

Н. И. КРАВЦОВ, М. Ф. ЛИСЕВИЧ, Д. И. МАСЛИЧ

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ВЛАЖНОСТИ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА РАВНИННОЙ И ХОЛМИСТОЙ МЕСТНОСТИ ПРИ РАДИОДАЛЬНОМЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ

На точность радиодальномерных измерений существенное влияние оказывают ошибки распределения влажности на всем пути прохождения радиоволн. Достаточно сказать, что ошибка влажности в 1 мм рт. ст. вызывает ошибку в показателе преломления в четыре раза большую, чем ошибка температуры в 1°C , и в 50 раз большую, чем ошибка давления в 1 мм рт. ст.

Наибольшие изменения влажности при сравнительно небольших изменениях высоты наблюдаются в приземном слое воздуха. При радиодальномерных измерениях, например во всхолмленной местности, радиоволны распространяются в нижних слоях атмосферы с большими скачками влажности, связанными с изменением высоты луча над различными участками земной поверхности. Учитывая, что метеоэлементы определяются только на высоте установки станций, определение показателя преломления будет сопровождаться ошибками, вызванными различием метеоусловий, в частности влажности, на средней высоте луча и высоте установки станций.

Из анализа опубликованных материалов о распределении влажности по высоте [1, 2, 4—8], а также результатов наших измерений видно, что в приземном слое воздуха наблюдаются два вида распределения влажности: нормальное и инверсионное. Днем в теплый период года происходит нормальное распределение влажности, она убывает с высотой. Инверсионное распределение, когда влажность с высотой возрастает, часто наблюдается ночью. Зимой инверсия влажности, за редкими исключениями, наблюдается круглосуточно [4].

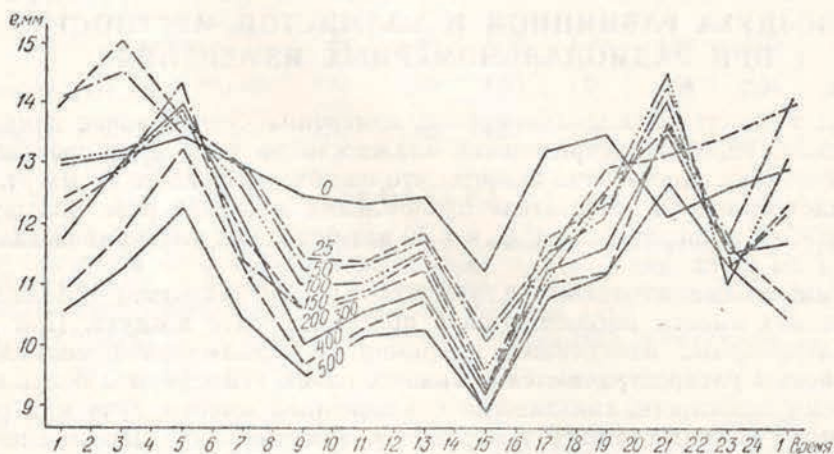
Для примера проанализируем суточный ход влажности в южном степном районе Украины, с этой целью используем материалы работы [2]. По этим материалам мы построили графики (см. рисунок) суточного хода влажности на разных высотах.

Из рисунка видно, что летом суточный ход влажности в степном районе имеет вид двойной волны. Максимум влажности наступает утром около 5 ч и вечером в 21 ч, минимум в 23—24 ч ночью и днем в 15 ч. Наибольшие расхождения в значениях e на различных высотах наблюдаются ночью, что связано, очевидно, с турбулентностью атмосферы. В слое воздуха до 150 м происходит инверсия влажности. В связи с этим утром около 6 ч и вечером около 20 ч на указанных высотах инверсионное состояние переходит в нормальное и наоборот. На рисунке кривые суточного хода e в эти моменты пересекаются. Следовательно, в слое воздуха до 150 м наблюдается постоянство влажности, и ее вертикальный градиент будет близок к нулю. Это значит, что в эти моменты атмосфера будет наиболее благоприятной для производства радиодальномерных измерений.

Анализируя другие материалы [1, 6], мы пришли к аналогичным выводам. Разница в распределении влажности в иных районах по

сравнению с южным степным районом Украины заключается в том, что ночная инверсия имеет меньшую высоту (до 50 м), а моменты становления и разрушения инверсий сдвинуты. Так как радиоволны при измерениях длин линий в этих районах проходят на высоте до 50 м над подстилающей поверхностью, то измеренные длины линий в моменты разрушения и установления инверсий по своим значениям наиболее близки к истинным.

Длины линий, измеренные в другие периоды, обременены ошибками, вызванными различием в значениях влажности, измеренной в конечных точках линии, и ее среднеинтегральным значением. Если были



Графики суточного хода влажности на разных высотах в южном степном районе Украины.

бы известны закономерности изменения влажности с высотой, то можно было бы ввести поправки за это различие, и тем самым приблизить измеренные значения длин линий к истинным.

Учитывая, что радиодальномерные измерения можно довольно широко применять в холмистых районах нашей страны со средней высотой луча над подстилающей поверхностью до 50 м, для установления закономерностей распределения влажности с высотой мы обработали некоторые материалы одновременного определения метеоданных на различных высотах в слое 0—50 м. Мы использовали опубликованные материалы аэростатного зондирования атмосферы на высотах 2,25 и 50 м, выполненные ГГО над пос. Махталы в сентябре 1959 г. (10 круглосуточных серий) [1], над пос. Восейково в апреле—августе 1958—1960 г. (35 круглосуточных серий) [4] и в период Днепропетровской экспедиции (29 подъемов аэростата) [2]. Кроме того, обработали результаты 35 серий ночных определений температуры и влажности на высотах 2,0; 11,3; 19,1 и 25,0 м, произведенных авторами в апреле 1972 г. в районе Воыно-Подольской возвышенности (п. Сингаивка) на специально оборудованных метеопунктах.

Для установления закономерностей распределения влажности в слое 0—50 м все указанные измерения разбиты на два периода: а) нормальное распределение влажности; б) инверсионное распределение влажности.

Для каждой экспедиции осреднены значения разности влажности $e - e_0$ и температуры $t - t_0$ на измеренных высотах и высоте 2 м в отдельности для периода с нормальным распределением и для периода с инверсионным распределением влажности. Полученные значения $e - e_0$ и $t - t_0$ приведены в таблице. Известно, что влажность воздуха

Осредненные значения разности температуры и влажности в слое 0—50 м

Место и время наблюдений	Число суток	Слой воздуха, м	$t-t_0$, °C	$e-e_0$, мм рт. ст.	Количество измерений
а) нормальное распределение					
Махталы, сентябрь 1959	11—17	2—25	—0,3	—0,05	40
Махталы, сентябрь 1959	11—17	2—50	—0,6	—0,34	40
Воейково, апрель—август 1958—1960	9—17	2—25	—0,3	—0,48	190
Воейково, апрель—август 1958—1960	9—17	2—50	—0,6	—0,71	190
Днепропетровская область, август 1963	9—17	2—25	—0,5	—0,72	29
Днепропетровская область, август 1963	9—17	2—50	—1,0	—1,08	29

б) инверсионное распределение					
Махталы, сентябрь 1959	21—7	2—25	2,6	1,35	60
Махталы, сентябрь 1959	21—7	2—50	3,9	1,60	60
Воейково, апрель—август 1958—1960	21—5	2—25	1,1	0,38	50
Воейково, апрель—август 1958—1960	21—5	2—50	1,8	0,43	50
Днепропетровская область, август 1963	21—5	2—25	2,4	0,48	18
Сингаевка, апрель 1972	19—7	2—11,3	0,4	0,38	35
Сингаевка, апрель 1972	19—7	2—17,1	0,6	0,59	35
Сингаевка, апрель 1972	19—7	2—25	0,8	0,68	35

изменяется в зависимости от изменений температуры и высоты. Известен ряд эмпирических формул, выражающих эту зависимость, однако эти формулы справедливы для больших высот и мало пригодны для приземного слоя воздуха. В поисках подходящей зависимости мы произвели предварительную обработку имеющихся материалов методом корреляционного анализа. Последующий анализ привел нас к выводу, что наиболее приемлемой для приземного слоя воздуха в равнинных и холмистых районах является зависимость вида

$$e-e_0=A(t-t_0)+B\lg h+C. \quad (1)$$

По данным таблицы составлено шесть уравнений типа (1) для периода с нормальным распределением и восемь уравнений для периода с инверсионным распределением влажности. Приводим эти уравнения в окончательном виде

а) для периода с нормальным распределением:

$$\begin{aligned} -0,05 &= -A \cdot 0,3 + B \cdot 1,362 + C; \\ -0,34 &= -A \cdot 0,6 + B \cdot 1,681 + C; \\ -0,48 &= -A \cdot 0,3 + B \cdot 1,362 + C; \\ -0,71 &= -A \cdot 0,6 + B \cdot 1,681 + C; \\ -0,72 &= -A \cdot 0,5 + B \cdot 1,362 + C; \\ -1,08 &= -A \cdot 1,0 + B \cdot 1,681 + C; \end{aligned} \quad (A)$$

б) для периода с инверсионным распределением:

$$\begin{aligned} 1,35 &= A \cdot 2,4 + B \cdot 1,362 + C; \\ 1,59 &= A \cdot 4,0 + B \cdot 1,681 + C; \\ 0,38 &= A \cdot 1,1 + B \cdot 1,362 + C; \\ 0,45 &= A \cdot 1,8 + B \cdot 1,681 + C; \\ 0,48 &= A \cdot 2,4 + B \cdot 1,362 + C; \\ 0,42 &= A \cdot 0,4 + B \cdot 0,969 + C; \\ 0,59 &= A \cdot 0,6 + B \cdot 1,233 + C; \\ 0,68 &= A \cdot 0,8 + B \cdot 1,362 + C. \end{aligned} \quad (B)$$

Величины A , B и C определяли методом множественной линейной корреляции по формулам:

$$\begin{aligned} A &= \frac{r_{\Delta t \Delta e} - r_{lg h \Delta e} \cdot r_{\Delta t lg h}}{1 - r_{\Delta t lg h}^2} \cdot \frac{\sigma_{\Delta e}}{\sigma_{\Delta t}}; \\ B &= \frac{r_{lg h \Delta e} - r_{\Delta t \Delta e} \cdot r_{\Delta t lg h}}{1 - r_{\Delta t lg h}^2} \cdot \frac{\sigma_{\Delta e}}{\sigma_{\Delta t}}; \\ C &= \overline{\Delta e} - A \overline{\Delta t} - B \overline{lg h}, \end{aligned} \quad (2)$$

где

$$\overline{\Delta t} = \frac{\sum m \Delta t}{\sum m}; \quad \overline{\Delta e} = \frac{\sum m \Delta e}{\sum m}; \quad \overline{lg h} = \frac{\sum m lg h}{\sum m}; \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{\Delta t}^2 &= \frac{1}{\sum m} \sum m (\Delta t - \overline{\Delta t})^2; \quad \sigma_{\Delta e}^2 = \frac{1}{\sum m} \sum m (\Delta e - \overline{\Delta e})^2; \\ \sigma_{lg h}^2 &= \frac{1}{\sum m} \sum m (lg h - \overline{lg h})^2, \end{aligned} \quad (4)$$

а $r_{\Delta t \Delta e}$, $r_{lg h \Delta e}$ и $r_{\Delta t lg h}$ — коэффициенты линейной корреляции соответственно между Δt и Δe , $lg h$ и Δe , Δt и $lg h$, равные:

$$\begin{aligned} r_{\Delta t \Delta e} &= \frac{\sum m (\Delta t - \overline{\Delta t})(\Delta e - \overline{\Delta e})}{\sum m \sigma_{\Delta t} \cdot \sigma_{\Delta e}}; \\ r_{lg h \Delta e} &= \frac{\sum m (lg h - \overline{lg h})(\Delta e - \overline{\Delta e})}{\sum m \sigma_{lg h} \cdot \sigma_{\Delta e}}; \\ r_{\Delta t lg h} &= \frac{\sum m (\Delta t - \overline{\Delta t})(lg h - \overline{lg h})}{\sum m \sigma_{\Delta t} \cdot \sigma_{lg h}}. \end{aligned} \quad (5)$$

Решая по данным формулам уравнения (А) и (Б), получаем следующие значения коэффициентов A , B и C :

а) для периода с нормальным распределением:

$$A = +0,622; \quad B = +0,136; \quad C = -0,465;$$

б) для периода с инверсионным распределением:

$$A = +0,591; \quad B = -1,020; \quad C = +1,130.$$

Учитывая эти коэффициенты, зависимость (1) можем записать:

а) для периодов с нормальным распределением влажности:

$$e - e_0 = +0,622(t - t_0) + 0,136 lg h - 0,465; \quad (6)$$

б) для периодов с инверсионным распределением:

$$e - e_0 = +0,591(t - t_0) - 1,020 lg h + 1,130. \quad (7)$$

С целью получения оценки данных зависимостей вычислен смешанный коэффициент корреляции по формуле

$$R = \sqrt{\frac{r_{\Delta t \Delta e}^2 + r_{lg h \Delta e}^2 - 2r_{lg h \Delta t} + r_{\Delta e lg h} + r_{\Delta e \Delta t}}{1 - r_{\Delta t lg h}^2}}. \quad (8)$$

Для периода с инверсионным распределением $R = 0,981$, а для периода с нормальным распределением $R = 0,632$.

Полученные значения R указывают на то, что уравнения (6) и (7) хорошо отражают зависимость величин $(e-e_0)$ от $(t-t_0)$ и $\lg h$ для слоя 0—50 м, особенно для периодов с инверсионным распределением влажности.

Покажем практическое применение полученных нами формул (6) и (7). В качестве нормального распределения влажности используем результаты наблюдений в дневной период в Днепропетровской области для слоя 2—25 м. Из таблицы определяем, что среднее значение величины $t-t_0=0,5$. Подставляя это значение в формулу (6), получаем:

$e-e_0=+0,622 \cdot (-0,5) + 0,136 \cdot 1,362 - 0,465 = 0,58$ мм рт. ст. Таким образом, данный результат очень близок к среднему значению $e-e_0=-0,72$, приведенному в таблице.

Для инверсионного распределения используем результаты ночных измерений над пос. Махталы для слоя 2—50 м. Из таблицы значение $t-t_0$ получаем равные $3^{\circ},9$ С. Подставляя это значение в формулу (7), находим:

$e-e_0=+0,591 \cdot (+3,9) - 1,02 \cdot 1,681 + 1,13 = +1,77$ мм рт. ст. Среднее значение $(e-e_0)$ для этого пункта, приведенное в таблице, равно $+1,60$.

Для практического применения формул (6) и (7) необходимо по профилю измеряемой линии определить среднюю высоту луча над подстилающей поверхностью. Если не известна величина t на средней высоте луча h , то ее можно получить по величине вертикального температурного градиента γ , приближенное значение которого определяют по психометрическим измерениям на двух уровнях у ведущей и ведомой станции или принимают равным среднему значению для данных условий, полученному по результатам метеонаблюдений.

Следовательно, показатель преломления радиоволн, определяемый по данным измерений на метеопункте, более близок к истинному значению в периоды переходов от нормального распределения влажности к инверсионному и наоборот. В периоды с нормальным и инверсионным распределением влажности ее изменение с высотой в зависимости от распределения температуры, а также средней высоты луча над подстилающей поверхностью можно выразить формулами (6) и (7). Введение таких поправок повысит точность определения показателя преломления радиоволн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Некоторые особенности строения пограничного слоя атмосферы над пос. Махталы.— «Тр. ГГО», 1961, вып. 107.
2. Воронцов П. А. Строение нижнего слоя атмосферы (0—0,5 км) в период Днепровской экспедиции.— «Тр. ГГО и УкрНИГМИ», 1961, вып. 144/40.
3. Длин А. М. Математическая статистика в технике. М., «Советская наука», 1958.
4. Дунаенко Л. П. Об особенностях распределения градиентов влажности в приземном слое атмосферы.— «Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка», 1972, вып. 2.
5. Иордан В., Эггерт О., Кнейссл М. Руководство по геодезии, т. VI. Перевод с нем. М., «Недра», 1971.
6. Селицкая В. И. Суточный и годовой ход метеорологических элементов в нижнем слое воздуха 0,5 км над пос. Воейково.— «Тр. ГГО», 1962, вып. 135.
7. Хргиан А. Х. Распределение удельной влажности над Москвой.— «Тр. ЦАГО», 1947, вып. 1.
8. Best A. C., Knighting E., Pedlow R. H., Stormonth K. Temperature and Humidity Gradients in the First 100 m over Southernst England „Geophys. Mem.”, 1952, N 89.

Работа поступила в редколлегия 23 января 1974 года. Рекомендована кафедрой геодезии Львовского политехнического института.