

УДК 551.501.42

Анализ поведения плотности воздуха и температуры в стратосфере над Томском в периоды ее возмущенного и спокойного состояний, выполненный по результатам лидарных измерений

В.Н. Маричев*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1
Национальный исследовательский Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36*

Поступила в редакцию 13.03.2013 г.

Проведен анализ влияния зимних стратосферных потеплений (СП) на особенности вертикального распределения температуры и плотности воздуха в средней атмосфере над Томском. Рассмотрены внезапные СП зим 2009/10, 2010/11 и 2011/12 гг. и летние периоды 2010–2012 гг. с устойчивым вертикальным распределением температуры.

Показано, что для возмущенных условий, вызванных СП, отклонения температуры и плотности воздуха от средних значений идут в противофазе и имеют выраженную зеркальную симметрию относительно нулевого значения. Их максимальная амплитуда наблюдается на высотах 35–40 км и может достигать +30% для температуры и –30% для плотности. При спокойных условиях в летние месяцы отклонения температуры находятся в основном коридоре $-6 \div +8\%$, а плотности воздуха $-8 \div +15\%$.

Ключевые слова: стратосфера, стратосферные потепления, плотность воздуха, температура, отклонение, лидар; stratosphere, stratospheric warming, air density, temperature, deviation, lidar.

Введение

Лидарные измерения в условиях чистой, свободной от аэрозоля молекулярной атмосферы могут быть использованы для нахождения плотности атмосферы [1, 2]. Это обусловлено пропорциональной связью лидарных сигналов с плотностью воздуха через коэффициент обратного молекулярного рассеяния. Такие лидарные наблюдения за плотностью воздуха могут проводиться в средней атмосфере. Однако несмотря на простоту измерения указанного параметра лидарным методом, этот метод применяется редко. Можно указать лишь несколько работ [3–5], в которых описаны исследования вариаций относительной плотности воздуха в области высот 70–100 км, проводившиеся в течение двух лет. В результате этих исследований были обнаружены вариации между максимумом и минимумом плотности и годовой ход понижения ее пикового значения на уровне 10%. О подобных экспериментах в стратосфере и нижней мезосфере автору настоящей статьи неизвестно.

Вместе с тем измерения других параметров и физических величин, таких как температура, аэрозоль и озон, широко проводятся за рубежом, например на сети лидарных обсерваторий NDACC (Network for

the Detection of Atmospheric Composition Change, <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/>), и в России на лидарных станциях институтов РАН [6–18]. Причина этого, возможно, заключается в том, что отсутствует научный интерес к исследованиям плотности, поскольку принято считать, что распределение плотности воздуха по высоте строго подчиняется экспоненциальной зависимости и ее значение легко вычислить или взять из модели CIRA-86 [19]. Тем не менее автор посчитал полезным и интересным проследить поведение плотности атмосферы в стратосфере во время ее возмущенного состояния, вызванного внезапными стратосферными потеплениями (СП), и сравнить с поведением в спокойные летние периоды. Одновременно рассматривались изменения вертикального распределения температуры. Для анализа были взяты периоды наблюдений СП в зимние месяцы 2009/10, 2010/11 и 2011/12 гг. и летние месяцы (июнь–июль) 2010–2012 гг. для спокойных периодов.

Результаты анализа

Были проанализированы 36 отдельных наблюдений, выполненных зимой, и 36 — летом. В качестве первичной информации использовались сигналы, полученные на лидаре с приемным зеркалом диаметром 1 м и передатчиком на Nd:AIG-лазере с длиной

* Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru).

Стратосферное потепление зимы 2009/10 г.

волны излучения 532 нм, энергией в импульсе 200 мДж и частотой посылки 10 Гц. Время накопления суммарного сигнала составляло 2 ч, пространственное разрешение 192 м, прием осуществлялся в режиме счета одноэлектронных фотоимпульсов. Прием обратнорассеянного излучения проводился в диапазоне высот 15–60 км. Наблюдения выполнялись в темное время суток.

Профили вертикального распределения температуры рассчитывались по методике, изложенной в [9]. Профили плотности воздуха $\rho(H)$ определялись по формуле

$$\rho(H) = \frac{\rho(H_k)N(H)H^2}{N(H_k)H_k^2}, \quad (1)$$

где $N(H)$ – лидарный сигнал с высоты H , км; H_k – высота калибровки, которая располагается ниже текущей высоты H , км. На высоте калибровки выбиралось известное значение плотности $\rho(H_k)$.

В свою очередь, плотность $\rho(H_k)$ ($\text{г}/\text{м}^3$) находилась из уравнения состояния идеального газа по формуле

$$\rho(H_k) = \frac{348P(H_k)}{T(H_k)}, \quad (2)$$

где P и T – давление (гПа) и температура (К) на высоте H_k , значения которых могут быть взяты из спутниковых или метеозондовых измерений, а также из модели CIRA-86 [19].

Зимнее стратосферное потепление 2009/10 г. относилось к мажорному типу, при котором произошла перестройка циркуляции воздушных масс с западного направления на восточное. Это было самое продолжительное СП за весь опыт лидарных наблюдений с 1996 г., которое началось 15 января и завершилось в конце февраля [9]. Также это было самое мощное потепление, при котором температура в отдельные ночи в стратосфере доходила до $+30^\circ\text{C}$, а уровень стратоспаузы опускался до 37–38 км (рис. 1).

Почти до конца января характерной для профиля температуры была структура с положительной полуволной в стратосфере и отрицательной в мезосфере. С конца января и весь февраль очаг потепления постепенно убывал и был локализован только в нижней части профиля ниже 40 км. Стратоспауза опускалась до рекордно низких высот (23–25 км). В верхней части профиля распределение температуры было близко к модельному CIRA-86 [19] и измеренному со спутника.

Результаты анализа вертикального распределения плотности и температуры воздуха в стратосфере приведены на рис. 2. Здесь для отдельных ночей наблюдений показаны отклонения этих метеовеличин от среднемесячных значений, взятых из модели CIRA-86.

Из рис. 1 и 2 видно, что отклонения идут в противофазе и их максимальные значения приходятся

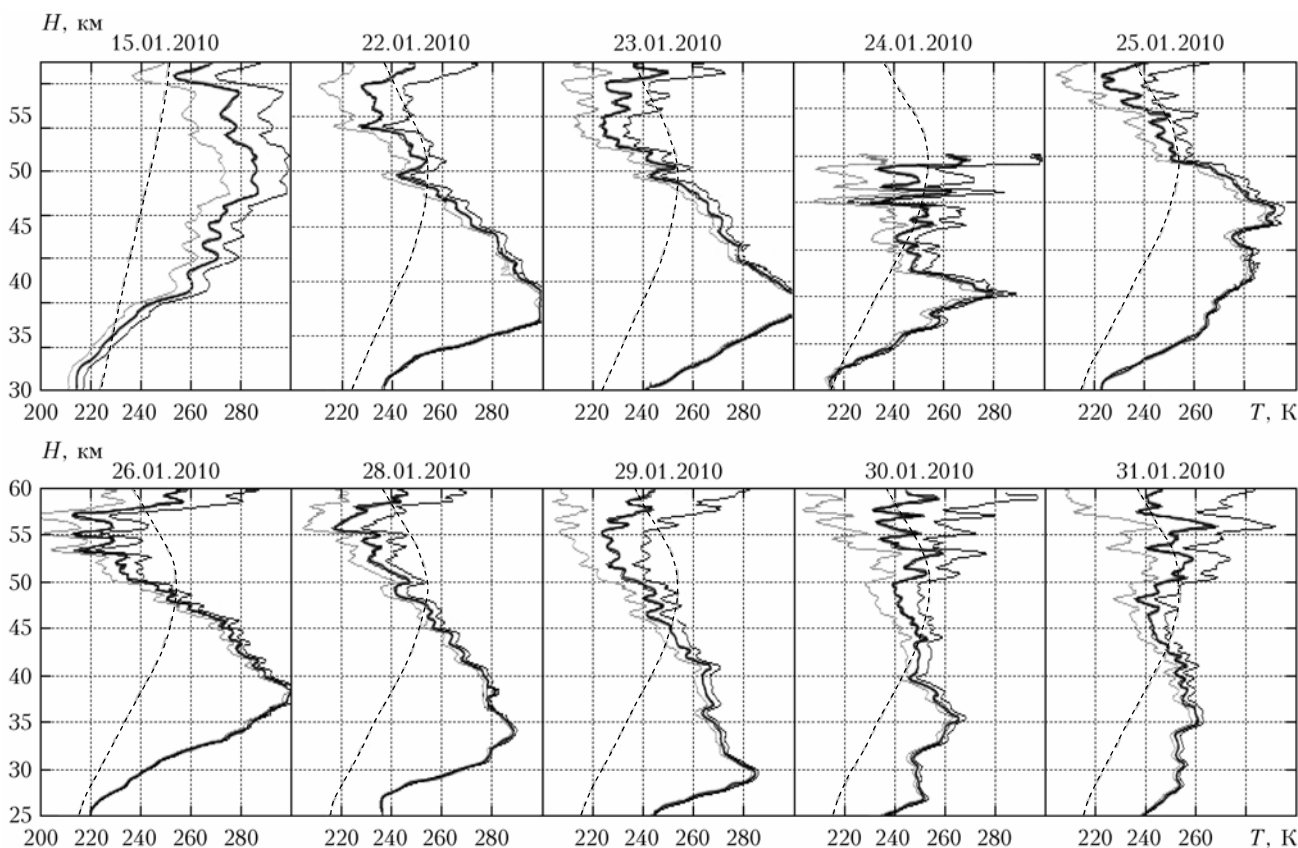


Рис. 1. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в период СП в январе 2010 г. Лидарные профили приведены со стандартным отклонением. Штриховая кривая – модель CIRA-86 [19]

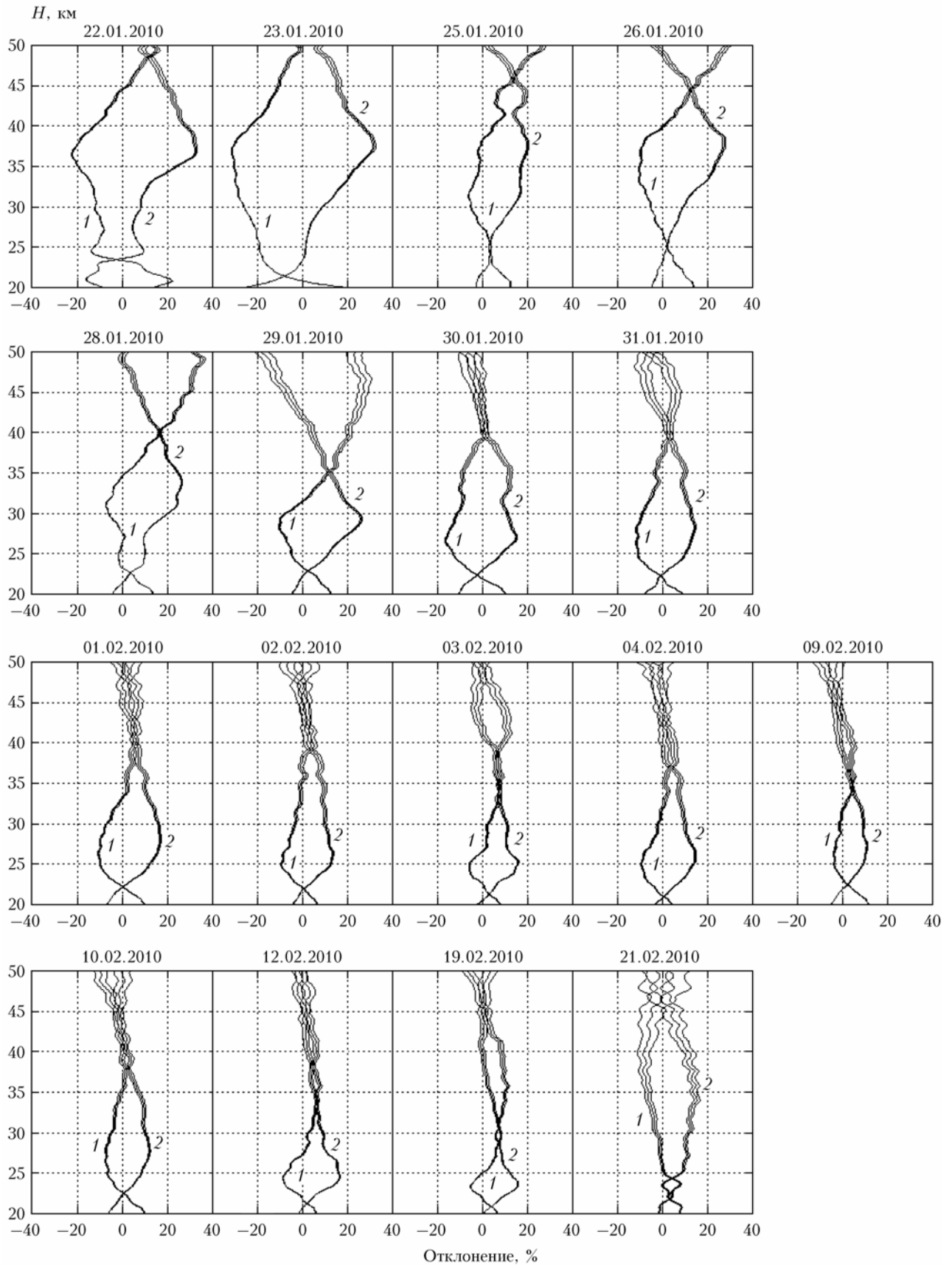


Рис. 2. Отклонения профилей плотности $[(\rho - \rho_{CIRA})/\rho_{CIRA}] \cdot 100\%$ (кривая 1) и температуры $[(T - T_{CIRA})/T_{CIRA}] \cdot 100\%$ (кривая 2) в процентах от среднемесячных значений. Для ρ и T приведены также коридоры стандартного отклонения

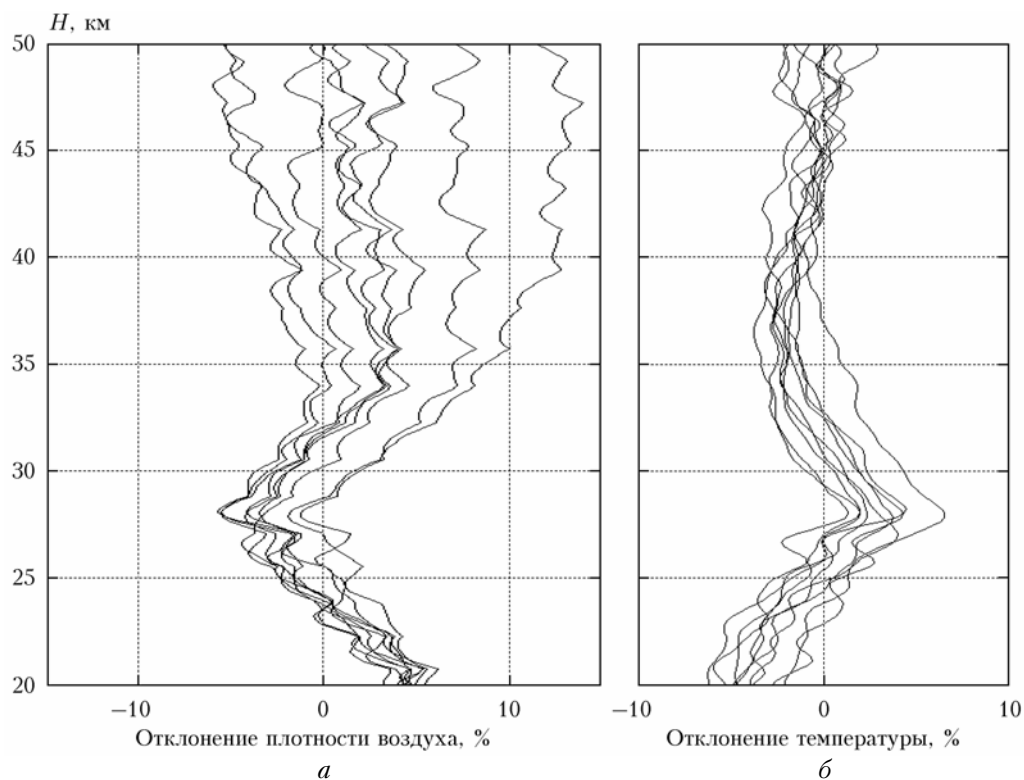


Рис. 3. Отклонения профилей плотности воздуха (а) и температуры (б) от среднемесячного значения, полученные за несколько дней измерений в июне–июле 2010 г.

на период наиболее интенсивного развития СП 22–26 января. Пик наблюдается на высоте 36–37 км и достигает 30%. В конце месяца амплитуда максимальных отклонений спадает до 15–10%, как и их высотный диапазон, в котором они наблюдаются: с (45–50)–22 (23.01) до 35–22 км (31.01). Противоположные отклонения происходят на больших высотах. Они могут доходить до 20% (29.01) и распространяться на область высот 40–50 км.

Ситуация для спокойного периода летних месяцев (июнь–июль) показана на рис. 3.

До высоты 28 км, на которой для обеих метеовеличин выделялся некий экстремум, коридор отклонений не превышал 5%, при этом отрицательный тренд отмечался для плотности, положительный — для температуры. Выше 28 км коридор отклонений для плотности продолжал расти. В отрицательную сторону он сохранялся на уровне 5%, а в положительную увеличивался до 12%. Наоборот, для температуры с ростом высоты отклонения преобладали в отрицательную сторону и уменьшались до уровня 3% в интервале высот 40–50 км.

Стратосферное потепление зимы 2010/11 г.

Зимнее потепление 2010/11 г. относилось к слабому, минорному типу без перестройки циркуляции стратосферы. Наиболее динамичные события наблюдались в январе 2011 г. (рис. 4). Так, резкое потепление произошло 14 января, когда согласно лидарным и спутниковым данным высота стратосферы

опустилась до 32–35 км, и отклонение относительно среднемесячного значения по модели CIRA-86 достигло 42–45 К. А 15 января по лидарным измерениям высота стратосферы «размылась» (она простиралась от 30 до 37 км) и по спутниковым наблюдениям опустилась на 31 км. В последующие месяцы (февраль–апрель) происходила стабилизация в вертикальном распределении температуры с переходом в фоновое состояние.

Особенности отличия вертикального распределения плотности и температуры от стандартного показаны на рис. 5.

Из рис. 4 и 5 видно, что наиболее выраженное отличие вертикального распределения плотности и температуры от стандартного характерно как раз для периода кратковременного СП 14–16 января. На графиках отмечается четко выраженный максимум с обратными знаками до 20% на высоте около 30 км. Затем следует распад СП, при котором профили температуры приближаются к среднемесячному распределению, а отклонения плотности атмосферы исчезают на высоте бывшего максимума 30 км (17 и 19 января). Далее, 21 и 23 января происходит рост отклонений с высотой до 20% и более на высоте 50 км.

Картина поведения плотности и температуры для лета 2011 г. показана на рис. 6.

Для плотности наименьшие отличия, которые не выходят за пределы 5%, наблюдаются в нижнем слое 20–25 км. В слое 25–30 км они возрастают и в интервале высот 30–50 км имеют отклонения со знаком минус менее 10% и со знаком плюс до 12%. У температуры, наоборот, наибольшие отличия попадают

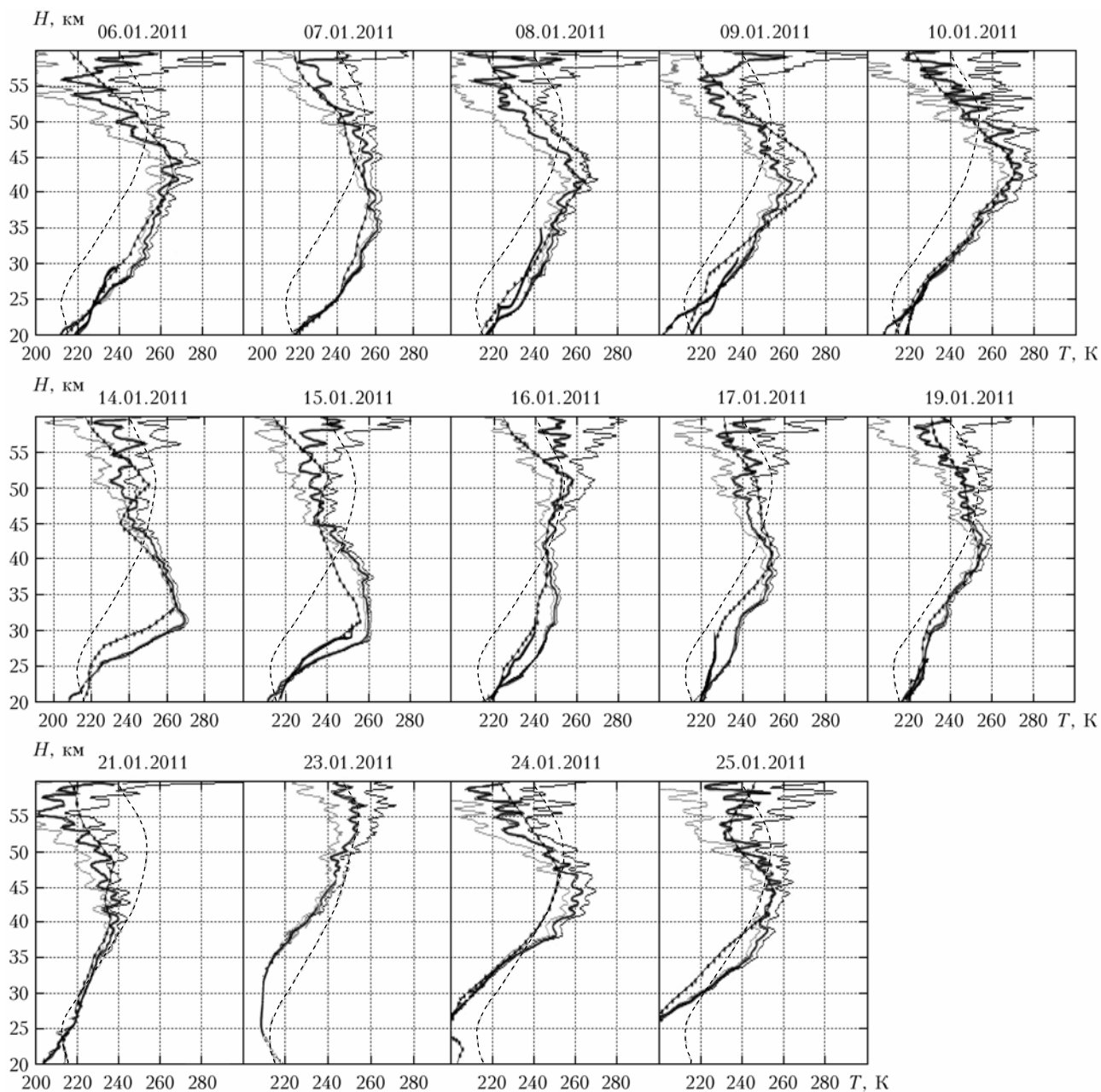


Рис. 4. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в период СП в январе 2011 г. Кривая с точками и сплошная кривая в нижней части графиков – измерения со спутника «Аура» и метеозондов аэрологической станции Новосибирска

в интервал высот 20–30 км и находятся в основном коридоре $\pm 5\%$. Далее с высотой их разброс значительно сокращается.

Стратосферное потепление 2011/12 г.

Зимой 2011/12 г. было зарегистрировано одно стратосферное потепление, которое, согласно лидарным наблюдениям, началось 26 декабря и продолжалось до середины января 2012 г. Максимальное потепление отмечалось в начале СП, которое доходило до 300 К на высоте около 42 км (рис. 7).

В последующие ночи (2 и 3 января) высота стратосферной паузы понижалась до 37–38 км при температуре в этом слое около 290 К. В период 4–12 января область повышенных значений температуры в стратосфере расширилась до 20 км и охватила интервал от 30 до 50 км. Высота стратосферной паузы постепенно повышалась до уровня 45 км, температура в ней составила около 280 К. Резкое изменение динамики СП произошло 16 января – очаг потепления опустился вниз, а слой с максимальной температурой 280 К локализовался на высоте 32 км. В третьей декаде января произошло разрушение СП.

Наблюдаемое стратосферное потепление над Томском зимой 2011/12 г. относилось к минорному

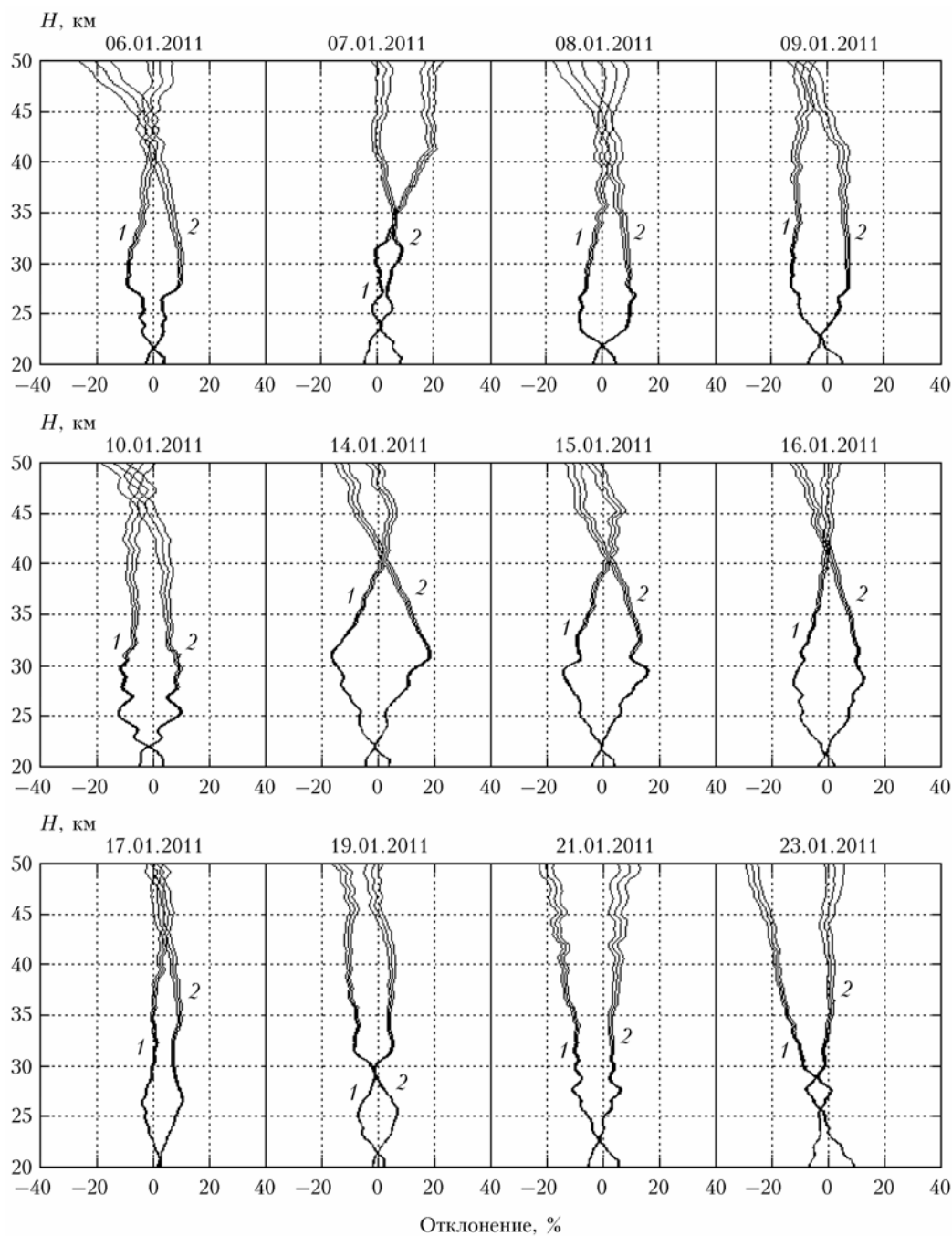


Рис. 5. Отклонения профилей плотности (кривая 1) и температуры (кривая 2) от среднемесячных значений во время СП в январе 2011 г.

типу, при котором не произошло изменение циркуляции воздушных масс в стратосфере с западного на восточное направление.

Отклонения плотности и температуры от их среднемесячного январского значения приведены на рис. 8.

До начала СП наблюдается устойчивый спад отклонения плотности с высотой от положительного в интервале 20–25 км до отрицательного в интервале 25–50 км примерно до –30% на высоте 50 км. При этом температура во всем диапазоне высот 20–50 км

практически мало отличается от среднемесячной. С началом потепления 25–26 декабря происходит значительная трансформация вертикального распределения плотности и температуры в слое 20–50 км. На высоте 50 км отклонение плотности становится нулевым, а на высоте 40 км образуются максимумы отклонения на уровне 30%: положительный для температуры и отрицательный для плотности. Далее с протеканием СП отмечаются определенная зеркальная симметрия отклонений, уменьшение максимума до 20% и небольшое опускание на 2–3 км

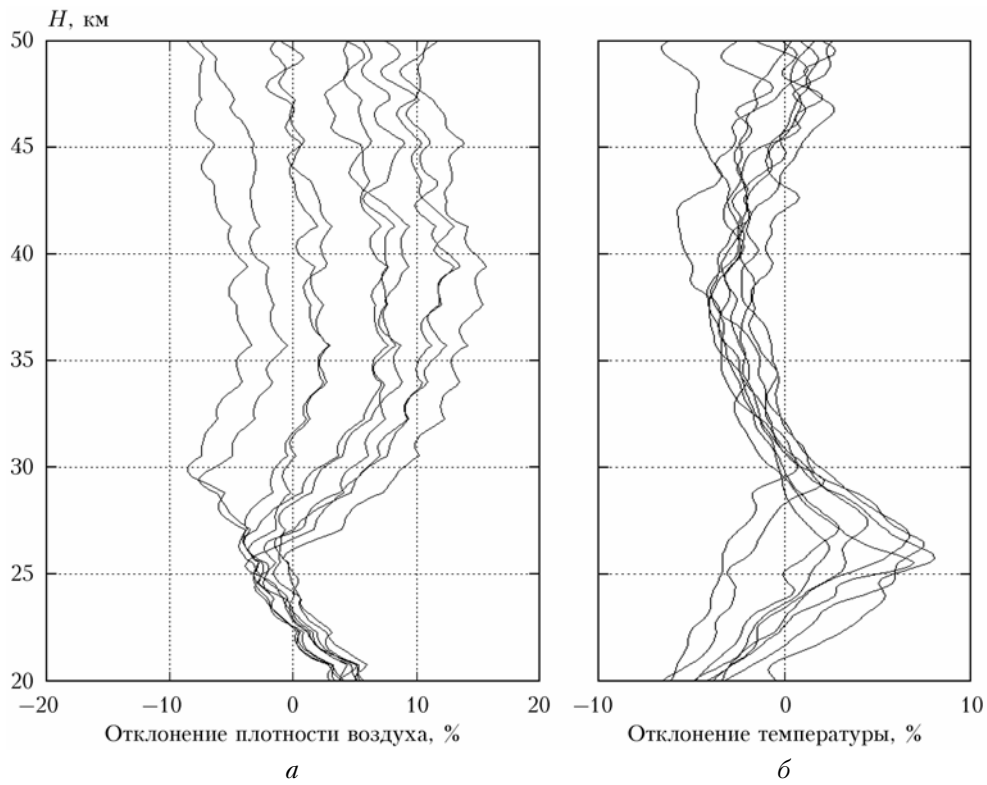


Рис. 6. Отклонения профилей плотности воздуха (а) и температуры (б) от среднемесячного значения, полученные за несколько дней измерений в июне–июле 2011 г.

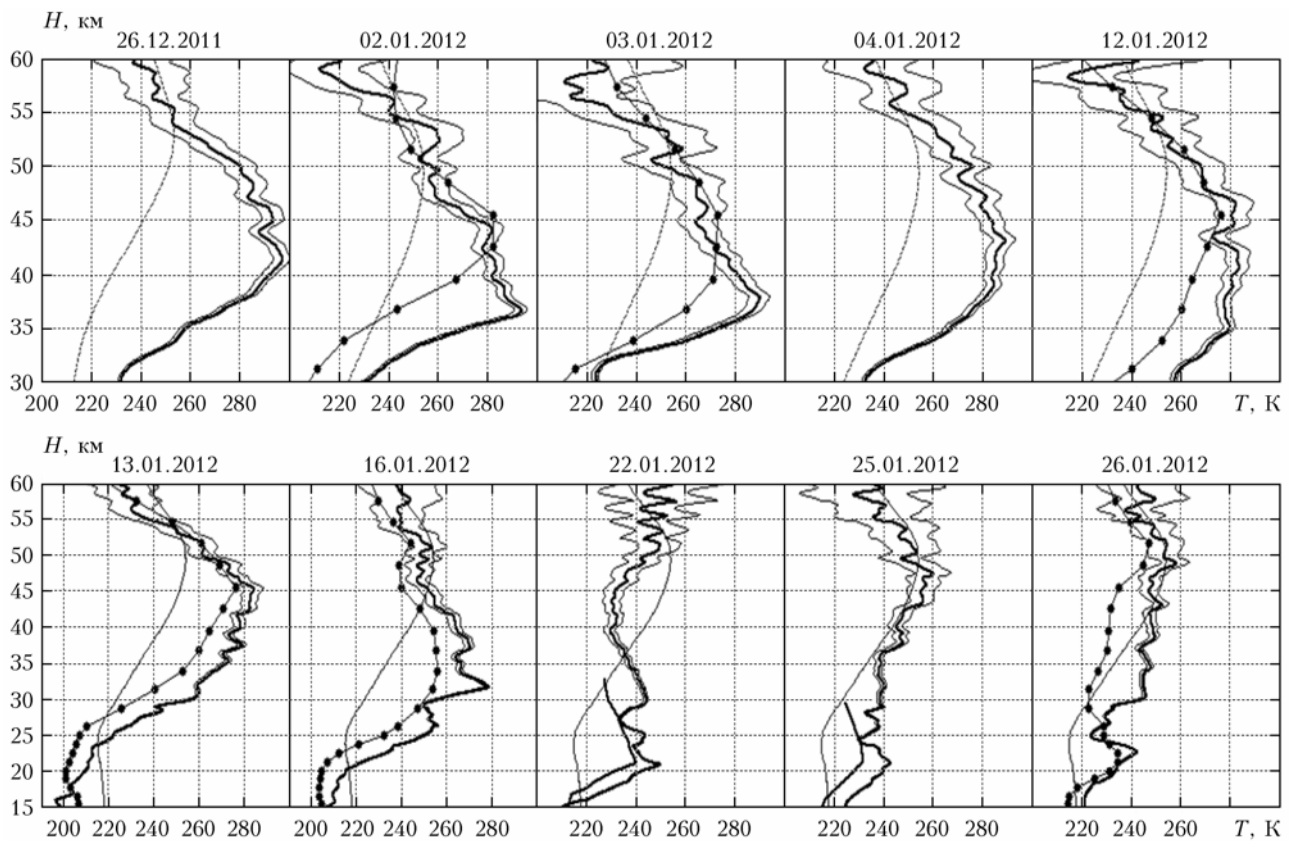


Рис. 7. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в период СП зимой 2011/12 г.

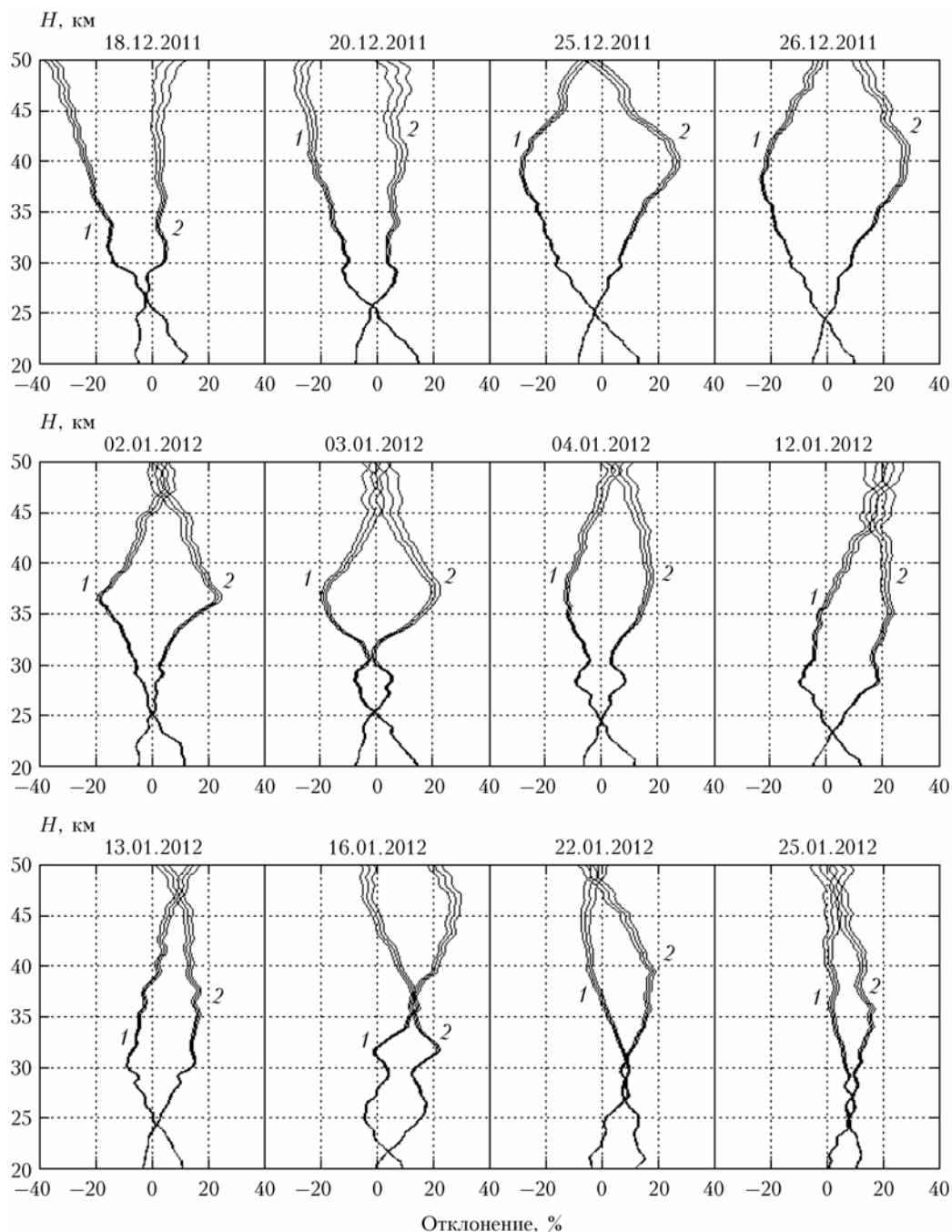


Рис. 8. Отклонения профилей плотности (кривая 1) и температуры (кривая 2) от среднемесячных значений во время СП зимой 2011/12 г.

(2–4 января). Вплоть до 13 января остается постоянной высота нулевого отклонения для обеих метеовеличин, равная 25 км.

Ансамбль отклонений для плотности лета 2012 г. показан на рис. 9. В отличие от предыдущих лет (2010–2011 гг.) отклонения во всем высотном диапазоне 20–50 км положительные и достигают +20%. Размытый минимум около +2,5% выделяется на высоте 25–27 км. Для температуры наибольший разброс отклонений заметен в нижнем слое (20–30 км), и он преимущественно положительный. Здесь также можно отметить некоторый максимум до +10% на

высоте около 27 км. Далее во всем интервале высот 30–50 км небольшие отклонения происходят вблизи нулевого значения и практически не выходят за пределы $\pm 5\%$.

Заключение

В результате анализа данных лидарных наблюдений вертикального распределения плотности воздуха и температуры в стратосфере над Томском за периоды внезапных стратосферных потеплений в зимние 2009/10, 2010/11 и 2011/12 гг. и спокойные

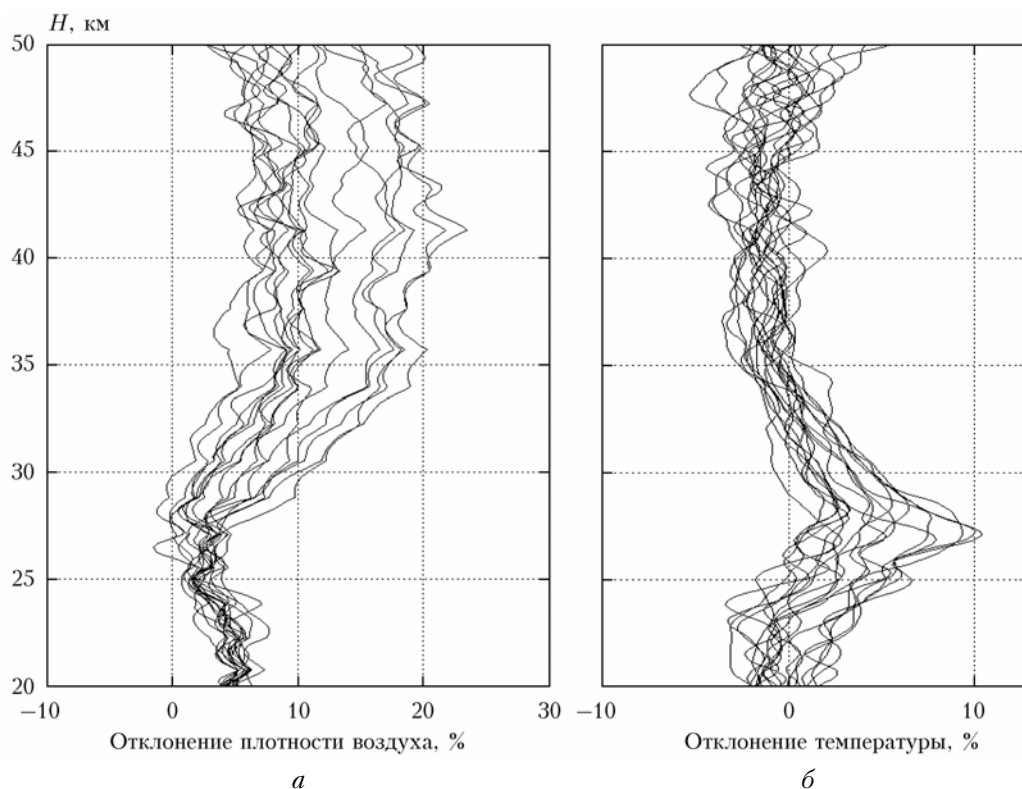


Рис. 9. Отклонения профилей плотности воздуха (а) и температуры (б) от среднемесячного значения, полученные за несколько дней измерений в июне–июле 2012 г.

летние сезоны 2010–2012 гг. выявлены следующие их особенности.

В периоды СП:

1. Вертикальные профили отклонения плотности и температуры от их среднемесячного значения происходят в противофазе и имеют выраженную зеркальную симметрию относительно нулевого значения.

2. Максимальная амплитуда их колебаний может достигать 30% со знаком «+» для температуры и знаком «-» для плотности (мажорное потепление января 2010 г. на высоте 37 км) и меньших значений ± 20 –30% (минорные потепления января 2011 г. на высоте 30 км и зимы 2011/12 г. на высоте 40 км).

В спокойные от возмущений летние периоды:

1. Более стабильное вертикальное распределение плотности отмечается в нижнем слое (20–27)–30 км, коридор отклонения в котором не превышает $\pm 5\%$. Такие же отклонения в этом слое происходят и для температуры.

2. В интервале высот 30–50 км отклонения плотности увеличиваются. Они находятся в пределах $\pm 10\%$ для летнего периода 2010–2011 гг. и смещаются в положительную сторону от 0 до 20% летом 2012 г., однако вертикальное распределение температуры остается стабильным.

Основной коридор отклонений составляет $\pm 3\%$.

Автор выражает благодарность Д.А. Бочковскому за выполненный расчет профильных характеристик плотности атмосферы и подготовку иллюстрационного материала.

Статья выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 106, гранта РФФИ № 10-05-00907а, а также Минобрнауки РФ (ГК № 14.518.11.7053, соглашение № 14.В37.21.0612).

1. Хинкли Э.Д. Лазерный контроль атмосферы. М.: Мир, 1979. 416 с.
2. Wickwar V.B., Rees D. Review of the Rayleigh Lidar Technique: Present and Future [Электронный ресурс]. URL: <http://cedarweb.hao.ucar.edu/wiki/images/1/1c/CLRV2.pdf>
3. Kent G.S., Sandland P., Wright R.H. A Second-Generation Laser Radar // J. Appl. Meteorol. 1971. V. 10, N 3. P. 443–452.
4. Kent G.S., Keenliside W., Sandford M.C.W., Wright R.W.H. Laser radar observations of atmospheric tides in the 70–100 km height region // J. Atmos. Terrest. Phys. 1972. V. 34, N 3. P. 373–386.
5. Kent G.S., Keenliside W. Laser Radar Observations of Seasonal Changes in Atmospheric Density in the Mesosphere and Lower Thermosphere // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31. P. 1409–1412.
6. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В., Самохвалов И.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Ельников А.В., Назаров Е.В., Плюснин И.И., Шиханцов А.М. Следы извержения вулкана Эйяфьятлайокуль по данным лидарных наблюдений в Томске и Сургуте // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 10. С. 872–879.
7. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Лидарные наблюдения аэрозольных возмущений стратосферы над Томском (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) в период вулканической активности 2006–2010 гг. // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 12. С. 1031–1040.

8. *Балин Ю.С., Тихомиров А.А.* История создания и работы в составе орбитальной станции «Мир» первого российского космического лидара «БАЛКАН» // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 12. С. 1078–1087.
9. *Маричев В.Н.* Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008–2010 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 386–391.
10. *Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В.* Лидарные наблюдения за содержанием вулканического аэрозоля в атмосфере над Томском // Метеорол. и гидрол. 2011. № 9. С. 46–56.
11. *Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А.* Учет импульсов последствия ФЭУ в лидарных сигналах средней атмосферы Камчатки // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 2. С. 107–113.
12. *Маричев В.Н., Самохвалов И.В.* Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–231.
13. *Маричев В.Н.* Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры в 2010–2011 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 12. С. 1041–1046.
14. *Бычков В.В., Пережогин А.С., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Белов А.С., Черемисин А.А.* Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007–2011 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 1. С. 87–93.
15. *Бычков В.В., Шевцов Б.М., Маричев В.Н.* Некоторые среднестатистические характеристики появления аэрозольного рассеяния в средней атмосфере Камчатки // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 8. С. 868–870.
16. *Маричев В.Н.* Исследование изменчивости вертикальной структуры фонового аэрозоля в стратосфере над Томском на основе лидарных наблюдений в 2010–2011 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 11. С. 976–984.
17. *Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Лисенко А.А., Илюшник В.Ю., Куликов Ю.Ю., Красильников А.А., Рыскин В.Г., Бычков В.В.* Первые результаты комплексного эксперимента по зондированию средней атмосферы в оптическом и миллиметровом диапазонах волн (над Томском) // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1091–1095.
18. *Павлов А.Н., Столярчук С.Ю., Шмирко К.А., Букин О.А.* Лидарные исследования изменчивости вертикального распределения озона под влиянием процессов стратосферно-тропосферного обмена в Дальневосточном регионе // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 9. С. 788–795.
19. *Rees D., Barnett J.J., Labitske K.* COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II, Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10, N 12. 525 p.

V.N. Marichev. The analysis of the air density and temperature behaviour in the stratosphere above Tomsk in periods of perturbed and quiet states performed according to the results of lidar measurements.

The paper analyzes the influence of the winter stratospheric warming (SW) on the characteristics of the vertical distribution of temperature and density of the air in the middle atmosphere above Tomsk. The sudden SW in winters 2009/10, 2010/11, and 2011/12 and summers of 2010–2012 with a stable vertical temperature distribution were considered. It is shown that for disturbed conditions caused by the winter warming, the deviation of temperature and density of air from the mean values are in opposition and have expressed mirror symmetry with respect to zero. Their maximum amplitude occurs at 35 to 40 km and can reach +30% for the temperature and –30% for the density. Under quiet conditions in the summer months, the temperature deviation is in the main range $-6 \div +8\%$, and the density of the air, $-8 \div +15\%$.