

Д. И. МАСЛИЧ

МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ И ИХ УЧЕТ ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ УГЛОВ И РАССТОЯНИЙ

Точность учета влияния рефракции при измерении вертикальных углов и расстояний светодальномерными способами, зависит от точности представления строения атмосферы, т. е. от моделей атмосферы.

В настоящее время используются среднестатистические модели атмосферы и модели, получаемые из решения динамического состояния атмосферы при определенных предположениях о ее строении, а также региональные модели.

По таким физическим свойствам, как температура, давление, влажность, плотность и состав, атмосфера Земли неоднородна. Эти свойства атмосферы изменяются как по вертикали, так и по горизонтали. Если не принимать во внимание ближайший к земной поверхности слой атмосферы, то оказывается, что изменение свойств атмосферы в вертикальном направле-

нии происходит в сотни раз быстрее, чем в горизонтальном. При этом закономерности изменения свойств атмосферы на разных высотах неодинаковы, т. е. атмосфера имеет слоистое строение. По характеру изменения температуры атмосферу делят на пять основных слоев: тропосферу (0...11 км), стратосферу (11...50 км), мезосферу (50...90 км), термосферу (90...450 км) и экзосферу (свыше 450 км). Между этими слоями имеются прослойки: тропопауза, стратопауза, мезопауза и термопауза.

В зависимости от широты местности и от других факторов границы прослоек могут колебаться. Так, высота тропопаузы над полюсом примерно 8 км, а над экватором — 18 км [4].

Характерная особенность тропосферы — падение температуры с высотой. Средний вертикальный градиент температуры этого слоя — 0,0065 К/м. В тропосфере сосредоточена основная масса атмосферы — от 75% в умеренных и высоких широтах до 90% в низких.

Тропосфера состоит из нескольких слоев:

а) нижняя тропосфера или пограничный слой — от земной поверхности до 1...1,5 км. Внутри этого слоя выделяется приземный слой высотой 50...100 м, в границах которого наблюдаются резкие изменения температуры, влажности и скорости ветра;

б) средняя тропосфера — от 1...1,5 до 6...8 км;

в) верхняя тропосфера — от 6...7 км до тропопаузы.

Следует отметить, что с высоты 1...1,5 км на движения в атмосфере практически не влияют земная поверхность и силы турбулентного трения. Поэтому ее называют свободной атмосферой.

В верхних слоях тропосферы падение температуры замедляется и, наконец, прекращается. На высоте с 11 до 25 км находится изотермический слой со средней температурой — 56,5°C (тропопауза).

В стратосфере наблюдается повышение температуры с высотой. Вертикальный градиент температуры в нем +0,0028 К/м.

На высоте 46...54 км (в стратопаузе) температура близка к 274 К с возможными отклонениями в одну или другую сторону на 20°.

В мезосфере на высоте 54...80 км вновь наблюдается падение температуры с высотой. Температурный градиент в нем — 0,0035 К/м. В мезопаузе на высоте 80...95 км температура воздуха составляет в среднем —85...—90°C. В термосфере температура воздуха вновь растет.

В тропосфере изменение давления с высотой характеризуется формулой

$$P_2 = P_1 \exp [- g (z_2 - z_1) / R_c T], \quad (1)$$

где $T = 273 (1 + \alpha t)$ — средняя барометрическая температура воздуха, заключенного между уровнями z_1 и z_2 ; $g = 9,80665$ м/с²;

$R_c = 287,05 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К})$ — удельная газовая постоянная сухого воздуха. Обозначив $273 R_c/g$, $H_0 \approx 8000 \text{ м}$, получим

$$P_2 = P_1 \exp [-H_0 (z_2 - z_1)/(1 + \alpha t)]. \quad (1a)$$

Средняя барометрическая температура — это такая постоянная в пределах слоя температура, которая обеспечивает на его границах значения давления, наблюдаемые при реальном распределении температуры по высоте. Ее нередко отождествляют со средней арифметической температурой, полагая, что $T = (T_1 + T_2)/2$, где T_1 и T_2 — температуры на нижней и верхней границах слоя.

Распределение влажности в атмосфере отличается большим разнообразием: слои убывания влажности могут чередоваться со слоями ее возрастания. В связи со слабым влиянием влажности на показатель преломления воздуха для световых волн не приводим данных о ее распределении в атмосфере.

Эти сведения из метеорологии легли в основу применяемых в настоящее время моделей атмосферы. Рассмотрим параметры общепринятой стандартной атмосферы.

На уровне моря (высота H_0) $T_{H_0} = 288 \text{ К} (+15^\circ \text{С})$, $P_{H_0} = 1013,25 \text{ мбар}$ (760 мм рт. ст.), $e_{H_0} = 0$. До высоты 11 км температура линейно уменьшается $T(H) = (288 - 6,5 H \text{ км}) \cdot \text{К}$, а для высот от 1 до 25 км температура $T(H) = 216,5/288 \text{ К}$.

Деление от высоты 11 км определяется функцией

$$P(H) = (1 - 6,5/288 \cdot H \text{ км})^{5,256}, \quad (16)$$

а для высот от 11 до 25 км $P(H) = \exp (-H/8700)$.

Для практических целей по принятым законам распределения температуры, давления и влажности составляют зависимости между индексом показателя преломления и высотой над уровнем моря или поверхностью земли. По виду этой зависимости называют модель атмосферы линейной, параболической или экспоненциальной:

$$N = N_0 - 40 H; \quad N = N_0 - 40 H + 2H^2; \quad N = N_0 e^{-0,14H},$$

где $N_0 = 320$.

В 1962 г. опубликована «Стандартная атмосфера США», охватывающая слой атмосферы до 700 км. В ее основу положено:

плотность на среднем уровне моря $\rho_0 = 1,2250 \text{ кг/м}^3$, температура $T = 283,15 \text{ К}$; давление $P_0 = 1013 \text{ мбар}$.

Плотность вычисляем по формуле

$$\rho = MP/RT, \quad (1b)$$

где $M = 28,9644$ — молекулярная масса воздуха, предполагаемая до высоты 90 км постоянной; P — давление; R — универсальная постоянная; T — абсолютная температура.

Градиент температуры в пределах высот: 0...1 км — 6,5 К/км; 11...20 км — 0; 20...30 км — +1 К/км; 32...47 — -68 К/км.

В тех слоях воздуха, где $dt/dH \neq 0$, давление определяем выражением

$$\ln P = \ln P_n \left[g_0 M / \left(\frac{dT}{dH} \right) R \right] \ln \left\{ \left[\frac{dT}{dH} (H - H_n) + t \right] / T \right\}. \quad (2)$$

где P — давление в начальной точке слоя с высотой H_n ; $g = 9,80665$ м/с. Для слоя с $dT/dH = 0$

$$\ln P = \ln P_n - (g_0 M / RT) (H - H_n). \quad (2a)$$

Поскольку плотность атмосферы быстро уменьшается по мере удаления от Земли, то можно предположить, что только нижняя часть атмосферы имеет показатель преломления для света, чувствительно отличающийся от 1. Вычисления [6] показали, что за слой атмосферы от поверхности Земли до высоты 36 км в результате измерений нужно ввести поправку, примерно равную 240 см, за слой атмосферы от 36 до 72 км — примерно 1,2 см, а за всю оставшуюся атмосферу — меньше 1 мм.

Сравнивая между собой разные модели атмосферы, видим, что для нижнего слоя (до 20 км) они мало отличаются друг от друга, а для больших высот отличия существенны.

Среднеинтегральный показатель преломления всей атмосферы по вертикали

$$\bar{n} = \frac{1}{H_0} \int_0^{H_a} n(H) dH,$$

где H_a — толщина атмосферы; $n(H)$ — текущее значение показателя преломления, зависящее от H — высоты над поверхностью Земли. Для определения среднеинтегрального показателя атмосферы, как видим, нужно знать закон изменения показателя преломления с высотой. До настоящего времени не установлена точная функциональная зависимость n от H . По данным метеорологии, а также по материалам зондирования находят только приближенные выражения для определения зависимости показателя преломления от высоты. Так, в радиометеорологии для радиоволн зависимость n от H представляют линейной, параболической или экспоненциальной функциями. Такие функции находили и для света. Но при этом не учитывался состав излучения. С целью определения приближенной численной характеристики влияния спектрального состава излучения на среднеинтегральный показатель преломления всей атмосферы вычислим среднеинтегральные показатели атмосферы для излучения на краях видимого участка спектра, т. е. для излучения с длиной волны $\lambda = 420$ и $\lambda = 640$ нм. Среднеинтегральный показатель для одного конца диапазона обозначим $\bar{n}_\Gamma$, а для другого $\bar{n}_\kappa$.

Показатель преломления воздуха для электромагнитных волн светового диапазона зависит от четырех факторов: длины волны или частоты колебаний, температуры, давления и влажности. Три последних фактора характеризуют состояние ат-

мосферы и изменяются с высотой. Но точные зависимости их от высоты неизвестны. Приближенные же зависимости задают модель атмосферы. Для вычисления n_r и n_k воспользуемся «Стандартной атмосферой США» (1962 г.). Она учитывает слоистость строения реальной атмосферы. Для расчетов среднеинтегрального показателя атмосферы вполне достаточно учитывать только нижнюю часть атмосферы до высоты 47 км, т. е. будем считать, что $H_a = 47$ км. До этой высоты «Стандартная атмосфера» выделяет четыре слоя. В основу этого деления положен характер изменения температуры с высотой.

Первый слой от поверхности земли до $H = 11$ км. В нем температура понижается при подъеме на каждый километр на 6,5 К, т. е. градиент температуры $dT/dn = -6,5$ К/км.

Второй слой от высоты $H = 11$ км до $H = 20$ км изотермический. В нем температура $T = 216,65$ К.

Третий слой от $H = 20$ км до $H = 32$ км. В нем температура с подъемом растет. Градиент температуры $dT/dn = +1$ К/км.

Четвертый слой от $H = 32$ км до $H = 47$ км. Температура в нем повышается быстрее, а именно $dT/dn = +2,8$ К/км.

Изменения давления в «Стандартной атмосфере» в слоях, для которых $dT/dn \neq 0$, происходит по закону

$$\ln P_H = \ln P_0 - \left[g_0 M / \left(\frac{dT}{dH} R \right) \right] \left\{ \ln \left[\frac{dT}{dH} (H - H_0) + T_0 \right] / T_0 \right\}, \quad (26)$$

а для изотермического слоя

$$\ln P_H = \ln P_0 - \frac{g_0 M}{RT} (H - H_0). \quad (3)$$

Здесь M — молекулярная масса воздуха, которая в стандартной атмосфере считается до высоты 90 км постоянной и равной 28,9644; R — универсальная газовая постоянная, равная 8,314441 Дж/моль·К; $g_0 = 9,80665$ м/с² — ускорение свободного падения; P_0 — давление на высоте H (начальной высоте); T_0 — температура на высоте H . Влажность стандартной атмосферы равна нулю. Температура и давление на уровне моря соответственно равны $+15^\circ\text{C}$ и 760 мм рт. ст.

Формулу (26) можно привести к виду

$$\ln P_n = \ln P_0 \frac{g_0}{R_c} \frac{H - H_0}{T}, \quad (4)$$

где $\bar{T}$ — средняя барометрическая температура слоя воздуха, заключенного между высотами H_0 и H , которая составляет

$$\bar{T} = \frac{1}{\int_{H_0}^H \frac{dH}{T(H)}} = \frac{\frac{dT}{dH}}{H - H_0 \ln T_0 + \frac{dT}{dH} \left[T_0 + \frac{dT}{dH} (H - H_0) / T_0 \right]} \quad (5)$$

и удельная газовая постоянная сухого воздуха $R_c = M/R = 287,05 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К})$.

С учетом (5) формула (3) принимает вид

$$\ln P_H = \ln P_0 - \frac{g_0 (H - H_0)}{R_c T} \quad (6)$$

Зависимость $n(\lambda, T, P, e)$ определяют экспериментально в два этапа. Первый этап — нахождение зависимости показателя преломления сухого воздуха от длины волны λ при определенных температуре и давлении, т. е. при стандартных условиях. Эту зависимость называют дисперсионной. На втором этапе определяют зависимость показателя преломления воздуха от метеорологических величин (температуры, давления и влажности). Исследования дисперсионной зависимости и зависимости n воздуха от метеорологических величин проводились многими физиками. Их проводят и в настоящее время в связи с возросшими требованиями к точности данных зависимостей. Это связано с определением в последнее время скорости электромагнитных колебаний в вакууме с точностью 1,1 м/с.

Определим среднеинтегральное значение показателя преломления воздуха для монохроматического излучения, т. е. без учета спектральных характеристик источников излучения и сред, через которые проходит излучение.

Дисперсионную зависимость для монохроматического излучения выражают уравнением Коши или уравнением Зельмейера. Мы воспользуемся уравнением Коши как более простым:

$$(n - 1) \cdot 10 = N_0 = A + B/\lambda_0^2 + C/\lambda_0^4, \quad (7)$$

где n_0 — показатель преломления сухого воздуха для световых колебаний с длиной волны λ_0 в вакууме; N_0 — индекс показателя преломления; A, B, C — экспериментально определенные коэффициенты.

В 1953 г. для температуры $+15^\circ \text{C}$, давления 760 мм. рт. ст. Эдлен получил такие значения коэффициентов:

$$A = 27259,9 \cdot 10^{-8}, \quad B = 153,58 \cdot 10^{-8}, \quad C = 1,318 \cdot 10^{-8}. \quad (8)$$

Подставим (8) в (7) и вычислим n_0 для излучения с длинами волн 420 нм и 640 нм. В результате вычислений получим $N_{0,г} = 28172,9$, $N_{0,к} = 27642,7$.

Хорошая сходимость результатов может свидетельствовать о правильности проведенных вычислений, что отмечено и в [1].

XII Генеральная Ассамблея МГГС в 1960 г. рекомендовала для светодальномерных измерений использовать зависимость показателя преломления воздуха от метеорологических величин, полученную Сирсом и Баррелом:

$$(n_{\text{мет}} - 1) = [0,001387188 (n_0 - 1) P (1 + \beta_t P) / (1 + \alpha t)] - [(a - b) / \lambda_{\text{в.ак}}^2] e / (1 + \alpha t). \quad (9)$$

Здесь $\alpha = 0,003661$; $\beta_t = (1,049 - 0,0157) \cdot 10^{-6}$; $a = 6,24 \cdot 10^{-8}$; $b = 0,0680 \cdot 10^{-8}$; t — температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; P — давление воздуха, мм рт. ст.; e — парциальное давление водяных паров, мм рт. ст.; n_0 — показатель преломления воздуха для $t = 0^{\circ}\text{C}$; $P = 760$ мм рт. ст. и $e = 0$. В этой формуле первая величина — индекс показателя преломления сухого воздуха N_c , а вторая — водяного пара N_e , т. е. Сирс и Баррел приняли, что воздух состоит из сухого воздуха и водяного пара. А вследствие этого они считают, что индекс показателя преломления является суммой индексов преломления сухого воздуха и водяного пара, т. е. :

$$(n_{\text{мет}} - 1) = N_c + N_e, \quad (10)$$

где N_e — отрицательная величина.

Если в формулу (9) подставить значения закономерностей изменения метеорологических величин с высотой, то таким путем найдем нужную нам функцию. А тогда по (1) можно получить среднеинтегральный показатель преломления атмосферы. Но мы, пользуясь «Стандартной атмосферой США», имеем только приближенные закономерности изменения t и P от высоты. Поэтому для вычислений можем воспользоваться упрощением формулы Сирса и Баррела, проведенным Кольраушем. Для фазового показателя преломления он предложил такой вид формулы [2]:

$$(n_{\text{мет}} - 1) = (n_0 - 1) 0,37916 \frac{P}{T} - 15,02 \frac{e}{T} \cdot 10^{-6}. \quad (11)$$

Различие результатов, получаемых по формулам (10) и (11), как показали проведенные нами вычисления, не превышают $2 \cdot 10^{-7}$. Такие же результаты получены в [3].

Данные «Стандартной атмосферы США» дают возможность определить только N_c . Подставим закономерности изменения температуры и давления в первый член уравнения (11) для каждого слоя в отдельности. При этом формулу (4) запишем

в виде $P_H = P_0 \exp \left(\frac{g_0}{R_c} \cdot \frac{H - H_0}{T} \right)$, а закономерность изменения

температуры выразим линейной функцией

$$T = T_0 + a(H - H_0), \quad (12)$$

где a — градиент температуры.

Записав

$$\bar{N}_c(H) = (n_0 - 1) 0,37916 \frac{P_0 \exp \left(\frac{g_0}{R_c} \cdot \frac{H - H_0}{T} \right)}{T_0 + a(H - H_0)}, \quad (13)$$

уравнение (13) перепишем так:

$$\bar{N}_c = \frac{1}{H_a} \int_0^{H_a} (n_0 - 1) 0,37916 \frac{P_0 \exp\left(\frac{g_0}{R_c} \cdot \frac{H - H_0}{T}\right)}{T + a(H - H_0)} dH, \quad (13a)$$

или

$$\bar{N}_c = \frac{(n_0 - 1) 0,37916 P_0}{H_a} \int_0^{H_a} \frac{\exp\left(\frac{g_0}{R_c} \cdot \frac{H - H_0}{T}\right)}{T + a(H - H_0)} dH. \quad (14)$$

Быстроменяющаяся составная часть рефракции и коэффициента преломления вызвана турбулентностью атмосферы или динамическим ее состоянием.

Соотношения турбулентного переноса описываем следующими зависимостями:

$$\tau = -\rho \bar{w}^1 u; \quad H = C_p \rho \bar{w}^1 \bar{T}^1; \quad E = \rho \bar{w}^1 \bar{q}, \quad (15)$$

где τ — направленный вниз горизонтальный составляющий вектора движения; H — поток тепла; E — поток водяного пара; C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ — средняя плотность воздуха; u и w — составляющие скорости воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях; T и q — температура и удельная влажность воздуха.

Соотношения между потоками и турбулентными коэффициентами диффузии k_τ , k_H и k_E имеют вид

$$\tau = \rho k_\tau \partial v / \partial z; \quad H = -c_p \rho k_H \partial \theta / \partial z; \quad E = -\rho k_E \partial q / \partial z, \quad (16)$$

где z — высота; v , θ , q — средние скорости ветра, потенциальная температура и удельная влажность. При неустойчивой стратификации θ меняется с высотой, тепловой поток направлен вверх (солнечный день над сушей или прохладный воздух над более теплой водой).

При устойчивой стратификации тепловой поток направлен вниз (ясная ночь над сушей или теплый воздух над более холодной водой).

Параметры устойчивости: число Ричардсона Ri и нормированная высота z/L , где L — масштаб длины Обухова:

$$Ri = (g/\theta) \partial \theta / \partial z (\partial u / \partial z)^{-2}; \quad L = -u_*^3 (kgH/c_p \rho \theta)^{-1}. \quad (17)$$

или

$$L = -u_*^2 (kg\theta_*/\theta)^{-1};$$

θ — абсолютная (потенциальная) температура; k — постоянная Кармана, приближенно равная $k=0,41$.

Величины Ri и z/L отрицательны; положительны при неустойчивой стратификации.

Отметим зависимость L от скорости ветра, которая приблизительно равна v^3 . Над лугопастбищным районом в средних широтах составляет 30...50 м, если сила ветра равна 5 м/с.

Для среднего ветра на высоте z в нейтральных условиях имеем

$$u_z = (u_* / k) \ln(z / z_0), \quad (17a)$$

где z_0 — эффективная высота, на которой $v=0$. Она называется высотой шероховатости. Для лугов и пастбищ z_0 равна одной десятой высоты травянистого покрова, а для лесов z_0 равна 0,06...0,09 средней высоты леса.

Турбулентную атмосферу часто представляют как среду, содержащую линзы (реальные вихри) различных размеров от l до L , беспорядочно перемещающихся в пространстве. Электромагнитная волна, распространяющаяся в такой турбулентной среде, зависит от структурной характеристики турбулентности атмосферы C_n^2 . Усредненное значение этой величины по пути распространяющегося луча определяется формулой

$$C_n^2 = \frac{1}{s} \int_0^s C_n^2(x) dx, \quad (18)$$

где s — длина пути луча; C_n^2 плавно изменяется по пути распространения луча.

Анализ рассмотренных моделей атмосферы позволяет сделать вывод, что погрешности за влияние рефракции и колебания коэффициента преломления состоят из двух частей: первый показатель — сравнительно устойчивый, вызванный плавными изменениями метеорологических элементов (условий погоды), характерных для отдельных регионов, второй — показатель быстрых флуктуаций этих элементов — вызван турбулентностью атмосферы. Поэтому структура формул, определяющих поправки за влияние рефракции и изменение коэффициента преломления, должна включать эти две составляющие.

1. Белавин О. В. Основы радионавигации. М., 1977. 2. Иордан В. Руководство по геодезии. М., 1971. 3. Куштин И. Ф. Рефракция световых лучей в атмосфере. М., 1971. 4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии (Физика атмосферы). М., 1976. 5. Фрум К., Эссен Л. Скорость света и радиоволн. М., 1973. 6. Schnelzer G. A. A. Comparison of Atmospheric Refraction Index Adjustment for Zaser Satellite // Ranging Thesis. Department of Geology and Geophysics. Honolulu, 1972. P. 132.

Статья поступила в редколлегию 23.11.87