

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ  
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 535.501

В.В. Зуев, В.Н. Маричев, С.Л. Бондаренко, С.И. Долгий, Е.В. Шарабарин

ЛИДАРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО РЭЛЕЕВСКОМУ РАССЕЙНИЮ СВЕТА  
В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ ЗА ПЕРИОД МАЙ–ДЕКАБРЬ 1995 Г.

Приводятся результаты зондирования температуры в ночное время за май–декабрь 1995 г., представленные 29 профилями в интервале высот 15–30 км. В общем случае вертикальное распределение температуры согласуется с модельным. Вместе с тем на высотах 15–20 км выявлена тенденция к повышению температуры по сравнению с модельной в июле и понижению в ноябре–декабре. Замеченное в ноябре потепление на высотах 25–30 км связывается с процессом осенней перестройки циркуляции в стратосфере. Для проверки достоверности лидарных данных были проведены два сравнения измерений температуры лидаром и метеозондом. Расхождение значений температур в интервале высот 15–25 км не превышало 5°C, что вписывается в погрешности измерений.

Первая попытка использования сигналов рэлеевского (молекулярного) рассеяния света для восстановления профилей плотности и температуры атмосферы была предпринята Сандфордом в 1967 г. на лидаре с рубиновым лазером. Однако успех сопутствовал Хаучекорну и Шанин, которые в 1988 г. сообщили о получении профилей плотности и температуры в интервале высот 35–75 км [2]. За последние пятнадцать лет лидарная техника прошла этапы интенсивного развития, и рэлеевские лидары стали широко использоваться в известных обсерваториях [3] и при проведении международных программ, например, сети обнаружений изменений в стратосфере (NDSC).

Первые измерения температуры по сигналам рэлеевского рассеяния света на Сибирской лидарной станции (57°с.ш., 85°в.д., Томск) были начаты нами осенью 1994 г. На лидаре с приемным зеркалом диаметром 2,2 м и передатчиком на Nd:YAG-лазере (вторая гармоника, длина волны 532 нм) были получены профили температуры в верхней стратосфере и мезосфере (35–75 км) [4]. Затем температурное зондирование было продолжено на лидаре с приемным зеркалом диаметром 1 м и передатчиком на основе ХеСl-лазера с ВКР-преобразованием в кювете с водородом (длина волны 353 нм), в результате чего был охвачен диапазон высот нижней стратосферы 10–40 км. Энергия импульса излучения лазера на длине волны 353 нм составляла 30–50 мДж, частота посылок 40–50 Гц, расходимость излучения не превышала 0,2 мрад, поле зрения приемной системы составляло 0,5 мрад. Прием эхосигналов проводился в режиме счета фотонов с пространственным разрешением в стробе 100 м и общим количеством стробов в канале 510. Время накопления лидарного сигнала, необходимого для получения единичного профиля температуры до высот 40 км, составляло 20–40 мин.

Восстановление профилей температуры проводилось по сигналам рэлеевского (молекулярного) рассеяния света на основе однозначной связи между коэффициентом обратного молекулярного рассеяния  $\beta_n(H)$  и плотностью атмосферы  $\rho(H)$  для высоты  $H$ . При условии выполнения закона состояния идеального газа и термодинамического равновесия и отсутствия на зондируемом интервале высот аэрозольных слоев выражение для температуры  $T$  имеет вид:

$$T(H) = \frac{P^2(H)}{N(H)H^2} \left[ \frac{N(H_m)H_m^2}{P^2(H_m)} T(H_m) + \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(h)h^2g(h)dh}{P^2(h)} \right], \quad (1)$$

где

$$P^2(H) = \exp \left[ -2 \int_0^H \alpha(h) dh \right], \quad (2)$$

где  $R^*$  – удельная газовая постоянная;  $g$  – ускорение свободного падения;  $N(H)$  – лидарный сигнал;  $P(H)$  – прозрачность молекулярной атмосферы от уровня расположения лидара до высоты  $H$ ,  $\alpha$  – молекулярный коэффициент рассеяния света на длине волны 353 нм,  $H_m$  – максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы.

Отметим, что приведенное выражение для температуры  $T$  отличается от выражения, полученного в [2]:

$$T(H) = \frac{g(H) DH}{R^* \ln(1 + X)}, \quad (3)$$

$$X = \frac{\tau(H) g(H) DH}{Q (H + DH/2)}, \quad (4)$$

где  $Q$  – давление;  $\Delta H$  – пространственное разрешение. Там оно было получено из условий отличия давления на нижней и верхней границах выделенного слоя, а в нашем случае по давлению как массы интегрального столба плотности атмосферы. Кроме того, нами было учтено ослабление сигнала за счет молекулярного рассеяния, вклад которого становится заметным при работе в нижней стратосфере и верхней тропосфере. Сравнение расчетов температуры по формулам (1) и (3), с учетом молекулярной прозрачности  $P^2$ , показало полное совпадение профилей.

Рассмотрим результаты зондирования температуры за май–декабрь 1995 г., представленные 29 профилями на рис. 1. На графиках наряду с лидарными профилями температуры (жирная линия) приведены модельные профили для средних широт лета, зимы и межсезонья (пунктирная линия). Необходимо отметить, что на графиках лидарные профили приведены для высот ниже 5 км от высоты  $H_{\max}$ . Это вызвано необходимостью уменьшения влияния ошибки, возникающей за счет некоторого произвола при присвоении реальной температуре модельного значения  $T(H_m)$ . Видно, что в целом вертикальное распределение температуры согласуется с модельным. Как и следовало ожидать, лидарные профили температуры имеют индивидуальную структуру, поскольку получены для различных ночей. Профили за 11 и 12 мая хорошо ложатся на модельные. Далее, с 17 мая наблюдается некоторое понижение температуры на высотах 15–20 км, которое прослеживается на графиках за 23 мая и 9 и 12 июня. С начала июля лидарный температурный профиль (3.07.95) проходит через модельный, затем происходит повышение температуры в нижней части профилей с 5 по 9 июля, а 10 и 11 июля происходит возврат распределения температуры к модельному. В последующий период был вынужденный перерыв в измерениях, которые возобновились 23 сентября. Этой ночью наблюдалось «модельное» распределение температуры. Однако 26 сентября происходит его перераспределение в нижних высотах, причем в области высот 16–20 км понижение на  $\cong 10^\circ\text{C}$ , а на высоте 15 км – повышение на  $\cong 15^\circ\text{C}$ . Профили за последующие дни измерений с конца сентября по начало ноября имеют примерно идентичную структуру: пониженную температуру на нижних высотах и совпадающую с модельной на верхних высотах. В середине ноября (14.11.95) распределение температуры приближается к модельному. В последующие даты 15, 21 и 22 ноября происходит перераспределение температуры по профилю с отмеченным ранее смещением в сторону более низких температур в нижней части профиля и повышением температуры выше уровня 25 км до  $16^\circ\text{C}$ . Неустойчивое распределение температуры отмечается 29 ноября и 3 декабря. К концу декабря происходит сильное выхолаживание на высотах ниже 20 км, вместе с тем на профиле за 25 декабря заметно потепление с максимумом на высоте 25 км и с отклонением от модельного значения на  $12^\circ\text{C}$ .

Отметим, что описанная динамика вертикального распределения температуры в стратосфере основана на констатации материалов лидарных наблюдений. Для полного анализа и интерпретации динамики вертикального распределения температуры необходима более широкая информация, включая синоптику в исследуемом интервале высот, данные других измерений и т.д. В дальнейшем планируется привлечение синоптических карт и данных запусков радиозондов. Однако уже сейчас можно констатировать следующее: во-первых, в середине лета (июль) прослеживается устойчивое потепление атмосферы в области высот 15–20 км, и наоборот, в октябре–декабре происходит выхолаживание атмосферы на этих высотах. В мае, июне и сентябре вертикальное распределение температуры близко к модельному. Отмеченное в ноябре повышение температуры на высотах 25–30 км может свидетельствовать о сезонном

процессе изменения циркуляции. Во-вторых, на многих рисунках с возрастанием высоты становятся все более заметными колебания температуры относительно модельного профиля, которые в ряде случаев напоминают волновую структуру. С физической точки зрения данное обстоятельство может объясняться фактом появления в стратосфере внутренних гравитационных волн [5], для которых температура играет роль трассера.

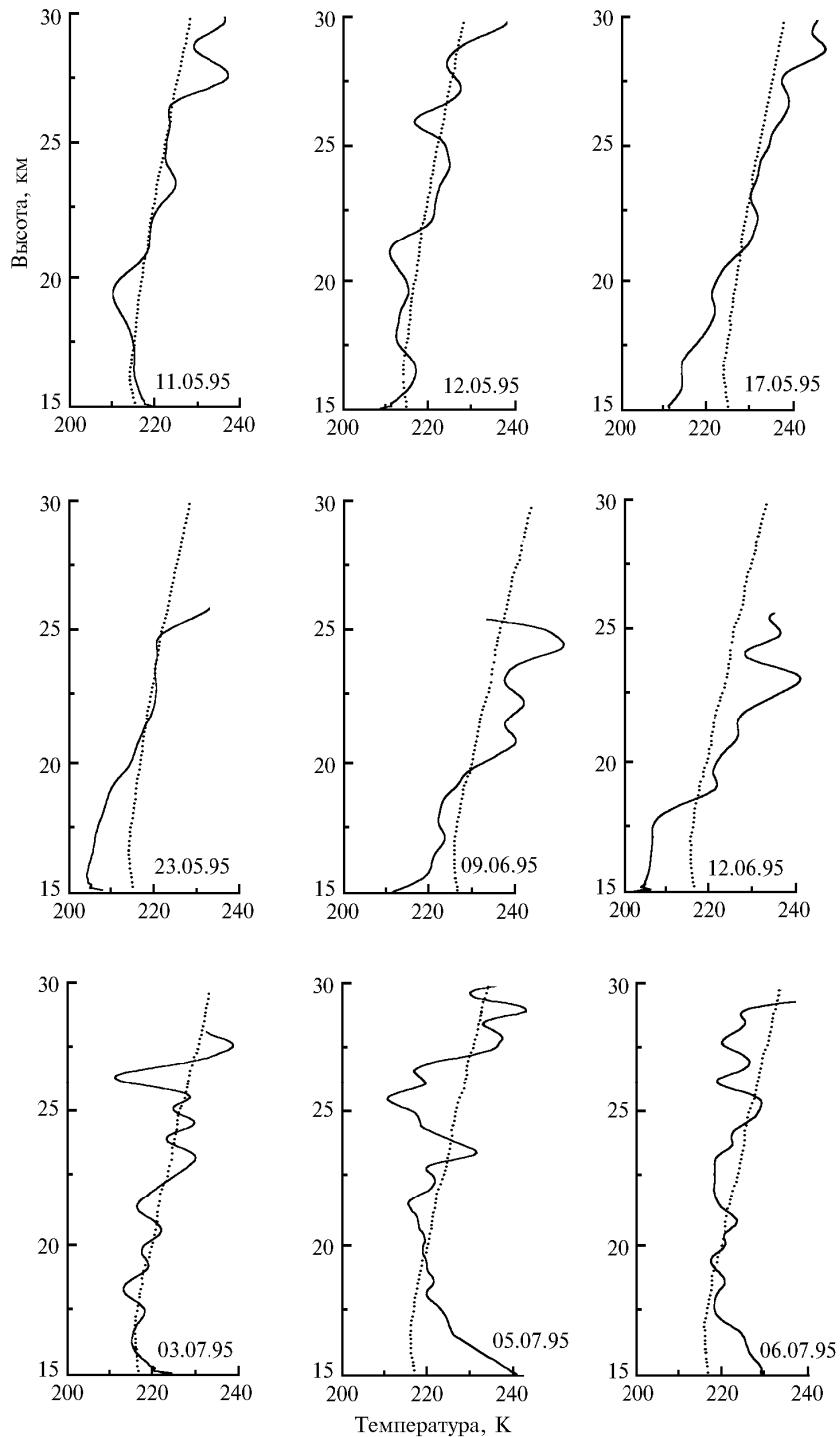


Рис. 1. Динамика вертикального распределения температуры (продолжение рис. 1 см. на стр. 1391, 1392)

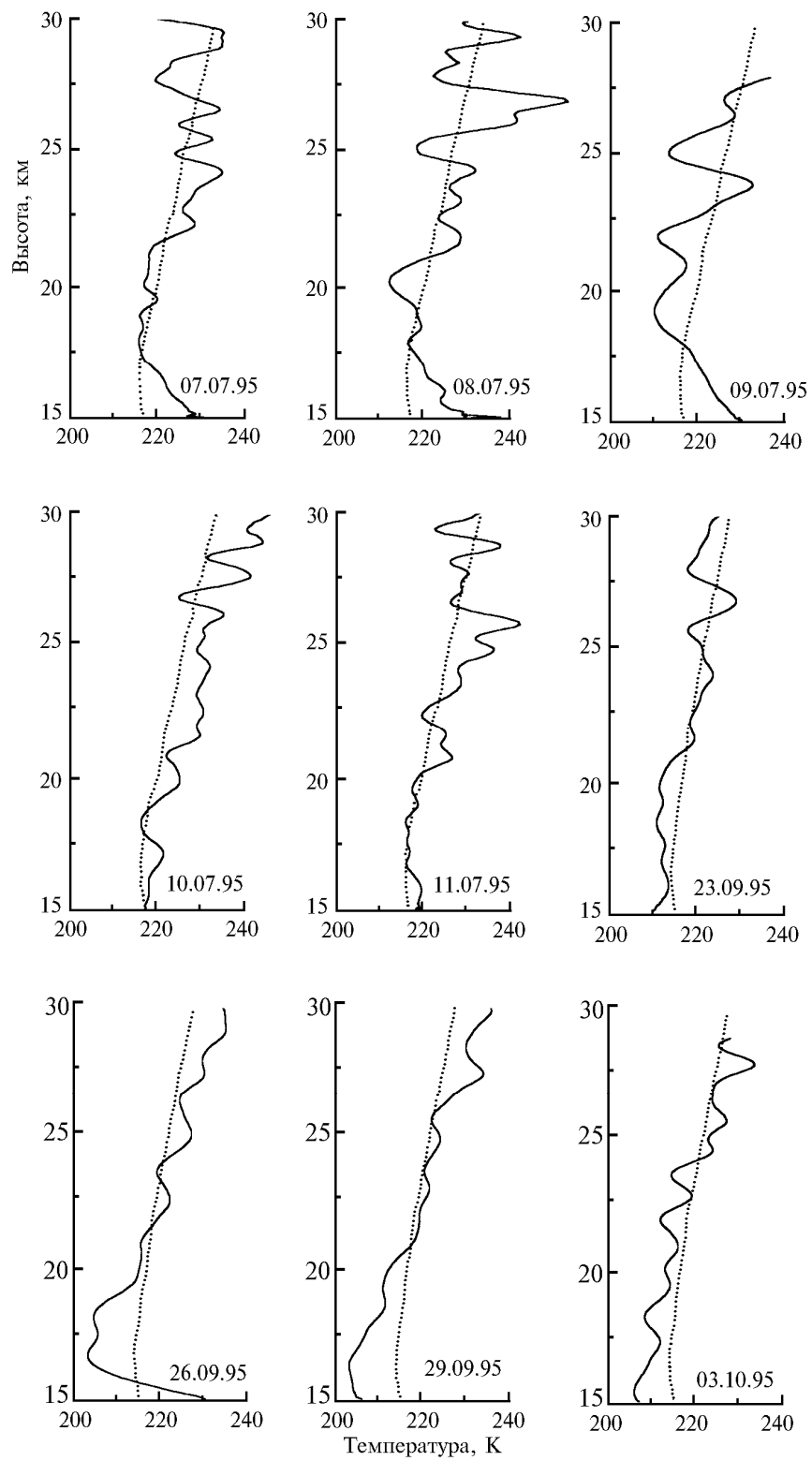


Рис. 1. Динамика вертикального распределения температуры (продолжение)

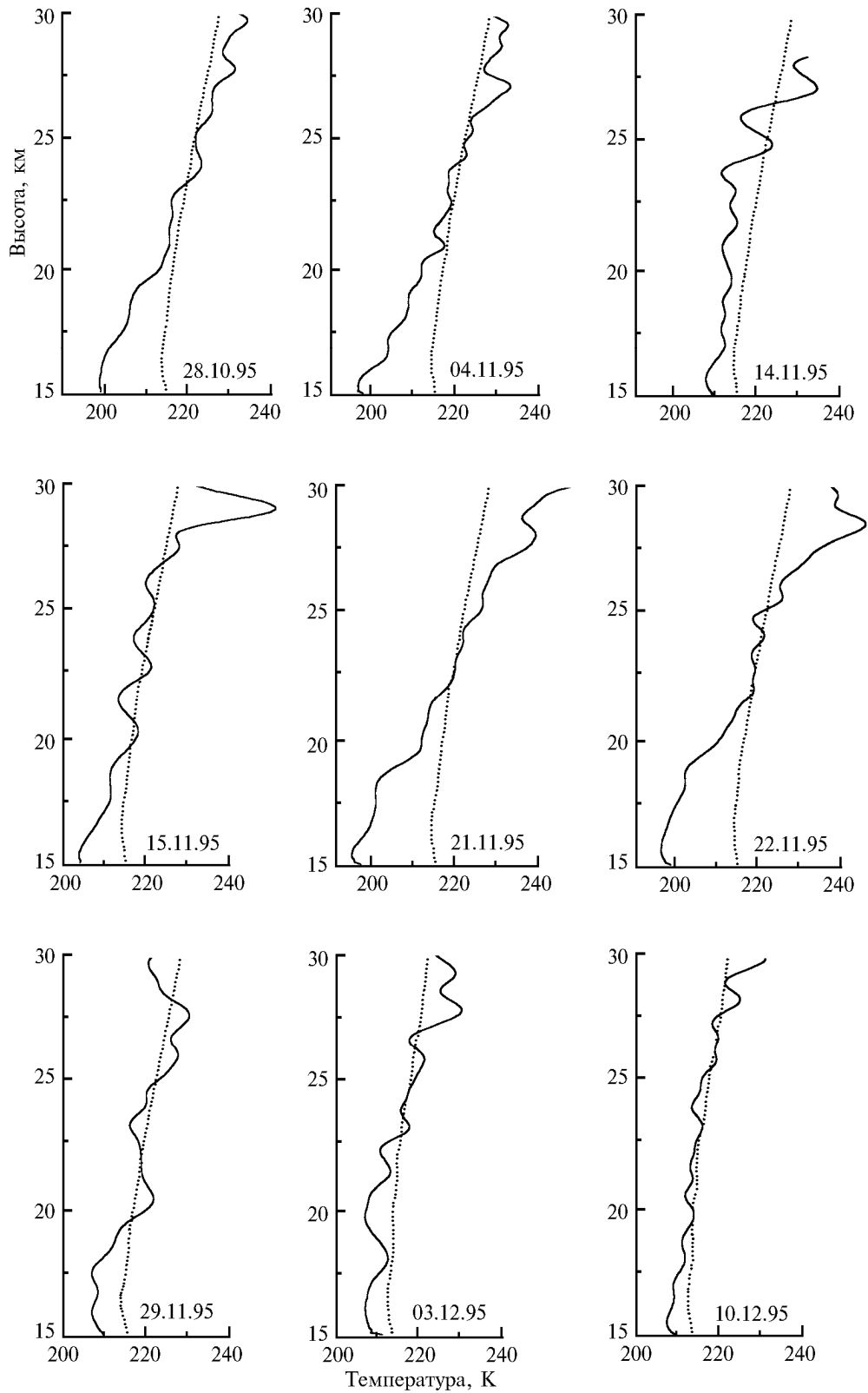


Рис. 1. Динамика вертикального распределения температуры (продолжение)

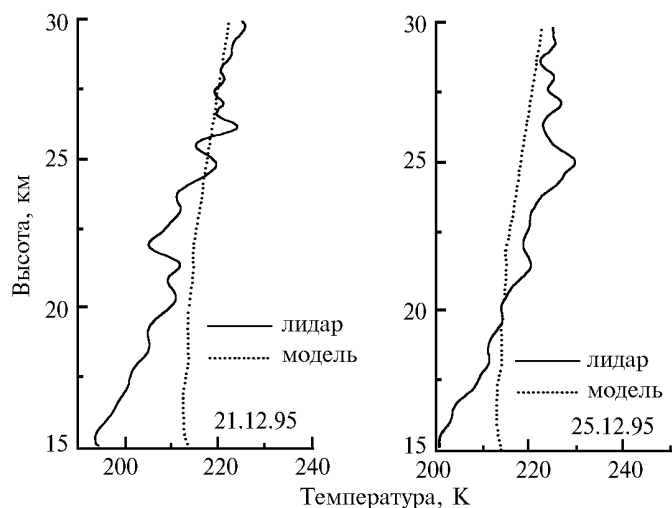


Рис. 1. Динамика вертикального распределения температуры (окончание)

С точки зрения репрезентативности измерений следует иметь в виду, что погрешность измерений также возрастает с высотой, что может привести к отмеченным отклонениям температуры. С целью оценки достоверности лидарных данных были проведены поверочные испытания, заключающиеся в параллельном измерении температуры профилей лидаром и метеозондом. На рис. 2 приведены температурные профили, полученные лидаром и метеозондом в интервале высот 15–25 км ночью 3 и 6 июля 1995 г. Из сравнения данных видно, что максимальное расхождение во всем интервале высот на обоих парах профилей не превышает 5°C. Учитывая погрешности метеозондовых и лидарных измерений и их некоторую пространственно-временную разнесенность, результаты интеркалибровки можно считать положительными и, таким образом, иметь основание для доверия к лидарным данным.

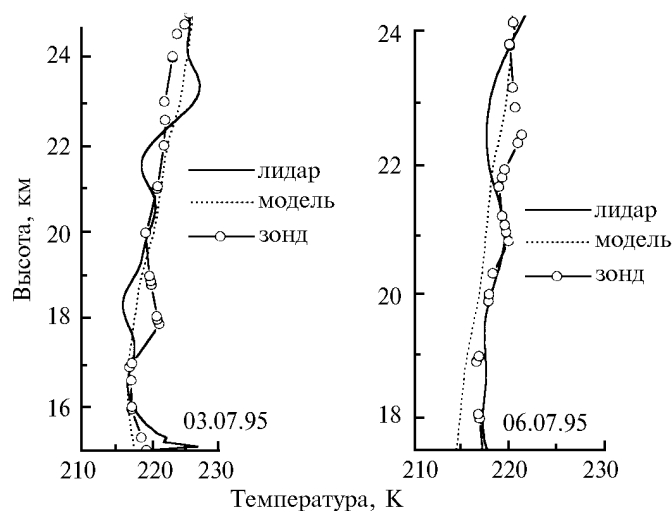


Рис. 2. Сравнение профилей температуры, полученных лидаром и метеозондом

Работа выполнена на установке «Сибирская лидарная станция» при финансовой поддержке РФФИ и Министерства науки России (регистрационный номер 01-64).

1. Sandford M. C. W. // J. Atmos. Terr. Phys. 1967. N 29. P. 1657–1662.
2. Hauchecorne A., Chanin M. - L. // Geoph. Res. Lett. 1980. V. 7. N 8. P. 565–568.
3. 3 - th Inter. Lidar Researchers Directory / Compiled by M.P. McCormick. NASA Langley Research Center Hampton. Virginia 23681-0001. Feb 1993.

4. Бондаренко С.Л., Бурлаков В.Д., Гришаев М.И., Зуев В.В., Маричев В.Н., Правдин В.Л. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 11–12. С. 1652–1655.
5. Philbrick C.R. // SPIE. V. 1492. Earth and Atmospheric Remote Sensing. 1991. P. 76–83.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
25 марта 1996 г.

V.V. Zuev, V.N. Marichev, S.I. Dolgii, E.V. Sharabarin. **Lidar Measurements of Temperature during May-December, 1995, Based on Rayleigh Scattering of Light in Lower Stratosphere.**

The results of lidar measurement of the temperature, conducted at night time during May-December, 1995, are presented. They include 29 profiles within the altitude interval from 15 to 30 km. The vertical distribution of the temperature in general case was shown to agree with the model one. Therewith, a tendency to the temperature increase in July was found as compared to the model at the altitudes from 15 to 20 km as well as its decrease in November and December. The noticed increase of the temperature in November at the altitudes from 25 to 30 km was associated with the process of autumn modification of the circulation in the stratosphere. To validate the lidar data, the results of the temperature measurement performed by the lidar and by the meteorozond were twice compared. The difference between the temperature values in the interval from 15 to 20 km did not exceed  $5^{\circ}\text{N}$  that was within the limits of the measurement error.