

Оценка флуктуаций фазового запаздывания радиоволн в неоднородной атмосфере на основе данных радиометра-спектрометра К-диапазона

Д.П. Егоров¹, Б.Г. Кутуза¹, А.Б. Аквилонова²

¹ Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН
125009, г. Москва, ул. Моховая, 11, корп. 7.

E-mail: dobrix95@gmail.com, kutuza@cplire.ru

² Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН
141190, г. Фрязино, пл. Введенского, 1

E-mail: anna@sunclass.ire.rssi.ru

Изложена методика восстановления составляющих фазового запаздывания в водяном паре и коллоидально-устойчивых жидкокапельных облаках по яркостной температуре нисходящего излучения атмосферы. Приведены результаты обработки данных, полученных за летний и зимний периоды 2024 г. с помощью наземного СВЧ радиометра-спектрометра К-диапазона, установленного во Фрязинском филиале ИПЭ им. В.А. Котельникова РАН. Выполнен расчет структурных функций фазового запаздывания для временных интервалов от 11 секунд до 10 минут.

Ключевые слова: временные флуктуации, фазовое запаздывание, тропосферная задержка, яркостная температура, влагосодержание, водозапас облаков

Estimation of fluctuations in microwave phase delay for inhomogeneous atmosphere based on K-band radiometer-spectrometer data

D.P. Egorov¹, B.G. Kutuza¹, A.B. Akvilonova²

¹ Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics of RAS

² Fryazino branch of Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics of RAS

A method for reconstructing the phase delay components in water vapor and colloidally stable liquid droplet clouds from the brightness temperature of atmospheric downwelling radiation is described. The results of processing data obtained for the summer and winter periods of 2024 by means of ground-based microwave K-band radiometer-spectrometer placed at Fryazino branch of Kotelnikov IRE RAS are presented. The temporal structural functions of the phase delay components are calculated for time intervals from 11 seconds to 10 minutes.

Keywords: temporal fluctuations, path and phase delay, troposphere, brightness temperature, total water vapor, cloud liquid water content

Введение

Поиск возможных путей получения своевременных и точных данных о величине тропосферной задержки (запаздывания) распространения радиосигналов продиктован в первую очередь неуклонно возрастающими требованиями на качество и надежность работы микроволновых систем навигации и связи. Для решения некоторых современных задач уже требуется точность определения задержки до нескольких миллиметров в зенитном направлении, тогда как получение данных предполагается в реальном времени [1].

Тропосферное запаздывание L , в предположении отсутствия осадков, складывается из суммы составляющих запаздывания в сухом воздухе L_d , в водяном паре L_q и жидкокапельной составляющей L_w . Наибольший вклад в уровень полного запаздывания

L вносит запаздывание в сухом воздухе L_d . Для условий среднеширотной стандартной атмосферы [2] L_d составляет в зените около 2.4 м.

Второй по величине вклада в L является составляющая L_q , которая, однако, обладает значительно большей пространственно-временной изменчивостью по сравнению с L_d , что создает дополнительные сложности для ее точной и оперативной оценки. В зависимости от времени года, времени суток, а также особенностей вертикального распределения влажности в атмосфере L_q может принимать значения от 2 см до более 20 см для направления в зенит. Как показывают приведенные ниже результаты обработки экспериментальных данных, накопленных за 2024 г., даже за сравнительно небольшие интервалы времени до 3 ч величина L_q может изменяться более чем на 30%.

Наименьший вклад вносит составляющая L_w , обычно до нескольких миллиметров при наличии даже развитой облачности. Но при этом точная оценка значений L_w также представляет определенные трудности, прежде всего вызванные, аналогично, существенной изменчивостью поля водности облаков (при их наличии). Например, при прохождении мощных разорванных (кучевых) облаков, чередующихся с интервалами ясного неба, величина L_w для сигнала с частотой 10-20 ГГц может измениться от 0 см до 1 см и обратно менее чем за 10 мин. К тому же в отличие от L_d и L_q величина L_w демонстрирует зависимость от частоты ν . Эта зависимость почти не проявляется на сравнительно низких частотах, но становится более заметной при переходе к частотам, превышающим 10 ГГц [3], что требует особого рассмотрения в контексте постепенного перехода упомянутых систем к стандартам, использующим более высокие частотные диапазоны рабочих каналов (X-, Ku-, Ka-, Q- частотные диапазоны).

В то же время при наличии в облаке большого числа капель с эффективными размерами (диаметрами), превышающими 70-80 мкм, расчет L_w в микроволновом диапазоне уже не может производиться в приближении Релея [4], т.е. в предположении, что длина волны много больше размера частицы. В таком случае необходимо применять формулы теории Ми [5], ввиду чего расчетные модели в значительной степени усложняются. В данной работе, однако, этот случай не рассматривается, поскольку считается, что коллоидально-устойчивые облака содержат частицы, диаметр которых не превышает 70 мкм [4].

Учитывая такую изменчивость составляющих запаздывания в водяном паре и облаках, метод наземной СВЧ радиометрии является, по-видимому, единственным способом восстановления их значений в режиме реального времени с требуемой точностью. При этом СВЧ радиометрический метод позволяет получать данные в любое время суток, вне зависимости от текущих метеорологических условий.

Отметим, что часто необходимо знать не только саму величину запаздывания в некоторый момент времени или в точке пространства, но и оценить интенсивность ее флуктуаций на некотором пространственном или временном интервале [6]. Пространственно-временные флуктуации запаздывания, вызванные изменчивостью метеорологических условий, прежде всего необходимо учитывать в работе больших антенн и различных интерферометрических систем. Несмотря на всестороннее теоретическое рассмотрение влияния флуктуационных процессов в тропосфере на величину запаздывания [7, 8], экспериментальные данные по вариациям отдельных составляющих запаздывания в известной авторам литературе представлены в весьма ограниченном объеме.

Методика расчета составляющих запаздывания

Далее под обозначением L будем понимать строго задержку пути в единицах длины, а под φ – именно фазовое запаздывание, т.е. изменение фазы сигнала в радианах. Тогда L и φ будут связаны как

$$\varphi = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot L, \quad (1)$$

где λ – длина волны в тех же единицах, что и L .

Если известно высотное распределение коэффициента преломления $n_K(h)$ для некоторой составляющей K атмосферы (сухой воздух, водяной пар или облачные частицы), то задержка L_K (см) в приближении плоскостростой среды представима в виде

$$L_K = 10^{-6} \cdot \sec \theta \cdot \int_0^H N_K(z) dz, \quad (2)$$

где $N_K(h)$ – приведенный коэффициент преломления (рефракции) для данной составляющей (безразмерный), причем $10^{-6} \cdot N_K(h) = n_K(h) - 1$; в качестве H (км) понимается верхняя граница атмосферы, а θ – угол от направления в зенит.

Приведенный коэффициент преломления в сухом воздухе $N_d = N_d(h)$ хорошо приближается соотношениями [9]

$$N_d = 77.6 \cdot \frac{P_d}{T}, \quad P_d = P - e, \quad e = \frac{\rho \cdot T}{216.7}, \quad (3)$$

где высота h опущена, T (К) – высотный профиль температуры воздуха, P (гПа) – профиль полного (барометрического) давления атмосферы, P_d – давление сухого воздуха, e (гПа) – давление водяного пара, а ρ (г/м³) – абсолютная влажность.

Коэффициент N_q для водяного пара согласно последним уточнениям МСЭ [10] следует аппроксимировать моделью

$$N_q = 72 \cdot \frac{e}{T} + 3.75 \cdot 10^5 \cdot \frac{e}{T^2}, \quad (4)$$

где, как и в (3), T (К) – профиль термодинамической температуры, а e (гПа) – давление водяного пара. Существуют, однако, и другие модели, см. [3, 6].

Коэффициент N_w в слое из облачных частиц пропорционален водности w (г/м³) данного слоя, т.е. количеству содержащейся в нем жидкокапельной влаги. Переходя к высотным распределениям, запишем

$$N_w(h) = k'_w \cdot w(h), \quad (5)$$

где k'_w – коэффициент пропорциональности, который зависит от температуры T слоя с высотой h , а также от частоты излучения ν , т.е. $k'_w = k'_w(h) = k'_w(\nu, T(h))$. Тем не менее, в области сравнительно низких частот, $\nu < 10$ ГГц, эти зависимости проявляются слабо, а k'_w можно считать постоянной величиной, примерно равной 1.45 м³/г [9]. В общем же случае выражение для k'_w имеет следующий вид [6]

$$k'_w(\nu, T) = \frac{3}{2} \cdot \operatorname{Re}(\alpha'), \quad \alpha' = \frac{\varepsilon(\nu, T) - 1}{\varepsilon(\nu, T) + 2}. \quad (6)$$

Здесь α' – объемная поляризуемость сферической частицы (приведенная), а ε – комплексная диэлектрическая проницаемость воды, которую для выбранной частоты ν при заданной температуре T вычисляют с использованием «одномерной» [11] или «двумерной» [12] моделей Дебая.

Таким образом, знание высотных распределений температуры $T(h)$, давления $P(h)$ и влажности $\rho(h)$ воздуха в тропосфере позволяет произвести расчет коэффициентов $N_d(h)$, $N_q(h)$ и определить задержки L_d и L_q в сухом воздухе и водяном паре, соответственно. Знание $T(h)$ и профиля водности $w(h)$ позволяет определить составляющую задержки L_w .

Данные об этих высотных профилях, кроме водности, могут быть получены, во-первых, с помощью прямых радиозондовых (р/з) измерений. Несмотря на высокую точность регистрируемых значений, по причине дороговизны такие измерения, к сожалению, не проводятся чаще 2-4 раз за сутки. К числу других известных ограничений

относится невозможность получения строго вертикальных и мгновенных профилей метеопараметров, поскольку в процессе измерения радиозонд постепенно (до получаса) поднимается от поверхности на заданную высоту, при этом дрейфуя по направлению ветра.

Лучшей альтернативой радиозондовым измерениям представляется СВЧ радиометрический метод. С использованием наземных СВЧ радиометров информация о мгновенных вертикальных распределениях температуры воздуха и его влажности может быть получена с временным разрешением всего до нескольких секунд при пространственном разрешении до 200-300 м. Кроме того, в отличие от радиозондов радиометры позволяют оценить водность.

Метод СВЧ радиометрии заключается в регистрации яркостной температуры микроволнового излучения атмосферы с последующим решением соответствующих обратных задач восстановления значений метеорологических параметров по известной яркостной температуре. При этом восстановление искомых высотных распределений путем последовательных приближений [13] или нейронными сетями происходит обычно с учетом дополнительной априорной информации, такой как среднемесячные профили температуры и влажности в атмосфере. Большое значение имеет выбор частотных каналов, в которых выполняется измерение яркостной температуры. Каналы стараются выбирать таким образом, чтобы часть из них лежала непосредственно вблизи центров спектральных линий – пиков резонансного поглощения водяного пара и кислорода, тогда как остальные каналы располагают на склонах этих линий.

Эксперимент

В рамках текущего исследования данные о яркостных температурах были получены с использованием наземного СВЧ радиометра-спектрометра «P22M», установленного во Фрязинском филиале ИПЭ РАН [14]. Радиометр обладает флуктуационной чувствительностью 0.02 К при постоянной времени 0.3 с и имеет 47 измерительных каналов в диапазоне от 18 до 27.2 ГГц с шагом 200 МГц. Этот диапазон (К-диапазон) содержит первую вращательную линию резонансного поглощения водяного пара с центром 22.235 ГГц. Высокая температурная стабильность коэффициента усиления антенны радиометра «P22M» позволяет проводить непрерывные измерения частотных спектров яркостной температуры в течении длительных интервалов времени от 3 ч и более. Время получения полного спектра составляет около 11 с.

Помимо яркостных температур в расчетах в качестве априорных использовались синхронные данные о приповерхностных (на высоте около 15 м) величинах температуры T_0 , давления P_0 и абсолютной влажности ρ_0 воздуха, полученные с метеорологической станции, расположенной на расстоянии порядка 300 м от места установки радиометра. Также была получена информация об уровне осадков.

Приближение высотных профилей метеорологических параметров выполнялось в несколько упрощенном виде. Расчет профилей температуры и давления производился согласно модели стандартной атмосферы [2], но с учетом корректировки на измеренные приповерхностные значения T_0 и P_0 .

Высотный профиль абсолютной влажности ρ (г/м³) аппроксимировался как

$$\rho(h) = \rho_0 \cdot \exp\left(-\frac{\rho_0}{10 \cdot Q} \cdot h\right), \quad (7)$$

где h – высота в километрах, ρ_0 – приповерхностная величина абсолютной влажности (г/м³), а Q – оценка на полную массу водяного пара (влажность) в граммах в вертикальном столбе атмосферы с площадью основания 1 см².

Водность w вычислялась в соответствии с моделью [15]

$$w(h) = \begin{cases} \frac{W}{H_1} \cdot \frac{\Gamma(2 + \mu_0 + \psi_0)}{\Gamma(1 + \mu_0)\Gamma(1 + \psi_0)} \cdot \zeta^{\mu_0}(1 - \zeta^{\psi_0}), & \zeta = \frac{h - H_0}{H_1}, H_0 \leq h \leq H_0 + H_1; \\ 0, & h < H_0 \text{ или } h > H_0 + H_1, \end{cases} \quad (8)$$

где h – высота (км), Γ – гамма-функция, W – оценка на интегральный водозапас (водосодержание) облака в кг/м², H_0 – предполагаемая высота нижней кромки облаков (в расчетах принята постоянной и равной 1.1 км), H_1 – вертикальная протяженность (км). В среднем [15]

$$\mu_0 = 3.27, \quad \psi_0 = 0.67, \quad H_1 = 2.4 \cdot W^{0.43}.$$

Оценки интегральных параметров влагосодержания Q и водозапаса W получаются в результате решения обратной задачи

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^N (\gamma(v_i) - f(v_i, Q, W))^2 &\rightarrow \min_{Q, W}, \\ f(v_i, Q, W) &= \gamma_o(v_i) + k_\rho(v_i) \cdot Q + k_w''(v_i, t_w) \cdot W, \\ \gamma(v_i) &= \left(\ln(T_{cp}(v_i) - T_K) - \ln(T_{cp}(v_i) - T_b^\downarrow(v_i)) \right) \cdot \cos \theta, \\ T_{cp}(v_i) &= T^\downarrow(v_i) \cdot \left(1 - \exp(-\gamma_o(v_i) - \gamma_\rho(v_i)) \right)^{-1}, \\ k_\rho(v_i) &= \gamma_\rho(v_i) \cdot Q_*^{-1}, \\ k_w''(v_i, t_w) &= \frac{0.819 \cdot v_i}{\varepsilon'' \cdot (1 + \varepsilon_*^2)}, \quad \varepsilon_* = \frac{2 + \varepsilon'}{\varepsilon''}. \end{aligned} \quad (9)$$

Здесь v_i – частота излучения, N – количество частотных каналов (в нашем случае всего 47 каналов), T_b^\downarrow – регистрируемая радиометром яркостная температура нисходящего излучения, θ – угол наблюдения от направления в зенит (в эксперименте составил 51°), γ – восстановленная величина полного поглощения в реальной атмосфере в зените, $T_K = 2.729$ К – температура реликтового фона, T_{cp} – модельная оценка на среднюю абсолютную температуру атмосферы, T^\downarrow – яркостная температура модельной атмосферы (облака отсутствуют), γ_o и γ_ρ – модельные величины полного поглощения (также в зените) отдельно для кислорода и водяного пара [16], Q_* – интеграл (с учетом корректировки на измеренную метеостанцией абсолютную влажность ρ_0) стандартного вертикального профиля абсолютной влажности по высоте от уровня поверхности до H – верхней границы атмосферы (H принята равной 50 км), k_ρ – весовая функция поглощения в водяном паре, k_w'' – весовая функция поглощения в облаке [12], t_w – предполагаемая средняя эффективная температура облака (в расчетах принята равной 0°С), ε' и ε'' – зависящие от частоты v_i действительная и мнимая части комплексной диэлектрической проницаемости воды при температуре t_w . Расчет T^\downarrow , γ_o , γ_ρ , T_{cp} и Q_* производится в приближении стандартной атмосферы согласно [2], при этом в приведенные в рекомендации соотношения подставляются измеренные на метеостанциях приповерхностные значения T_0 , P_0 и ρ_0 .

Для дополнительной интерпретации результатов радиометрических измерений (см. ниже) используются данные радиозондирования атмосферы на аэрологической станции ЦАО 27713 «Долгопрудная» [17], которая располагается примерно в 33 км от места установки радиометра-спектрометра «Р22М». Радиозонды, выпускаемые ежедневно в 0 и 12 UTC, измеряют давление, температуру и относительную влажность атмосферы, скорость и направление ветра от поверхности до высоты 20-30 км. По предоставленным профилям были рассчитаны референсные значения влагосодержания $Q^{p/3}$.

Результаты

Для исследования изменчивости составляющих запаздывания в водяном паре и жидкокапельных облаках за 2024 г. были заведомо исключены из рассмотрения все измерительные сеансы, в ходе которых по данным метеорологических станций наблюдался ненулевой уровень осадков. Оставшиеся сеансы, где это возможно, были разделены на промежутки длительностью по 3 ч с перекрытием в 1 ч. Отдельно рассмотрены промежутки с 14:30 до 15:30 по Московскому времени (UTC+3), включающие момент дневного запуска радиозонда в г. Долгопрудный в 12:00 UTC (15:00 UTC+3).

Каждый трехчасовой промежуток содержит около 980 частотных спектров яркостной температуры, измеренной в 47 каналах от 18 до 27.2 ГГц (примерно 327 спектров за 1 ч). По всем имеющимся спектрам яркостной температуры с помощью многочастотного метода (9) произведен расчет значений интегральных параметров влаго- и водосодержания. Путем подстановки восстановленных значений Q и W в выражения (7) и (8) получены модельные высотные профили абсолютной влажности ρ и водности w , соответственно. С использованием этих профилей далее проведена оценка составляющей задержки в водяном паре L_q и жидкокапельной составляющей L_w для диапазона частот от 3 до 183 ГГц. Для отдельных частот также выполнен перерасчет задержек L_q и L_w в величины фазового запаздывания φ_q и φ_w .

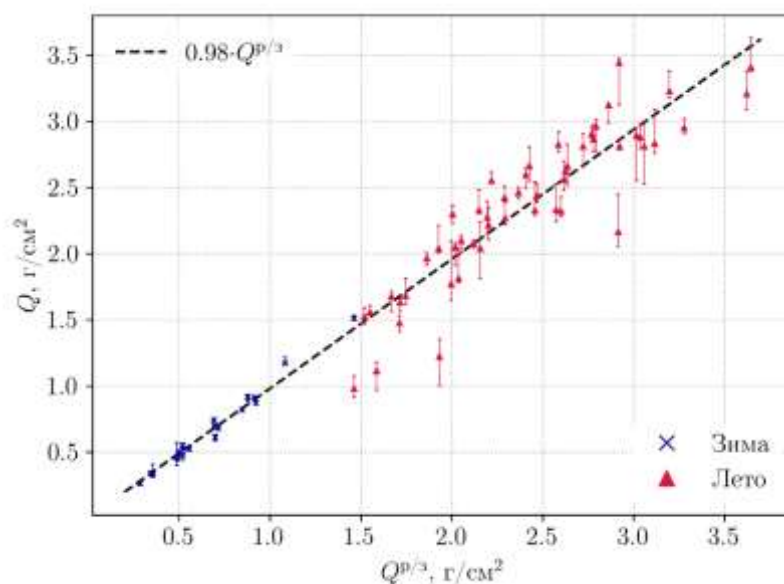


Рис. 1. Восстановленные по данным радиометра значения влагосодержания за интервал ± 30 мин от отметки 15:00 UTC+3 в зависимости от референсных значений влагосодержания, рассчитанных по данным радиозондов

Рис. 1 отражает разброс за 1 ч с 14:30 до 15:30 UTC+3 восстановленных по данным радиометра значений влагосодержания Q в зависимости от референсных значений влагосодержания $Q^{p/3}$, привязанных к моменту запуска радиозонда ровно в 15:00 UTC+3. Этот момент отмечен маркером. Красным цветом обозначен летний период, синим цветом – зимний. Черная пунктирная линия отражает результат линейной регрессии средних за интервал ± 5 минут от отметки 15:00 UTC+3 значений Q по $Q^{p/3}$.

Коэффициент наклона построенной регрессии составил 0.98 при свободном коэффициенте порядка 10^{-3} г/см². Это косвенно подтверждает корректность используемой «многочастотной» реализации СВЧ радиометрического метода (9). Причем коэффициент детерминации $R^2 = 0.95$. Несмотря на то, что радиометр и

радиозонд разнесены на расстояние порядка 33 км, в среднем абсолютное (по модулю) отклонение от предсказанного такой регрессией значения оказалось летом 0.18 г/см^2 , а зимой всего 0.03 г/см^2 , что составляет 8% и 5% от среднего влагосодержания $Q^{p/3}$ за летний и зимний периоды, соответственно. Однако максимальное по модулю отклонение за зимний период составило 0.11 г/см^2 при $Q^{p/3} = 1.08 \text{ г/см}^2$ (10%), тогда как за летний период – 0.68 г/см^2 при $Q^{p/3} = 1.95 \text{ г/см}^2$ (35%). Причиной этих отклонений является пространственная неоднородность поля влажности.

Изменения, вызванные временной изменчивостью поля влажности за 1 ч, отражены на рис. 1 доверительными интервалами. В предположении гипотезы Тейлора о «замороженной» турбулентности при средней горизонтальной составляющей скорости ветра в тропосфере равной примерно 10 м/с, один час в переходе от временных интервалов к пространственным будет соответствовать расстоянию около 36 км. В таком случае следует ожидать, что средний разброс (размах) значений влагосодержания Q , обусловленный временными вариациями влажности за 1 ч, должен быть приблизительно равен средней величине рассмотренного выше регрессионного отклонения, связанного с пространственным разнесением радиометра и радиозонда на 33 км. Максимальный разброс, в свою очередь, должен примерно соответствовать величине максимального абсолютного отклонения как для летнего, так и для зимнего периодов. Действительно, средний разброс летом составил 0.2 г/см^2 , зимой – 0.04 г/см^2 . Максимальный разброс за летний период – 0.46 г/см^2 , за зимний период – 0.17 г/см^2 .

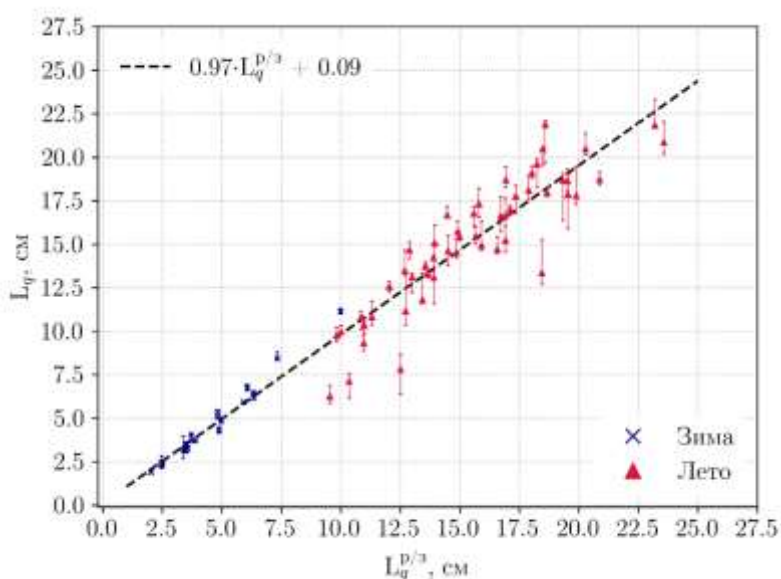


Рис. 2. Восстановленные по данным радиометра значения задержки в водяном паре за интервал ± 30 мин от отметки 15:00 UTC+3 в зависимости от референсных значений задержки, рассчитанных по данным радиозондов

На рис. 2 аналогичная рассмотренной выше зависимость приведена в пересчете на значения составляющей задержки в водяном паре (в зените). По оси абсцисс отложена референсная величина задержки $L_q^{p/3}$, которая рассчитывается для 15:00 UTC+3 по измеренным радиозондами профилям температуры, давления и влажности. По оси ординат – восстановленные по данным СВЧ радиометрии значения L_q . Черная пунктирная прямая отражает результат линейной регрессии усредненных за ± 5 минут от момента 15:00 UTC+3 значений L_q по $L_q^{p/3}$. Доверительные интервалы отражают изменения L_q за 1 ч с 14:30 до 15:30 UTC+3. Угловой коэффициент построенной регрессии составил 0.97 при свободном коэффициенте до 1 мм. Коэффициент

детерминации – 0.97. Абсолютное отклонение восстановленных значений L_q от предсказанных регрессией для летнего периода составило в среднем 1.22 см (макс. 4.67 см), для зимнего периода – в среднем 0.35 см (макс. 1.36 см). При этом средняя величина $L_q^{p/3}$ за летний период составила 15.52 см, а за зимний – всего 4.62 см. Средний (максимальный) разброс по L_q за 1 ч составил летом 1.36 см (3.12 см), а зимой – 0.34 см (1.22 см).

Оценка флуктуационной изменчивости составляющих запаздывания выполнена с использованием временных структурных функций (10). Расчет структурных функций производился по данным около 2200 трехчасовых промежутков временного хода яркостной температуры (осадки отсутствуют). Пусть $\varphi_K^\ell(v, t)$ – восстановленный в одном из таких промежутков ℓ временной ход фазового запаздывания сигнала с частотой v для атмосферной составляющей K . Временная структурная функция

$$D_K^\ell(v, \tau) = \langle |\varphi_K^\ell(v, t + \tau) - \varphi_K^\ell(v, t)|^2 \rangle_t, \quad (10)$$

где треугольные скобки означают операцию усреднения, а τ – временной интервал. Квадратный корень из D_K^ℓ

$$\delta\varphi_K^\ell = \sqrt{D_K^\ell(v, \tau)} \quad (11)$$

является мерой интенсивности временных флуктуаций фазового запаздывания [6] для выбранной составляющей K на промежутке ℓ .

Разделим доступный набор промежутков на четыре подгруппы (I)–(IV), в которых (I) средняя за все время (3 ч) величина влагосодержания $Q_{ср}^\ell$ оказалась меньше 0.5 г/см², (II) $0.5 < Q_{ср}^\ell < 1.5$ г/см², (III) $1.5 < Q_{ср}^\ell < 2.5$ г/см² и (IV) $2.5 < Q_{ср}^\ell < 3.5$ г/см². На рис. 3 в зависимости от временного интервала τ приведены расчетные значения средней интенсивности временных флуктуаций фазового запаздывания в водяном паре $\delta\varphi_q = \langle \delta\varphi_q^\ell(v, \tau) \rangle_\ell$, где $v \sim 30$ ГГц (длина волны $\lambda = 1$ см), а усреднение производится по подгруппам (I)–(IV), см. кривые (1)–(4), соответственно. Доверительные интервалы отражают разброс между минимальной $\min_\ell \delta\varphi_q^\ell$ и максимальной $\max_\ell \delta\varphi_q^\ell$ интенсивностью временных флуктуаций при заданных условиях (I)–(IV).

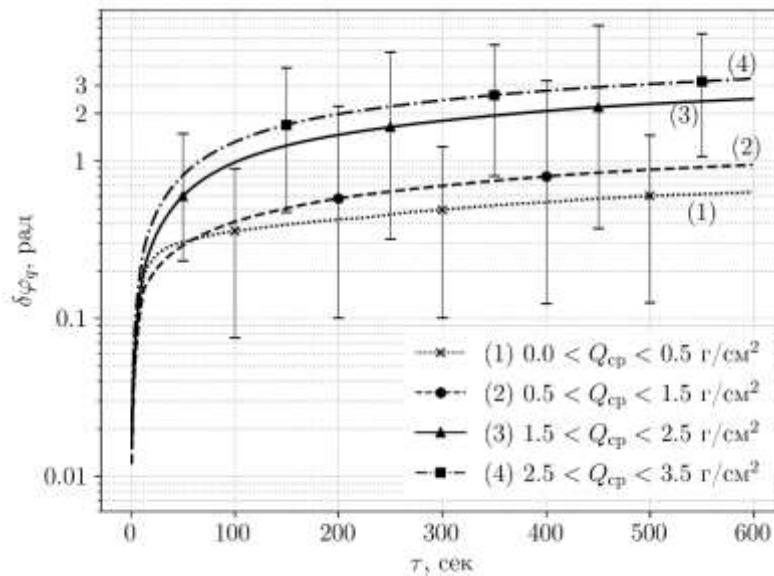


Рис. 3. Интенсивность флуктуаций фазового запаздывания в водяном паре $\delta\varphi_q$ в зависимости от временного интервала τ . Частота $v \sim 30$ ГГц (длина волны $\lambda = 1$ см)

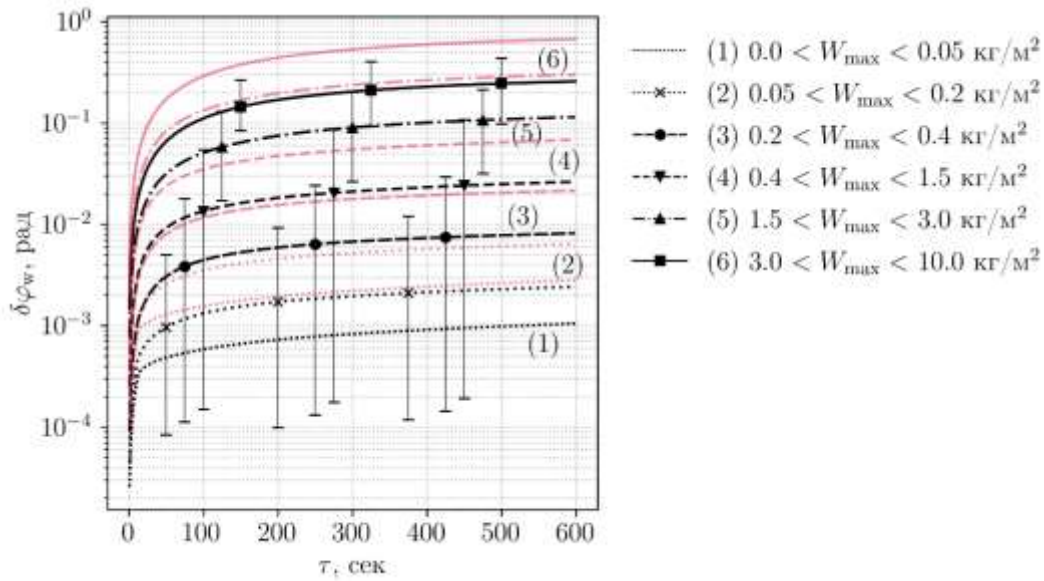


Рис. 4. Интенсивность флуктуаций жидкокапельной составляющей фазового запаздывания $\delta\varphi_w$ для частот 10 ГГц (черные кривые) и 27 ГГц (красные кривые) в зависимости от временного интервала τ

Разделим теперь имеющийся набор промежутков на шесть подгрупп, используя в качестве критерия максимальное за 3 ч значение водозапаса W_{max} (см. легенду рис. 4). Средняя интенсивность флуктуаций жидкокапельной составляющей фазового запаздывания $\delta\varphi_w = \langle \delta\varphi_w^\ell(u, \tau) \rangle_\ell$ в этих подгруппах приведена на рис. 4 в зависимости от временного интервала τ для частот $\nu = 10$ ГГц (черные кривые) и 27 ГГц (красные кривые). Доверительные интервалы показаны для случая $\nu = 10$ ГГц и отражают разброс между минимальной и максимальной возможной интенсивностью временных флуктуаций $\delta\varphi_w^\ell$ при заданных условиях (1)–(6).

Выводы

Исследована пространственная и временная изменчивость составляющих запаздывания в водяном паре и жидкокапельных облаках по данным СВЧ радиометра «Р22М» за летний и зимний периоды 2024 г. Подтверждаются результаты, приведенные в работе [6]. В диапазоне временных интервалов от 11 секунд до 10 минут показано (см. рис. 3), что с ростом величины влагосодержания атмосферы (полной массы водяного пара) в среднем наблюдается увеличение интенсивности временных флуктуаций фазового запаздывания в водяном паре. Также показано (рис. 4), что большие значения максимального интегрального водозапаса в среднем приводят к большей интенсивности временных флуктуаций в жидкокапельной составляющей фазового запаздывания. Однако следует отметить существенный разброс по интенсивностям в обоих случаях.

Литература

1. Ильин Г.Н., Троицкий А.В. Определение тропосферной задержки радиосигнала радиометрическим методом // Известия вузов. Радиофизика. 2017. Т. 60. № 4. С. 326-335.
2. Рекомендация МСЭ-R P. 835-6. Эталонные стандартные атмосферы – 2017. 12 с.
3. Egorov D.P., Kutuza B.G. Vapor and Cloud Induced Phase Delays Estimated from Ground-Based Microwave Radiometer-Spectrometer Data // IEEE 9th All-Russian Microwave Conference (RMC). 2024. P. 16-20.

4. Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Бобылев Л.П., Матросов С.Ю. Радиотеплолокация в метеорологии – Л.: Гидрометеиздат, 1987. 280 с.
5. Г. ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами – М.: Издательство иностранной литературы, 1961. 537 с.
6. Кутуза Б.Г. Фазовое запаздывание радиоволн в неоднородной атмосфере // Радиотехника и электроника. 1974. Т. 19. Вып. 4. С. 665-670.
7. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере – М.: Наука, 1967. 548 с.
8. Арманд Н.А. Флуктуации теплового излучения атмосферы на сантиметровых и миллиметровых волнах // Радиотехника и электроника. 1961. Т. 6. № 12. С. 1961-1968.
9. Solhiem F.S., Vivekanandan J. Propagation Delays Induced in GPS Signals by Dry Air, Water Vapor, Hydrometeors, and Other Particulates // Journal of Geophysical Research 1999. Vol. 104. N. D8. P. 9663-9670.
10. Recommendation ITU-R P.453-14. The Radio Refractive Index: its Formula and Refractivity Data – 2019. 26 p.
11. Розенберг В.И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами – Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
12. Рекомендация МСЭ-R P.840-8. Ослабление из-за облачности и тумана – 2019. 6 с.
13. Саворский В.П., Кутуза Б.Г., Аквилонова А.Б., Кибардина И.Н., Панова О.Ю., Данилычев М.В., Широков С.В. Повышение эффективности восстановления температурно-влажностных профилей облачной атмосферы по данным спутниковых сверхвысокочастотных спектрометров // Радиотехника и электроника. 2020. Т. 65. № 7. С. 658-666.
14. Аквилонова А.Б., Егоров Д.П., Кутуза Б.Г., Смирнов М.Т. Изучение характеристик облачной атмосферы по результатам измерений спектров ее нисходящего СВЧ-излучения в области резонансного поглощения водяного пара 18,0-27,2 ГГц // Метеорология и гидрология. 2022. № 12. С. 66-77.
15. Egorov D.P., Plyushin Y.A., Kutuza B.G. The Influence of Cumuli Distribution in Satellite Microwave Radiometer FOV on the Accuracy of Atmospheric Moisture Content Retrieval // IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing. 2024. Vol. 62 (4103410). P. 1-10.
16. Рекомендация МСЭ-R P.676-13. Затухание в атмосферных газах и связанное с ним воздействие. 2022. 31 с.
17. Station Number 27713. Department of Atmospheric Science. University of Wyoming – 2022. – URL: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.shtml> (дата обр. 27.02.2025).