

СПОСОБ РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ
ВОЗДУХА ПО ВЫСОТЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ
АТМОСФЕРЫ

Экстраполирование температуры и влажности воздуха, измеренных вблизи подстилающей поверхности, до высоты в несколько десятков или сотен метров имеет большое практическое значение с точки зрения повышения точности ряда геодезических измерений.

В основу расчета положим обобщенный степенной закон [3, 6, 8], согласно которому зависимость метеорологического элемента S_i на высоте z_i выражается формулой

$$S_i = S_0 + \frac{dS_0}{dz_0} \cdot \frac{z_i^{1+b} - z_0^{1+b}}{1+b}, \quad (1)$$

где S_i и S_0 — значения метеоэлемента на высотах z_i и начальной z_0 ; b — коэффициент, зависящий от термодинамической устойчивости атмосферы; $\frac{dS_0}{dz_0}$ — градиент метеоэлемента на высоте z_0 .

Примем $z_0 = 1$ м, тогда формулу (1) запишем в виде

$$\Delta S = S_i - S_1 = \frac{dS_1}{dz_1} \cdot \frac{z_i^{1+b} - 1}{1+b}, \quad (2)$$

где ΔS — приращение метеоэлемента между высотами z_i и z_1 над подстилающей поверхностью, а $\frac{dS_1}{dz_1}$ — градиент метеоэлемента на высоте 1 м.

Для расчета температуры и влажности (упругости водяного пара) воздуха по формуле (2) необходимо знать градиент метеоэлемента на высоте $z = 1$ м и коэффициент b .

Воспользуемся разработанной А. Р. Константиновым [6] методикой расчета испарения с поверхности суши, по которой градиент метеоэлемента на высоте 1 м можно получить по любой из следующих формул:

$$\frac{dS_1}{dz_1} = 0,5 \frac{S_\pi - S_2}{\ln \frac{200}{z_0}}; \quad (3) \quad \frac{dS_1}{dz_1} = \frac{S_0 - S_2}{\ln \frac{200}{z_0}}, \quad (4)$$

где S_0 , S_2 — значения метеоэлемента соответственно на верхнем уровне слоя шероховатости z_0 и на высоте 2 м; S_π — температура (влажность) подстилающей поверхности; z_0 — коэф-

фициент шероховатости; z'_0 — видоизмененный коэффициент z_0 . Знак градиента считается положительным, когда температура воздуха понижается с высотой. В инверсионных условиях градиент имеет, следовательно, знак минус.

Для расчета градиентов по формуле (3) необходимо измерить температуру (либо влажность) подстилающей поверхности, а также на высоте 2 м. При этом коэффициент шероховатости, зависящий от свойств подстилающей поверхности, может быть выбран из таблицы [6]. Так, на лишенной растительности почве $z_0=0,3-1$ см; для луга коэффициент составляет 1—5 см, а для поверхности водоемов средних размеров — 0,2 см.

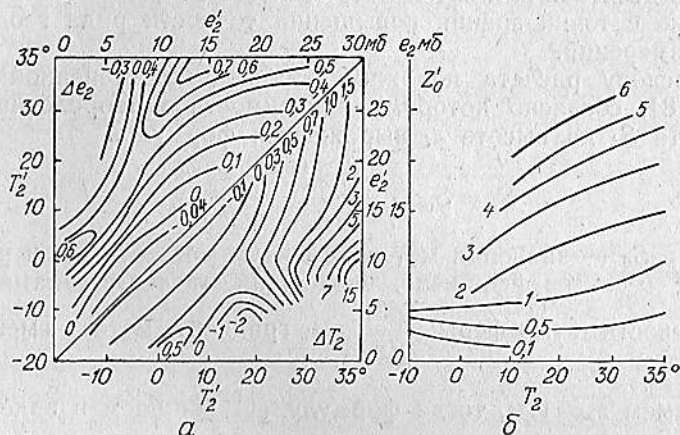


Рис. 1. Зависимость разности температуры $\Delta T_2 = T_0 - T_2$ и влажности $\Delta e_2 = e_0 - e_2$ воздуха от исправленной температуры T_2' и влажности e_2' на высоте 2 м (а) и коэффициента шероховатости z'_0 (б) от измеренных значений T_2 и e_2 .

Для того чтобы воспользоваться формулой (4), нужно снять показания аспирационного психрометра на высоте около 2 м. По полученным значениям температуры T_2 и влажности e_2 рассчитывают градиенты температуры и влажности, воспользовавшись для этого эмпирическими графиками (рис. 1), позволяющими получить разности ΔT_2 , Δe_2 , а также z'_0 для подстановки в формулу (4). При этом в измеренные величины T_2 и e_2 необходимо ввести поправки (приложения 6—9 [6]) по измеренной температуре T_2 на дату измерений. Для получения коэффициента z'_0 (рис. 1, б) вводить поправки не надо.

Коэффициент b в формуле (2) получают (рис. 2, а) по измеренной скорости ветра v . При отсутствии таких измерений можно воспользоваться графиком (рис. 2, б), где значение v находят по исправленным поправками аргументам T_2' и e_2' .

По данным рис. 1, а можно судить о величине и поведении градиентов температуры и влажности, наблюдаемых на территории СССР. С повышением температуры воздуха вертикаль-

ные градиенты обоих метеозлементов увеличиваются. Увеличение содержания водяного пара в воздухе при постоянной температуре ведет к уменьшению градиентов.

Для проверки расчета приращений ΔT и Δe путем экстраполяции метеозлементов были использованы материалы аэростатных зондирований, проводившихся на Украине [1] и в

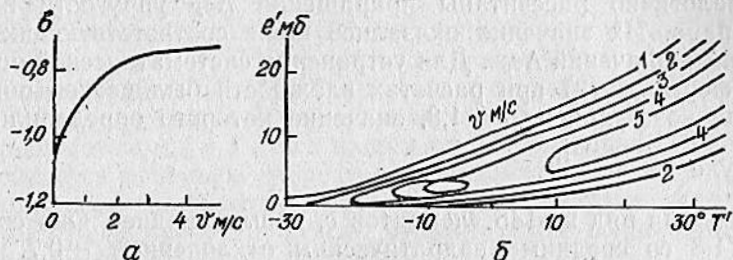


Рис. 2. Зависимость коэффициента b от скорости ветра (a) и скорости ветра от исправленных значений T_2' и e_2' (b).

Средней Азии [2], а также данные, приведенные в работе [4]. Полученные для различных уровней (в слое высотой до 200—300 м) значения метеозлементов сравнивали с рассчитанными

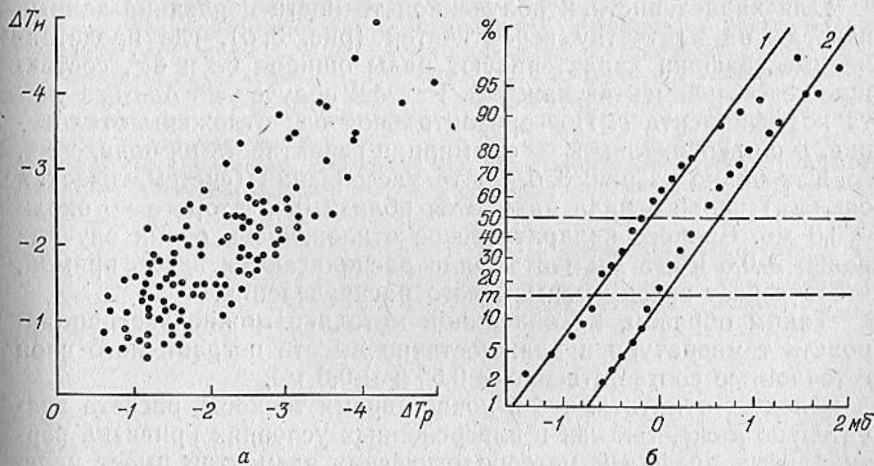


Рис. 3. График связи рассчитанных и измеренных величин ΔT (a); графики распределения на клетчатке вероятностей (b) рядов ошибок влажности δe и $\delta e'$ соответственно с учетом поправочного коэффициента (1) и без его учета (2).

значениями. Как видим из рис. 3, a , между ними существует довольно четкая связь, характеризуемая коэффициентом корреляции 0,82.

Для характеристики точности методов были найдены отклонения между рассчитанными и измеренными значениями ΔT

$$\delta T = \Delta T_p - \Delta T_{и},$$

статистическая обработка которых показала, что среднее квадратическое отклонение ряда из 145 значений δT составляет $\pm 0,5^\circ$, т. е. находится в пределах точности метеоизмерений температуры воздуха [5], а элементы ряда подчиняются закону нормального распределения случайных величин. Среднее значение $\Delta T - 2^\circ$, а максимальное — 5° .

Аналогично рассчитаны приращения Δe_p упругости водяного пара. Их значения оказались ниже соответствующих измеренных значений Δe_n . Для устранения систематической ошибки в формулу (2) при расчетах влажности был введен поправочный коэффициент $c=1,8$, значение которого определили по формуле $c = \frac{\Delta e_n}{\Delta e_p}$.

Получив ряд из 145 элементов c , нашли среднее. Оно составило 1,8 со средним квадратическим отклонением $\pm 0,7$. При этом установлено, что ряд указанных элементов подчиняется закону нормального распределения случайных величин.

С учетом коэффициента c составили отклонения $\delta e = 1,8 \Delta e_p - \Delta e_n$ между рассчитанными и измеренными приращениями упругости водяного пара, обработка которых позволила установить среднее квадратическое отклонение, равное $\pm 0,6$ мб.

Для характеристики полученной точности последние данные нанесли на клетчатку вероятностей (рис. 3, б), где представленные графики характеризуют ряды ошибок δe и $\delta e'$, состоящие из 145 элементов каждый. Ряд $\delta e'$ получен по Δe_p без учета коэффициента c . По горизонтальной оси отложены отклонения, а по вертикальной — суммарная вероятность их появления.

Как видно из рис. 3, б, центр рассеивания (систематическая ошибка) первого ряда находится вблизи 0, а второго — около $+0,6$ мб. Среднее квадратическое отклонение в обоих случаях равно $\pm 0,6$ мб, а элементы ряда располагаются вдоль прямой, что отвечает закону нормального распределения.

Таким образом, по описанной методике можно экстраполировать температуру и влажность по высоте пограничного слоя с точностью соответственно $\pm 0,5^\circ$ и $\pm 0,6$ мб.

Следует отметить, что в ночное время точность расчета значительно ниже, так как в инверсионных условиях кривизна вертикальных профилей метеорологических элементов имеет перегибы. В приведенных расчетах экспериментальной проверки использовались материалы, полученные летом в дневное время.

Предложенный способ позволяет повысить точность определения интегрального показателя преломления при свето- и радиодальномерных измерениях путем экстраполяции температуры и влажности на среднюю высоту визирного луча. Последнюю нетрудно найти по профилю, снятому с карты, используя метод численного интегрирования по известной формуле Симпсона.

Подобную методику применял Ланг [8] для повышения точности радиодальномерных измерений. Однако в своих расчетах

он пользовался стандартными градиентами температуры и влажности, заранее определенными на каждую дату, что было грубым приближением фактического состояния атмосферы в момент измерений.

Аналогичную задачу решает метод определения температуры по высоте пограничного слоя, предложенный А. Е. Федорищевым [7].

Предложенная схема расчета существенно отличается как по точности, так и по методике определения метеоэлементов от описанных ранее [7, 8]. Если, согласно работе [7], точность определения температуры на высоте 200—300 м оценивается погрешностью $\pm 1-2^\circ$, то в нашем случае она равна $\pm 0,5^\circ$. Это достигается в первую очередь относительно высокой точностью определения градиентов, для нахождения которых используется высотный интервал между уровнем слоя шероховатости и высотой 2 м.

Список литературы: 1. *Воронцов П. А.* Строение нижнего слоя атмосферы (0—0,5 км) в период Днепропетровской экспедиции. — «Труды ГГО», 1963, вып. 144/40, с. 102—110. 2. *Воронцов П. А.* Некоторые особенности строения пограничного слоя атмосферы над пос. Махталы. — «Труды ГГО», 1961, вып. 107, с. 116—127. 3. *Матвеев Л. Г.* Основы общей метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1968, 875 с. 4. *Мозжухин О. А.* Метеорология в радиогеодезии. Кишинев, «Карта молдовеняскэ», 1968, 112 с. 5. *Мозжухин О. А.* Результаты исследования точности измерения температуры психрометрическими термометрами в будке. — «Метеорология и гидрология», 1964, № 11, с. 49—51. 6. *Константинов А. Р.* Испарение в природе. Л., Гидрометеиздат, 1968, 532 с. 7. *Федорищев А. Е.* Метод определения температуры воздуха на различных высотах в пограничном слое атмосферы. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1975, вып. 21, с. 70—74. 8. *Lang H.* Über den Einfluß der bodennahen Luftschicht auf die Mikrowellen — Entfernungsmessung. — «Arbeiten aus dem Vermessungs- und Kartenwesen der DDR», 1969, в. 19, S. 102.

Работа поступила в редколлегию 25 марта 1976 года. Рекомендована кафедрой инженерной геодезии Горьковского инженерно-строительного института.