

Б.Д. Белан

О РАДИАЦИОННОМ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

По данным самолетного и радиозондирования проверены формулы, полученные по результатам актинометрического зондирования и предназначенные для расчета радиационного охлаждения воздуха. Показано, что они хорошо позволяют предвычислять вертикальное распределение температуры воздуха в нижней части пограничного слоя в безоблачных условиях и пригодны для оценки радиационного выхолаживания в верхней тропосфере при нисходящих адиабатических движениях.

Для решения отдельных задач физики и оптики атмосферы необходимо предвычислять распределение температуры воздуха в каком-то отдельном слое или объеме. В частности, к таким задачам можно отнести прогноз вертикального распределения температуры воздуха в слое перемешивания, которое определяет режим накопления аэрозоля в нем, особенно в зимнее время; баланс адиабатического нагревания воздуха при нисходящих движениях и его одновременного охлаждения за счет радиационного выхолаживания и другие задачи.

Согласно [1], если определен градиент эффективного излучения атмосферы Φ , то с ним однозначно связано изменение температуры воздуха во времени на данной высоте Z_0 :

$$dT/dt = -(1/C_p \rho) (d\Phi/dZ), \quad (1)$$

где T – температура воздуха; t – время; ρ – плотность воздуха; C_p – удельная газовая постоянная при постоянном объеме.

Величина эффективного потока излучения атмосферы определяется разностью нисходящего $U(Z)$ и восходящего $Q(Z)$ потоков:

$$\Phi(Z) = U(Z) - Q(Z). \quad (2)$$

Проблема расчета величины эффективного излучения $\Phi(Z)$ заключается в том, что атмосфера излучает не как абсолютно черное тело. Это отклонение трудно представить в аналитическом виде, поэтому для расчета $\Phi(Z)$ используются эмпирические и полуэмпирические формулы. Часть таких формул приведена в [1]. Точность расчета по большинству из них проверена в [2–7]. Эта проверка показала, что в ряде случаев погрешность расчета $\Phi(Z)$ и определение по $d\Phi/dZ$ dT/dt не соответствуют точности, требуемой на практике. Поэтому поиск методов расчета $\Phi(Z)$ продолжается.

Создание в бывшем СССР актинометрического радиозонда [8] и сети актинометрических станций [9] позволило исследовать пространственно-временную изменчивость эффективного излучения атмосферы и его нисходящей и восходящей компонент во многих физико-географических районах, в разные сезоны года в высотном диапазоне от 0 до 30 км и иногда выше. Усредненные по всем пунктам и годам потоки радиации наиболее тесно связаны с усредненной температурой на том уровне, на котором измерен поток. Статистический анализ позволил получить следующие соотношения:

$$U(Z) = (2,650 - 0,360 x - 0,061 x^2) \sigma T^4, \\ P_z = 1000 - 300 \text{ гПа}; \quad (3)$$

$$Q(Z) = (0,158 + 0,260 x) \sigma T^4, \\ U(Z) = (0,675 - 0,333 x) \sigma T^4, \\ P_z = 300 - 150 \text{ гПа}; \quad (4)$$

$$Q(Z) = -0,350 + 0,380 x + 0,003 x^2) \sigma T^4.$$

Здесь $x = \lg P_Z$, где P_Z – давление воздуха на уровне Z , для которого рассчитываются потоки; T – температура воздуха; σ – постоянная Стефана–Больцмана.

Целью настоящей работы является сравнение рассчитанных значений температуры воздуха по формулам (1)–(4) с данными измерений.

Для предвычисления вертикального распределения температуры в слое перемешивания воспользуемся данными самолетного зондирования в г. Томске, полученными в темное время суток в условиях антициклона, когда адвекция тепла отсутствует. Значения температуры отсчитывались с шагом 0,1 км по высоте, погрешность измерений не превышала 0,5°C. При этом вертикальный профиль, полученный на взлете, является основным, а снятый при посадке через 6–8 ч – контрольным для расчета.

Расчет производился для слоев толщиной 100 м. Полученная величина относилась к середине этого слоя. Шаг по времени составлял 0,5 или 1 ч. Для расчета температуры воздуха у поверхности земли использовались формулы из [2, 7] для случая безоблачного неба. Всего было проверено 28 ситуаций за период с 1981 по 1985 г. Все они относились к условиям ясного неба.

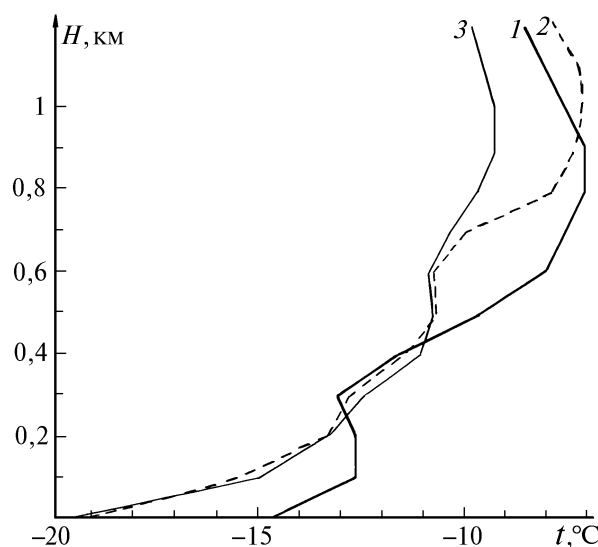


Рис. 1. Вертикальное распределение температуры в районе г. Томска 20–21.12.1981: 1 – профиль, измеренный на взлете (18 ч местного времени); 2 – рассчитанный по (1)–(3); 3 – профиль, измеренный на посадке (01:50 местного времени)

На рис. 1 показан пример одного из таких расчетов. Как видно из рис. 1, хорошее совпадение, в пределах ошибок измерения, наблюдается в слое 0–0,7 км, т.е. в нижней части инверсии. Вблизи уровня инверсии данные расчета и измерения расходятся, достигая величины 2–3°C, что в общем-то неудовлетворительно. Средние характеристики по результатам всех 28 случаев расчета собраны в таблице, из данных которой следует, что расчет по формулам (1)–(3) имеет приемлемую точность в нижнем слое 0–0,8 км, затем ошибка возрастает в слое воздуха, где часто наблюдается инверсия. Выше 1 км ошибка расчета снова уменьшается.

Такие различия между рассчитанными и измеренными значениями температуры, возможно, обусловлены тем, что в слое инверсии накапливаются газовые и аэрозольные загрязнения воздуха и это приводит к отклонению в величине эффективного излучения, описываемого выражениями (3).

Среднеквадратическое отклонение (СКО) между рассчитанными и измеренными значениями температуры воздуха в пограничном слое

Высота, км	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
СКО, °С	0,28	0,31	0,3	0,32	0,35	0,34	0,34	0,48	0,58	1,75	2,52
Высота, км	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,80	1,90	2,00	2,10
СКО, °С	2,85	2,54	2,12	1,78	1,12	1,09	0,94	0,87	0,78	0,70	0,68

О радиационном изменении температуры воздуха

Многие авторы, объясняя резкое увеличение концентрации озона у поверхности земли, связывают этот процесс с переносом озона из стратосферы в тропосферу через тропопаузу в системе нисходящих движений, возникающих в зоне струйных течений [10,11]. Однако против такого простого механизма возражают авторы [12], указывая, что если бы движение происходило от стратосферы до поверхности земли, то оно повысило бы там температуру воздуха до +40°C. Наблюдаемое же повышение температуры по сравнению со смежным воздухом составило всего 13°C. Вместе с тем перенос озона в такой системе существует, о чем свидетельствуют результаты, полученные в [13]. И этот перенос сопровождается адиабатическим нагревом воздуха, правда, не столь интенсивным [14].

Это противоречие можно снять, если учесть, что адиабатическое нагревание воздуха, возникающее при нисходящих движениях, должно сопровождаться радиационным охлаждением, увеличивающимся с ростом интенсивности нисходящего движения. Соотношения (4) позволяют сделать расчет такого охлаждения и оценить баланс между величинами адиабатического и радиационного изменения температуры воздуха.

Расчет по формулам (1), (2), (4) приведен на рис. 2. Он выполнен для аргумента – скорости вертикальных движений воздуха. Функцией выступает скорость изменения температуры воздуха. Это обусловлено тем, что величина адиабатического нагрева прямо пропорциональна скорости нисходящих движений, а радиационное выхолаживание будет пропорционально четвертой степени этого нагревания. При расчете допускалось, что вначале происходит нагревание опускающегося воздуха, а затем уже начинается радиационное охлаждение. Изменение температуры рассчитывалось для интервала 1 ч, при этом мощность слоя определялась как произведение скорости нисходящих движений на время. Для сравнимости результатов скорость изменения температуры приводилась к толщине слоя 1 км. Опорной высотой являлся уровень 12 км. Вертикальный градиент температуры для расчета адиабатического нагревания был принят равным нулю.

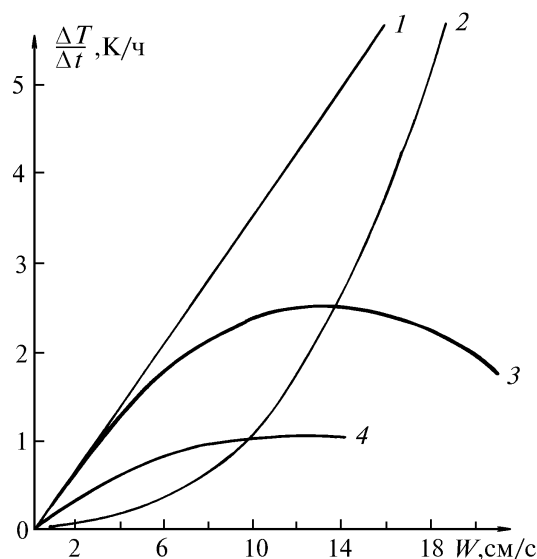


Рис. 2. Скорость адиабатического 1, радиационного 2, результирующего 3 и фактического 4 изменения температуры воздуха в слое тропопаузы в зависимости от скорости вертикальных движений

Из рис. 2 видно, что скорость адиабатического нагревания только при небольших величинах нисходящих движений превышает скорость радиационного выхолаживания. При скоростях 12–14 см/с их различия максимальны, при интенсивности нисходящих движений 30 см/с скорости адиабатического нагревания и радиационного охлаждения выравниваются. Таким образом, полученные данные говорят о том, что процесс нагревания воздуха при нисходящих движениях должен испытывать насыщение, которое наступит при их интенсивности ~12–14 см/с.

С целью проверки этого вывода были рассмотрены изменения температуры воздуха в зоне струйных течений при разной интенсивности вертикальных движений. Изменения температуры воздуха определялись по картам барической топографии на уровнях, ближайших к оси струйного течения с использованием методики фиксированных параметров, изложенной в [15]. Скорость вертикальных движений рассчитывалась по однопунктному методу, описанному в [16], по данным радиозондирования. Сопоставление данных показано на рис. 3 для 68 случаев.

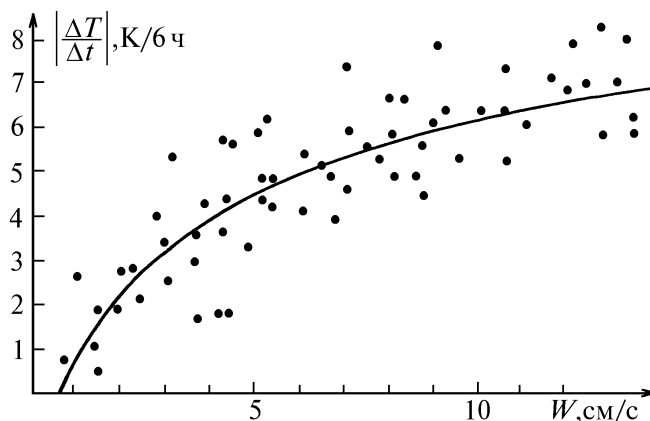


Рис. 3. Изменение температуры воздуха в зоне струйных течений при различных скоростях вертикальных движений в системе спиральной циркуляции

Из рис. 3 видно, что фактическое изменение температуры воздуха действительно имеет нелинейный характер. Это изменение можно аппроксимировать зависимостью вида

$$\Delta T/\Delta t = \omega^{0,9} \pm 1,06.$$

При этом построенная по полю точек кривая явно демонстрирует тенденцию к насыщению вблизи уровня 8 К/6 ч.

Эта же кривая, нанесенная на рис. 2 под номером 4, в целом повторяет в пределах исследованного диапазона вертикальных скоростей ход результирующей кривой 3, но имеются различия в абсолютных величинах. В среднем значения скоростей фактического изменения температуры воздуха меньше, чем рассчитанного, в 2 раза.

Такие различия могут возникнуть по следующей причине. Согласно [13,14] зона повышенного содержания озона и повышенной по сравнению с окружающим воздухом температуры имеют вид протяженной полосы, расположенной вдоль оси струйного течения. В этом случае область с повышенной температурой будет излучать энергию не только вверх и вниз, как считалось в настоящей работе, но и в обе стороны по бокам, что не учитывалось при расчете. При этом нет оснований полагать, что интенсивность радиационного охлаждения за счет бокового (горизонтального) излучения будет меньше, чем за счет вертикального.

Подводя итог работе в целом, отметим, что эмпирические формулы, полученные по результатам актинометрического зондирования, позволяют хорошо предвычислять вертикальное распределение температуры воздуха в нижней части пограничного слоя и пригодны для оценки скорости радиационного выхолаживания слоя воздуха, адиабатически нагревающегося при нисходящих движениях.

1. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
2. Бютнер Э. К., Шебшаевич О. А. // Труды ГГИ. 1989. Вып. 347. С. 22–27.
3. Barrett J. C. // Aerosols: Formation and Reactivity. 2nd Int. Aerosol. Conf. Berlin, 1986. P. 352–353.
4. Carlson M. A., Stull R. B. // J. Clim. And Appl. Meteorol. 1986. V. 25. N 8. P. 1088–1099.
5. Anfossi D., Longhetto A. // Nuoco cim. 1985. C8. N 6. P. 605–620.
6. Danard M. // Mon. Weather Rev. 1989. V. 117. N 1. P. 67–77.
7. Holstag A. A. M., Van Ulden A. P. // J. Clim. and Appl. Meteorol. 1983. V. 22. N 4. P. 517–529.
8. Костяной Г. Р. // Труды ЦАО. 1969. Вып. 84. С. 50–67.

9. Трифонов Г. П., Черняков А. А. Развитие радиозондирования в СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. С. 24–30.
10. Гедеонов Л. И., Гритченко З. Г. // Метеорологические аспекты радиоактивного загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 292–302.
11. Кошелёв Ю. П. // Труды ЦАО. 1968. Вып. 85. С. 91–105.
12. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 288 с.
13. Еланский Н. Ф. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1975. Т. 11. N 9. С. 916–925.
14. Кондратьев К. Я. // Итоги науки. М.: ВИНТИ, 1971. С. 25–85.
15. Белан Б. Д. Метод определения характеристик спиральной циркуляции струйных течений и некоторые ее свойства. 1981. 56 с. (Препринт /ИОА СО РАН СССР/ N 33).
16. Белан Б. Д. Депонировано в ВИНТИ. М., 1986. N 7934–B86. С. 1–24.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
7 марта 1995 г.

B. D. Belan. About Radiation-dependent Variation of Air Temperature.

Some formulas, obtained based on actinometric sounding, are tested in the paper. They are useful in calculations of the air radiation cooling based on aircraft and radiosounding data. The formulas are shown to precalculate well the air temperature vertical distribution in the bottom of the boundary layer under cloudless conditions. They are suitable as well to estimate radiation-dependent cooling in the upper troposphere at downgoing adiabatic motions.