность воздуха, присутствие облачности вокруг места наблюдений, количество выпадающих осадков. Водяной пар в атмосфере значительно влияет на процессы поглощения и излучения радиации, на прозрачность (замутненность) атмосферы в видимой и инфракрасной (60 – 130 мкм) областях спектра распространяющегося излучения. Также в субмиллиметровой и миллиметровой части спектра (200 – 1500 мкм, терагерцевое излучение, субмиллиметровая астрономия) находится большое количество полос поглощения водяного пара.

Например, предполагается, что вследствие отсутствия осадков в высокогорной пустыне Атакама Чилийских Анд, где в отдельных районах дождей не было сотни лет, для расположенных здесь телескопов Европейской южной обсерватории (ESO) достигается лучшая детальность получаемых оптических изображений. Угловое разрешение для ESO составляет менее 1". Отсутствие дождей здесь есть следствие высоты (средняя высота около 4000 м, высота горы Аконкагуа – 6961 м) и протяженности Чилийских Анд (около 9000 км), отсекающих влажные воздушные массы с побережья Тихого океана от суши Южной Америки. Воздушные потоки, все же преодолевшие горы, влагу оставляют на подъеме в горы при повышенной конденсации и осадках, вследствие понижения температуры с высотой и уменьшения плотности воздуха (влажная и сухая адиабаты). Поэтому результаты, достигнутые для телескопов ESO, вероятно, оказываются следствием высокогорного рельефа места, и

возникающей за препятствием для воздушных потоков стабильности метеорологических условий пустыни Атакама.

Общая масса воды на земле составляет порядка $1.46 \cdot 10^{18}$ т. Масса водяного пара в атмосфере на пять порядков меньше – $1.27 \cdot 10^{13}$ т. Содержание водяного пара убывает с высотой, большая часть водяного пара (90 %) содержится в тропосферном слое атмосферы (80 % массы атмосферы) до высот 8–10 км [3]. Такая огромная масса водяного пара оказывается на больших высотах, так как плотность влажного воздуха меньше сухого. Кроме того, влага переносится упорядоченными воздушными течениями, за счет конвекции и путем турбулентного перемешивания [4]. Скорость вертикальных потоков в области конвекции при образовании облаков достигает до скоростей в 10–20 м/с. Цикл испарение-конденсация в среднем составляет в атмосфере 8-10 суток. Процессы испарения и конденсации сопровождаются значительным поглощением и выделением тепла, что сказывается на тепловом режиме соответствующих слоев атмосферы. На испарение расходуется значительная часть (до 30 %) от суммарной солнечной радиации, поглощенной Землей [4, 5]. Приток тепла от конденсации водяного пара в атмосфере, равный затратам тепла на испарение, примерно в 15 раз превышает скорость генерации кинетической энергии всей атмосферы [4]. Водяной пар является одним из основных парниковых газов с наиболее значительным вкладом в поглощение излучения с поверхности земли и существенно влияет на климат. Поэтому влажность воздуха оказывает значительное влияние на атмосферные явления, в том числе на турбулентность атмосферы.

Влажность, как меру количества воды в атмосфере, принято оценивать при помощи таких гигрометрических характеристик как относительная r и абсолютная q влажности, температура точки росы T_d , парциальное давление (упругость) водяного пара e и давление насыщенного водяного пара E .

Абсолютная влажность q – масса водяного пара, содержащаяся в единице объема воздуха или плотность содержащегося в воздухе водяного пара

$$q = m / V \text{ [г/м}^3\text{]}.$$

В атмосфере q колеблется от 0,1 г/м³ до 30 г/м³.

Относительная влажность воздуха r – это степень насыщения воздуха водяным паром, она определяется в процентах отношения парциального давления водяного пара в воздухе e к давлению насыщенного водяного пара E

$$r = e / E \cdot 100 \% .$$

Экспериментально установлено [4], что при условиях, наблюдающихся в атмосфере в широком диапазоне температур 0-40° С, газы в составе воздуха ведут себя как идеальный газ. Поэтому уравнение состояния водяного пара как парциального газа

$$e / q = R_w \cdot T$$

может быть получено из уравнения Менделеева-Клапейрона; $R_w = R / \mu_w = 461,5$ Дж/(кг·Кельвин) – удельная газовая постоянная водяного пара, R – универсальная газовая постоянная, $\mu_w = 18,015$ кг/кмоль – относительная молекулярная масса водяного пара. Тогда для абсолютной влажности q получаем выражение, связывающее ее с относительной влажностью r

$$q = e / (R_w \cdot T) = r E / (100 R_w \cdot T) .$$

Входящее в это соотношение давление насыщенного пара E является функцией температуры T , для которой имеются экспериментальные данные для различных условий. На их основе для вычисления давления E получены теоретико-эмпирические зависимости разной точности, используемые в метеорологической практике [3-8]. Наиболее часто используются варианты относительно простой и достаточно точной формулы Магнуса (Magnus) [7, 8]

$$E(T) = 6.1078 \cdot 10^{7.665T / (243.33 + T)} \text{ [мб]} .$$

Самыми точными считаются рекомендованные Всемирной метеорологической организацией формулы Гоффа и Грача (Goff–Gratch, 1946) [4], использовать которые затруднительно ввиду громоздкости. Для вычисления относительной влажности воздуха $r = p(T_d) / p(T) \cdot 100 \%$ используется, например, формула Бака (Buck, 1981)

$$p(T) = 6,1121 \cdot \exp \left(\frac{(18.678 - T / 234.5) \cdot T}{257.14 + T} \right) .$$

Для температуры точки росы T_d также имеются эмпирические выражения, например [3]

$$T_d = \frac{243,33 \cdot \lg(e / 6,107)}{7,665 - \lg(e / 6,107)} .$$

Экспериментальные наблюдения характеристик турбулентной атмосферы проводились в урбанизированном пограничном слое атмосферы на юго-восточной окраине г. Томска в период с 2020 по 2022 гг. и в Саянской солнечной обсерватории (ССО, 2018 г.). Для измерений использовались ультразвуковая станция АМК-03-4 [9], разработанная для измерений характеристик атмосферных метеорологических полей. При долговременных измерениях в Томске станция АМК-03-4 была установлена на высоте около 190 м от уровня моря на кровле здания (высотой 14,5 м). Для сравнения взяты данные наших измерений на высоте около 2000 м в горной местности в ССО, где метеорологическая станция АМК-03 находилась в 14 м восточнее Автоматизированного солнечного телескопа (АСТ) на 4 м мачте.

Как летом, так и зимой средняя скорость горизонтального ветра V в томских измерениях, по сравнению с ветром в горах, обычно остается невысокой: $\langle V_{2022} \rangle = 1,55$ м/с, $\langle V_{2021} \rangle = 1,26$ м/с, $\langle V_{2020} \rangle = 1,76$ м/с при максимальных значениях около $V = 5$ м/с. И только осенью

2020 г. зарегистрированы отдельные максимальные значения до $V = 15$ м/с. Интервалы осреднения данных составляли 3 минуты.

На рис. 1 представлены осредненные сглаженные графики данных долговременных измерений абсолютной влажности воздуха в Томске в 2020 г. (штрихпунктирная линия), в 2021 г. (штрихи) и 2022 г. (сплошная линия). Для иллюстрации изменений абсолютной влажности все зарегистрированные в течение трех лет данные наблюдений нанесены на одну годовую помесечную шкалу с мая по декабрь.

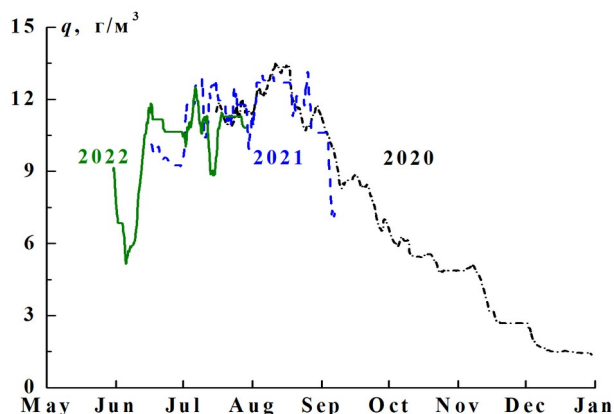


Рис. 1. Осредненные графики абсолютной влажности. Томск, 2020-2022 гг.

Как видно из рис. 1, там, где графики пересекаются по времени, полученные значения абсолютной влажности практически мало отличаются в разные годы. При максимальном среднем значении $\langle q_{max} \rangle = 21,3$ г/м³, наибольшие средние значения абсолютной влажности $q = 9-15$ г/м³ достигаются в летние месяцы. Наименьшие средние значения абсолютной влажности зарегистрированы при низких температурах зимой $q = 0,03$ г/м³, $\langle q_{min} \rangle = 1,4$ г/м³.

Приведем также для сравнения график (рис. 2) относительной влажности воздуха r . На рис. 2 показаны значения относительной влажности с июля по декабрь 2020 г., сплошная линия показывает средние значения. Как видно из рис. 2, относительная влажность в противоположность абсолютной минимальна в летние месяцы и возрастает до 100 % при низких температурах зимой. Аналогичное поведение относительной влажности получено в измерениях 2021 и 2022 гг. Относительная влажность r в зимнее время редко опускается ниже значений $r = 70-80$ %.

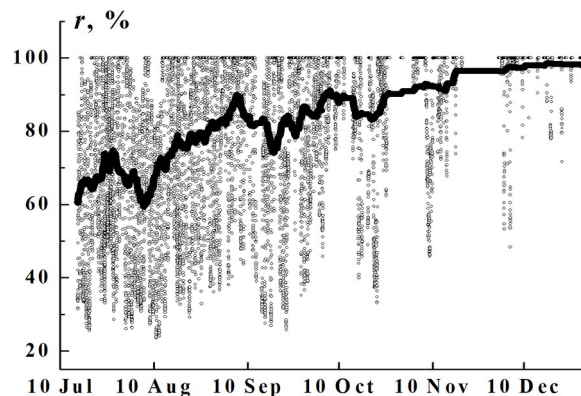


Рис. 2. Относительная влажность. Томск, 2020 г.

На рис. 3 приведены двухнедельные графики данных измерений абсолютной влажности воздуха q летом в июле и августе 2018 г. в ССО (треугольники) и 2022 г. в Томске (кружки). Средние значения абсолютной влажности в летних томских измерениях выше и находятся в диапазоне $q = 6-21$ г/м³. Как известно [4], абсолютная влажность в среднем убывает с высотой по степенному закону в зависимости от высоты z , и, согласно с известными формулами Гана или Зюринга [4], на высоте 2 км убывает примерно в два раза. По экспериментальным данным

на рис. 3 отношение средних абсолютных влажностей на высоте 190 м в томских измерениях и на высоте ССО 2 км составляет $q_{\text{Томск}} / q_{2000} \approx 1.5$.

Средние значения структурной характеристики показателя преломления $\langle C_n^2 \rangle$, характеризующей интенсивность турбулентности, незначительно отличаются в разные годы измерений в 2020-2022 гг., и в летнее время среднее значение составило около $\langle C_n^2 \rangle = 2,6 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$ при медианном среднем $\langle C_n^2 \rangle = 1,8 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$. В значительно отличающихся условиях наблюдений в высокогорье средние значения характеристики C_n^2 оказываются существенно ниже, так в ССО в 2018 г. $\langle C_n^2 \rangle = 2,0 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$ (медианное среднее $\langle C_n^2 \rangle = 1,4 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$).

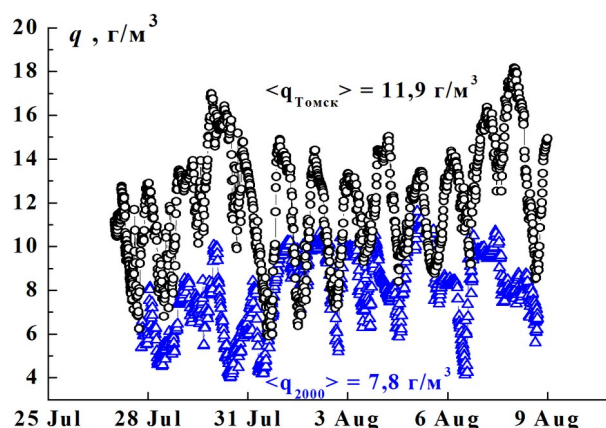


Рис. 3. Абсолютная влажность. Томск, 2020 г. Саяны, ССО. 2018 г.

На рис. 4, 5 приведены экспериментальные томские данные 2020 г. и 2022 г. для структурной характеристики C_n^2 как функции от абсолютной влажности q . На рис. 4, 5 светлые кружки показывают значения C_n^2 , сплошная линия – осредненные значения C_n^2 в трех диапазонах абсолютной влажности: $q_1 = 0-6 \text{ г/м}^3$, $q_2 = 6-11,2 \text{ г/м}^3$, $q_3 = 11,2-20 \text{ г/м}^3$. Средние значения C_n^2 для всех трех диапазонов приведены на рис. 4, 5 под графиками.

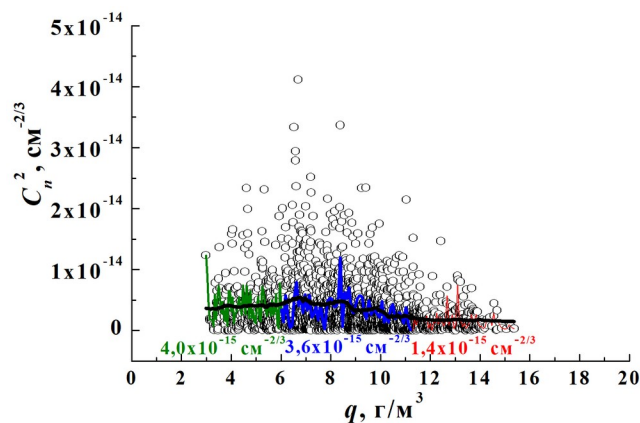
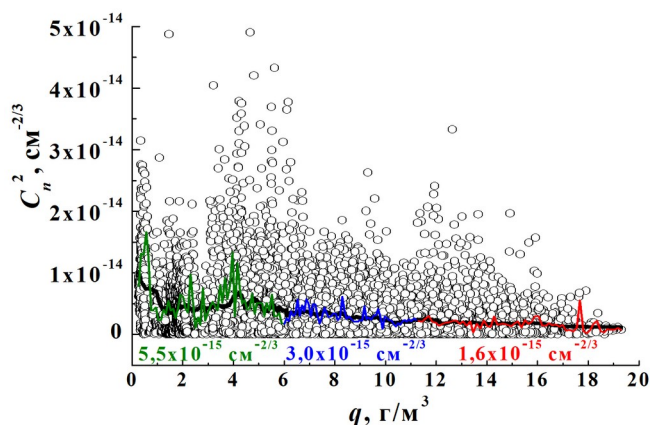


Рис. 4, 5. Структурная характеристика показателя преломления C_n^2 в зависимости от абсолютной влажности. Слева рис 4: Томск, 2020 г. Справа рис 5: Томск, 2022 г.

Из данных рис. 4, 5 видно, что наибольшие средние значения C_n^2 (сплошная кривая) достигаются при низкой абсолютной влажности. Затем во втором центральном диапазоне происходит уменьшение средних значений характеристики C_n^2 . При повышении абсолютной влажности выше значений $q = 11 \text{ г/м}^3$ интенсивность турбулентности C_n^2 значительно снижается до трех и более раз. Согласно рис. 4 достаточно часто встречающиеся максимальные значения абсолютной влажности у земли (при отсутствии крупных водоемов) не больше $q = 20 \text{ г/м}^3$. По формуле Гана относительно такого

наибольшего приземного значения абсолютная влажность еще может достигать значений больших $q = 11 \text{ г/м}^3$ до высот порядка $z_{\text{max}} = 1,5 \text{ км}$. Однако на таких высотах на влажность воздуха также значительно влияют окружающая облачность, осадки, пониженная температура.

Понижение интенсивности турбулентности при высокой влажности может быть связано с тем, что вес (плотность) влажного воздуха меньше сухого. При повышении влажности возникающий конвективный процесс создает восходящие потоки различной плотности и вихри, несколько "упорядочивая" атмосферу и уменьшая интенсивность турбулентности.

Таким образом, интенсивность атмосферной турбулентности значительно зависит от влажности воздуха, наблюдается существенное снижение значений структурной характеристики C_n^2 при высоких значениях абсолютной влажности более $q = 11 \text{ г/м}^3$. Следовательно, для невысокой местности летом вблизи водоемов повышенная абсолютная влажность может приводить к существенному снижению интенсивности турбулентности.

Исследование выполнено в рамках научной программы Национального центра физики и математики (проект «Физика высоких плотностей энергии. Этап 2023-2025»). Разработка методологии измерений, анализа и расчётов с использованием инфраструктуры ИОА СО РАН выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

1. Щеглов П.В. Проблемы оптической астрономии. М.: Наука, 1980. 272 с.
2. Колчинский И.Г. Оптическая нестабильность земной атмосферы по наблюдениям звезд. Киев: Наукова Думка, 1967, 183 с.
3. Седунов Я.С. Атмосфера. Справочник. Л: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
4. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
5. Тверской П.Н. Курс метеорологии Физика атмосферы. Л: Гидрометеиздат, 1962. 700 с.
6. Извеков Б.И., Кочин Н.Е. Динамическая метеорология. Часть 1. Л: Ленгедиздат ЦУЕГМС СССР, 1935. 351 с.
7. Buck Arden L. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor // American Meteorological Society. 1981. P. 1527-1532.
8. Hardy B. ITS-90 Formulations for Vapor Pressure, Frostpoint Temperature, Dewpoint Temperature, and Enhancement Factors in the Range -100 to $+100 \text{ C}$ // The Proceedings of the Third International Symposium on Humidity & Moisture. Thunder Scientific Corporation. 1998. P. 1-8.
9. Азбукин А.А., Богусевич А.Я., Лукин В.П., Носов В.В., Носов Е.В., Торгаев А.В. Аппаратно-программный комплекс для исследований структуры полей турбулентных флуктуаций температуры и ветра // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 5. С. 378-384.