

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ  
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.501.816: 551.510.532: 551.556.4

**Перенос полярных стратосферных облаков  
из Арктики к Томску в январе 2010 г.**

**А.А. Черемисин<sup>1</sup>, В.Н. Маричев<sup>2,3</sup>, П.В. Новиков<sup>4\*</sup>**

<sup>1</sup>Сибирский федеральный университет  
660062, г. Красноярск, пр. Свободный, 79

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>3</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

<sup>4</sup>Красноярский институт железнодорожного транспорта  
660028, г. Красноярск, ул. Ладю Кеңховели, 89

Поступила в редакцию 11.05.2012 г.

В январе 2010 г. в Томске по результатам лидарных наблюдений были зарегистрированы явно выраженные пики аэрозольного рассеяния в стратосфере на высотах от 14 до 24 км. Расчеты обратных траекторий переноса воздушных масс к Томску показали, что повышенное аэрозольное рассеяние непосредственно связано с охлаждением воздушных масс за 6–12 ч до их появления над Томском ниже порогов образования полярных стратосферных облаков. По данным расчетов обратных траекторий выявлено, что полярные стратосферные облака, зарегистрированные в Томске на высотах 16–24 км, могли образоваться над Скандинавскими горами, а на высотах 11–14 км — над горными хребтами Полярного Урала и Новой Земли. Присутствие стратосферного аэрозоля синоциклической протяженности в январе 2010 г. в этих районах подтверждается данными спутникового лидара CALIOP.

*Ключевые слова:* лидар, полярные стратосферные облака, обратные траектории; lidar, polar stratospheric clouds, back trajectories.

Полярные стратосферные облака (ПСО) являются уже привычным объектом лидарных наблюдений в Северной Европе — в Норвегии, Швеции, Финляндии и на о. Шпицберген в широтах севернее 60°. ПСО играют важную роль в процессе разрушения озонового слоя в полярных регионах Земли. Как отмечается в работе [1], их роль двояка: 1) на поверхности частиц ПСО происходит активация галогенов; 2) седиментация содержащих азотную кислоту наиболее крупных частиц облаков способствует денитрификации, что ослабляет деактивацию хлора и, в конечном счете, усиливает каталитическое разрушение озона при гетерогенных реакциях на поверхности этих частиц.

Восточнее Европы ПСО наблюдаются достаточно редко [2, 3], поскольку количество лидарных станций на территории России не слишком велико (Томск, Якутск, Владивосток, Камчатка), и из них только лидарная станция в Якутске расположена севернее 60°. В связи с этим понятен интерес к исследованиям переноса ПСО и появления их в средних широтах восточной части России как к одному из возможных

факторов деструкции озона наравне с химическими атмосферными процессами, термическим режимом и вулканическим возмущением стратосферы, глобальным переносом воздушных масс, влияние которых над указанной территорией отмечалось, в частности, в работах [4–6].

Одним из ведущих центров исследования атмосферы в России является Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, где действует несколько лидарных станций, в том числе малая лидарная станция высотного зондирования атмосферы. Эта станция недавно была модернизирована [7], т.е. была проведена замена главного приемного зеркала (диаметр 1 м), покрытие которого утратило отражательные качества, на зеркало с новым напылением. В передатчике был установлен достаточно мощный Nd:YAG-лазер с энергией в импульсе до 200 мДж и частотой посылки импульсов 10 Гц на длине волны 532 нм.

На выходе в атмосферу лазерный «луч» коллимировался расширителем пучка в соотношении 1:10 до расходимости 0,1 мрад. Угол поля зрения приемного телескопа составлял 0,5 мрад. В приемной части системы были созданы три канала приема оптического излучения: стратосферный и тропосферный на длине волны  $\lambda = 532$  нм и СКР-канал (рамановский) на  $\lambda = 607$  нм. Спектральная селекция

\* Александр Алексеевич Черемисин (aacheremisn@gmail.com); Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru); Павел Васильевич Новиков (novikov-pv@yandex.ru).

излучения в каналах проводилась интерференционными светофильтрами фирмы Вагг с шириной пропускания на полувывоте 0,5 нм и пропусканием в максимуме 60%.

Для приема излучения использовались работающие в режиме счета фотонов малошумящие фотоприемники R7207-01 и фотоприемный блок с регулируемым электронным запирающим фотокаатода Н8259-01 фирмы Hamamatsu, обладающие высокой квантовой эффективностью (до 30%) и быстродействием. Регистрация преобразованных в одноэлектронные импульсы лидарных сигналов осуществлялась заменяемыми быстродействующими счетчиками фотонов: РММ-328 (8 каналов, полоса 120 МГц) фирмы Becker & Hickl, PMS-400A (2 канала, полоса 800 МГц) фирмы Photonic Solutions и счетчиком разработки ИОА СО РАН РНcount-4 (4 канала, полоса 330 МГц).

Лидарные наблюдения проводятся по методике, описанной в [8]. Для анализа аэрозольной составляющей атмосферы используется отношение обратного рассеяния  $R(H) = (\beta_{\text{pm}}(H) + \beta_{\text{pa}}(H)) / \beta_{\text{pm}}(H)$ , где  $\beta_{\text{pm}}(H)$ ,  $\beta_{\text{pa}}(H)$  – коэффициенты молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния на высоте  $H$ . При наличии аэрозоля на некоторой высоте  $R(H) > 1$ , при отсутствии –  $R(H) \approx 1$  с точностью до погрешности измерений.

Лидарные наблюдения верхней тропосферы и стратосферы над Томском в январе 2010 г. показали, что аэрозольное наполнение стратосферы характеризовалось сильной изменчивостью. В начале месяца вертикальная структура аэрозоля имела типичные для января, согласно многолетним наблюдениям, фоновые характеристики. С 18 по 23 января наблюдались аэрозольные слои с выраженными максимумами на высотах от 14 до 22 км. В конце месяца аэрозольное наполнение стратосферы снова приобрело фоновый характер со слабо выраженными особенностями на высотах 12–17 км (рис. 1).

В это время на синоптическом масштабе наблюдались аномально низкие температуры в стратосфере в центре полярного вихря в регионе Баренцева моря. Эти температуры были на 7 К ниже средних

температур для этого периода, усредненных за 20 лет по данным ECMWF [9]. Во время этого похолодания над Мурманском 19 января 2010 г. визуально наблюдались ПСО [10]. Кроме того, по данным спутникового лидара CALIOP, установленного на спутнике CALIPSO, в январе 2010 г. в центре циркумполярного вихря наблюдался стратосферный аэрозоль синоптической протяженности на высотах около 20 км (рис. 2–4). Совокупность этих фактов позволяет сделать предположение, что 18–23 января 2010 г. в процессе лидарных наблюдений над Томском были зарегистрированы полярные стратосферные облака.

Известно, что образование полярных стратосферных облаков может происходить при понижении температуры стратосферы на 3–4° ниже температуры конденсации тригидрата азотной кислоты  $T_{\text{NAT}}$  (облака типа Ia, состоящие из жидкого тригидрата азотной кислоты) [11]. При более низких температурах возможно образование ПСО типа Ib (из перенасыщенного тройного раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot \text{HNO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), а при температурах ниже температуры замерзания воды  $T_{\text{ice}}$  возможно образование ПСО II типа – из льда. С ростом высоты от 12 до 24 км  $T_{\text{NAT}}$  падает примерно от 200 до 192 К,  $T_{\text{ice}}$  – от 195 до 185 К соответственно [11].

По различным данным аэрозольные частицы ПСО могут существовать некоторое время при постепенном повышении температуры окружающей их стратосферы, например частицы диаметром 16 мкм, состоящие из тригидрата азотной кислоты, испаряются примерно за 8 ч при температуре, превышающей  $T_{\text{NAT}}$  на 3 К [12].

Для подтверждения предположения о прохождении ПСО над Томском в январе 2010 г. был использован метод обратных траекторий. Расчеты проводились на основе разработанного нами программного пакета [3, 13] с использованием ежесуточных ассимилированных данных UK MetOffice [14]. Для анализа переноса воздушных масс в стратосфере использовались кинематические изоэнтропийные траектории. Начальные условия каждого расчета задавались следующим образом. Время старта обратных траекторий от Томска – 13:30 UTC (20:30 местного

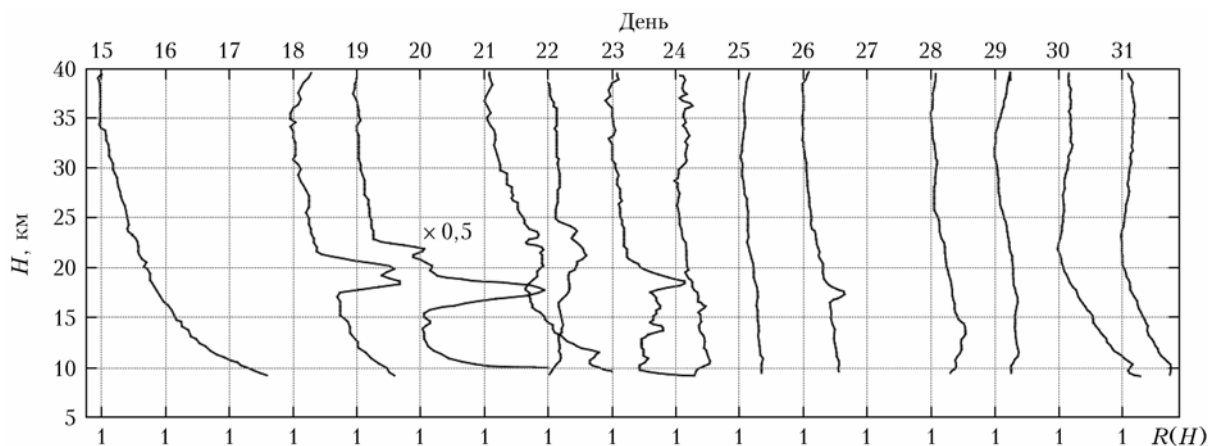


Рис. 1. Профили отношения обратного рассеяния, полученные в результате лидарных наблюдений в Томске в январе 2010 г. По оси абсцисс масштаб одной клетки соответствует изменению  $R(H)$  от 1 до 2. Аэрозольное рассеяние для профиля за 19 января уменьшено вдвое, чтобы не перекрывать следующие за ним профили

времени). Стартовые точки траекторий располагались на высотах 10–30 км с шагом 0,5 км по высоте. На каждой высоте задавалось 9 точек: одна над Томском, остальные со сдвигом  $\pm 100$  км по широте и долготе.

На рис. 2, 3 и 4 для выбранных лидарных наблюдений в Томске показаны 4 фрагмента: I и II – результаты расчетов обратных траекторий в различных проекциях, III и IV – результаты наземных и спутниковых лидарных наблюдений. На фрагменте I

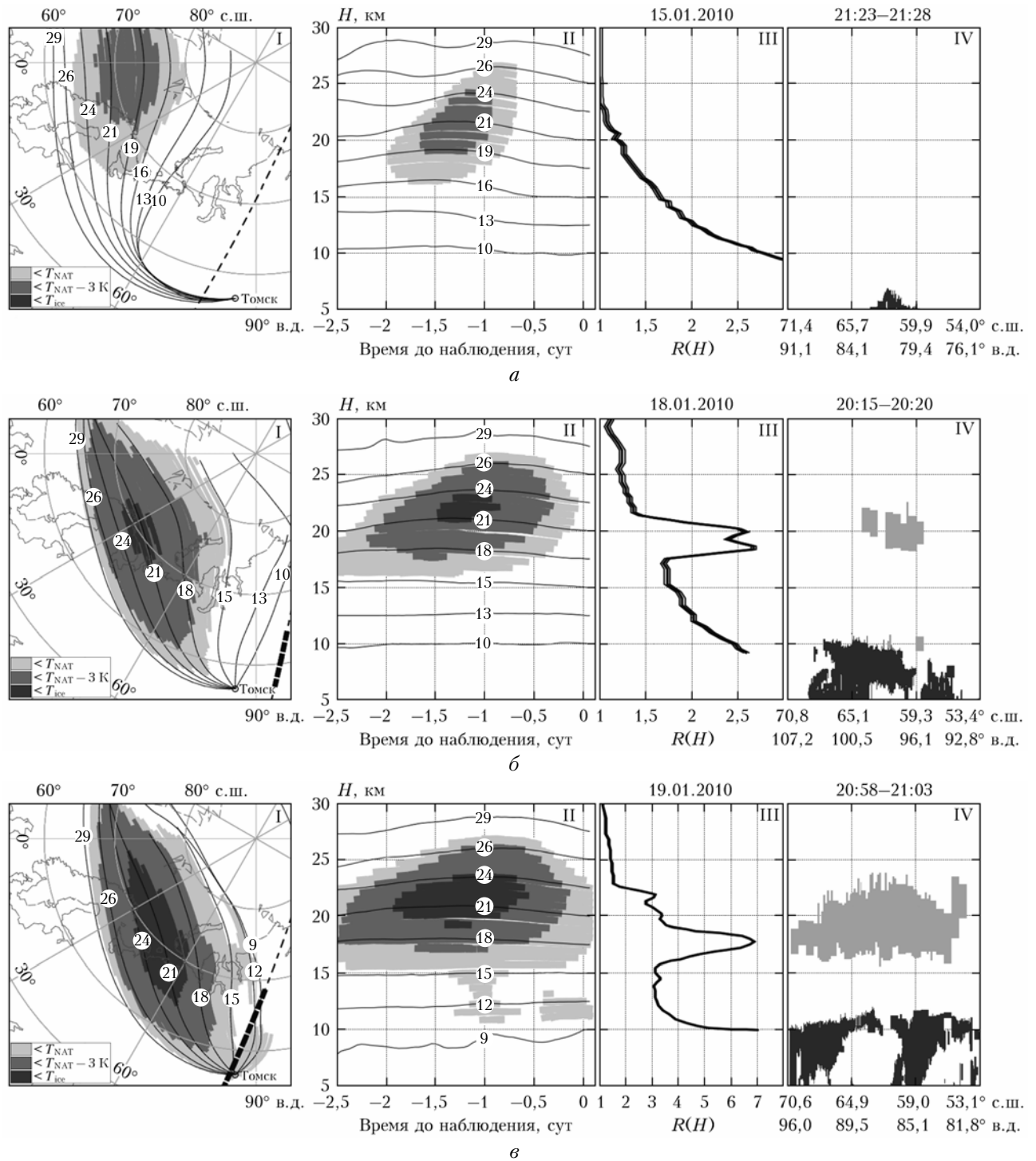


Рис. 2. Обратные траектории воздушных масс, пришедших к Томску и его окрестностям в дни лидарных наблюдений: 15 (*a*), 18 (*б*), 19 января (*в*) 2010 г., в сопоставлении с аэрозольным рассеянием, наблюдавшимся в Томске и со спутника CALIPSO. I и II – географический и высотный ход траекторий воздушных масс, пришедших к Томску; III – профиль отношения обратного рассеяния, наблюдавшийся во время прохождения воздушных масс над Томском и его окрестностями; IV – высотное распределение аэрозоля вдоль траектории CALIPSO

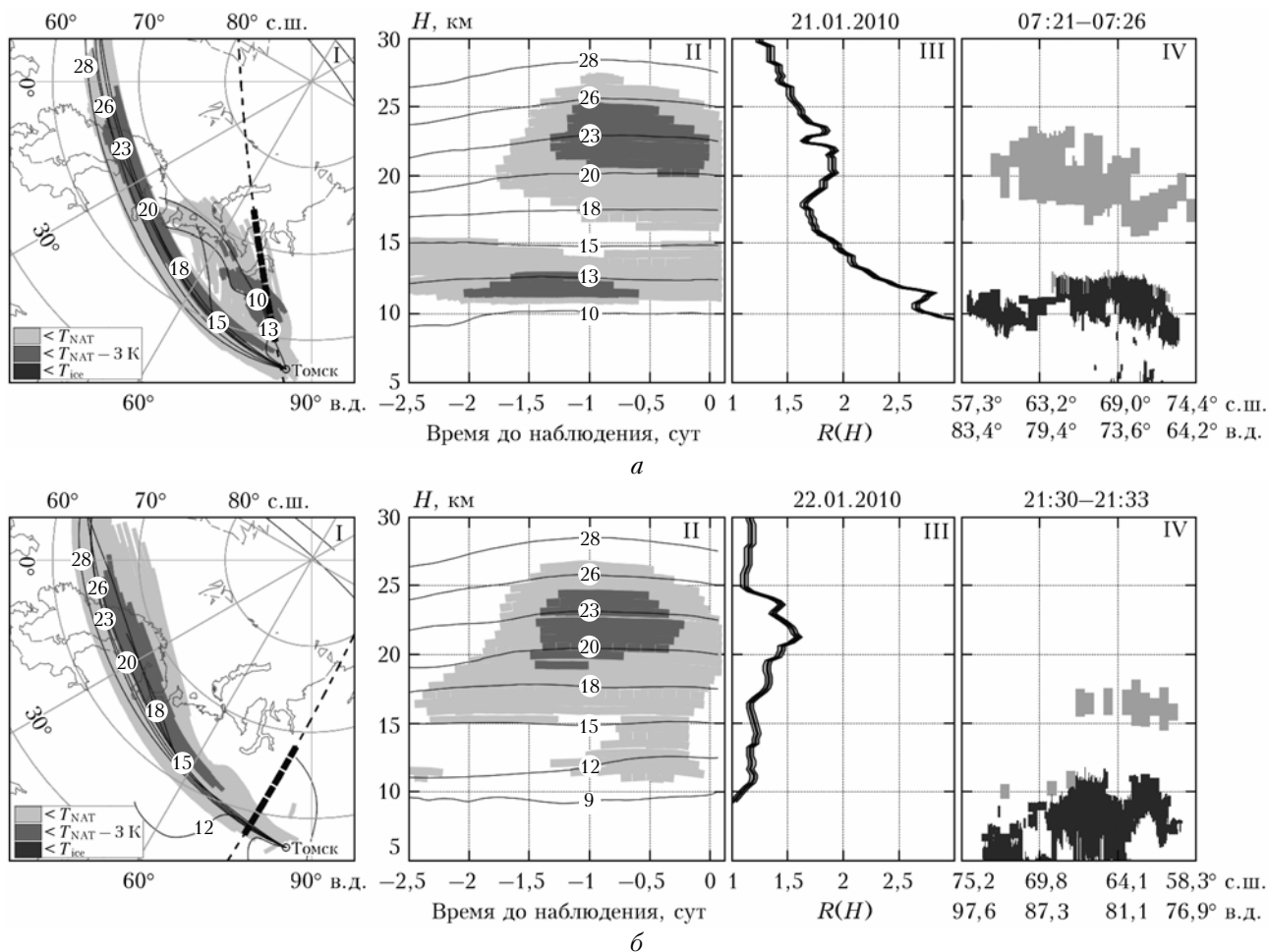


Рис. 3. То же, что на рис. 2, для лидарных наблюдений 21 (а) и 22 января (б)

показан пространственный ход траекторий воздушных масс в полярной проекции. Градациями серого цвета отмечены только те участки траекторий, где температура опускалась ниже  $T_{NAT}$ . Полностью показаны только отдельные траектории тонкими линиями. Маркеры на линиях этих траекторий означают высоты в приведенных точках в километрах и соответствуют положению воздушных масс в момент времени 12:00 UTC суток, предшествующих наблюдению. То есть воздушные массы преодолели расстояния от точек, помеченных маркерами высот, до Томска за сутки. В большинстве случаев воздушные массы («нижние» траектории) на высоте 10–12 км подходили к Томску с севера и северо-запада, а массы («верхние» траектории) на 24–26 км — с запада.

Эти же отрезки траекторий изображены на фрагменте II в высотно-временной развертке в тех же цветовых градациях: светло-серый —  $T \leq T_{NAT}$ , серый —  $T \leq T_{NAT} - 3 K$ , темно-серый —  $T \leq T_{ice}$ . По оси абсцисс отложено время в сутках до наблюдения в Томске. Кроме того, приведены те же самые отдельные траектории, что и на фрагменте I, с маркерами высот за сутки до прохождения над Томском. Нулевое значение шкалы соответствует 12:00 UTC суток наблюдения. Необходимо отметить, что в январе 2010 г. над Томском также проводились лидарные измере-

ния температуры. К сожалению, лидарные профили температуры были получены выше 30 км (ниже не позволяла методика зондирования из-за мешающего влияния аэрозоля), и определить значения температуры на высотах ПСО (они наблюдались ниже 25 км) не представлялось возможным [15, 16]. Для тех же высот на фрагменте III приведен профиль отношения обратного рассеяния  $R(H)$ , рассчитанного по лидарному сигналу. Для каждого расчета на фрагменте IV изображено вертикальное распределение аэрозоля, измеренное спутниковым лидаром CALIOP вдоль участка траектории движения спутника CALIPSO (фрагмент I, пунктирная линия).

Критерием выбора участка траектории спутника служила близость по времени прохождения спутника и воздушных масс в исследуемом регионе. По оси абсцисс у каждой метки подписаны широта и долгота. На фрагменте IV градации серого цвета имеют другое значение: светло-серым показан стратосферный аэрозоль, темно-серым — облака. Участок траектории спутника, на протяжении которого наблюдался стратосферный аэрозоль, на фрагменте I выделен жирной пунктирной линией.

Типичный для Томска зимний профиль, отражающий присутствие в стратосфере фонового аэрозоля, без каких-либо пиков наблюдался 15 января

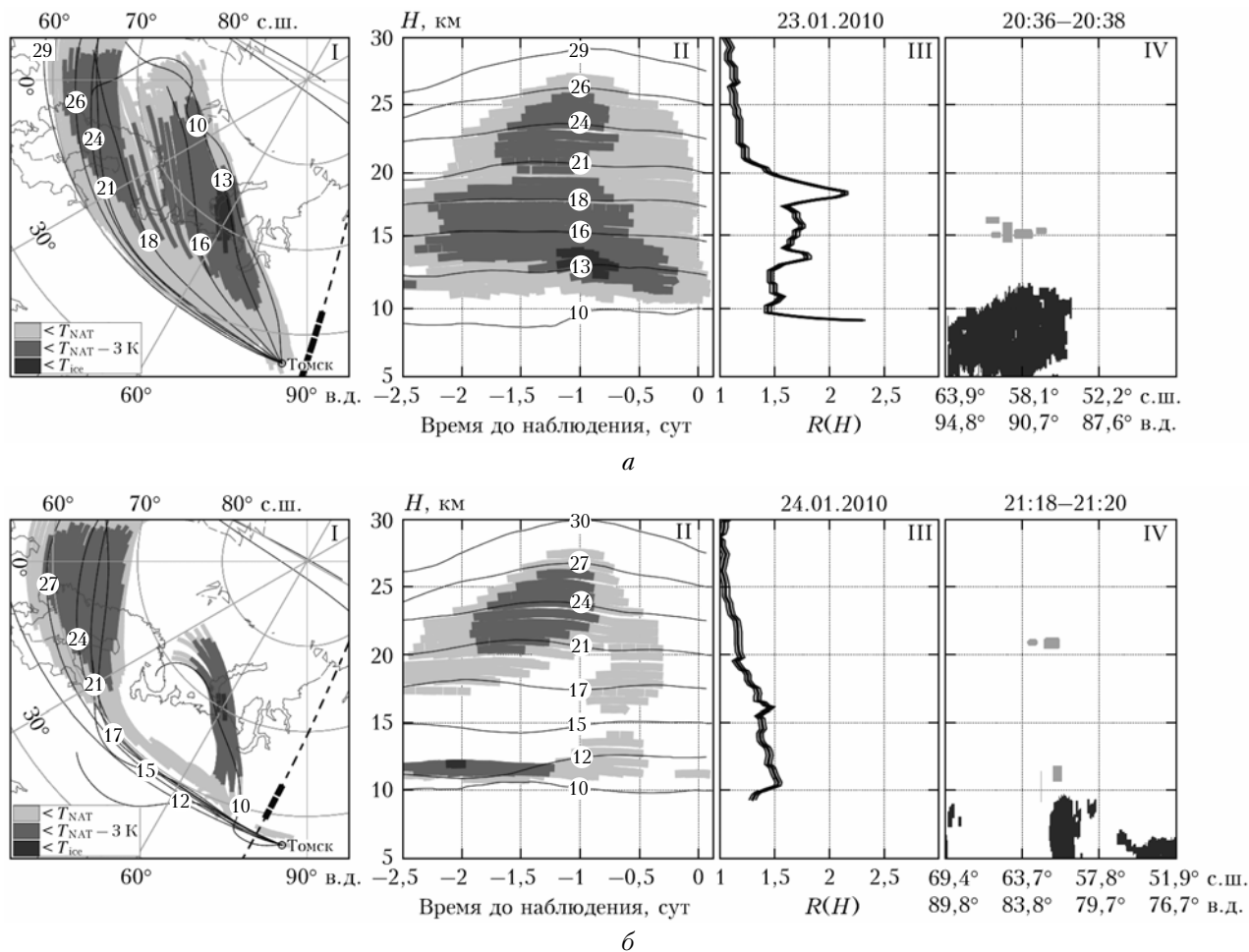


Рис. 4. То же, что на рис. 2, для лидарных наблюдений 23 (а) и 24 января (б)

2010 г. (см. рис. 2, а). При этом максимальное переохлаждение воздушных масс, пришедших в Томск, регистрировалось на высоте ~20 км более чем за сутки до наблюдений в Томске. Вдоль траектории полета спутника в исследуемом районе стратосферный аэрозоль отсутствовал.

Резкий пик на высотах 18–20 км был зарегистрирован 18 января 2010 г. (см. рис. 2, б) на фоне аэрозольного наполнения. При этом охлаждение ниже 3 К относительно  $T_{\text{NAT}}$  для этих высот по расчетам отмечалось примерно за 12 ч до наблюдений в Томске. Резкий максимум аэрозольного рассеяния 18 января зафиксирован на высоте 1–2 км ниже тех траекторий, вдоль которых температура опускалась ниже  $T_{\text{ice}}$ . Это может быть связано с седиментацией образовавшихся аэрозольных частиц в течение суток.

Аналогичное соотношение между температурами траекторий и профилем аэрозольного рассеяния наблюдалось 19 января (см. рис. 2, в): максимальный пик рассеяния был ниже максимального похолодания примерно на 1 км. В это время пик аэрозольного рассеяния был максимален ( $R_{\text{max}} \sim 7$ ), так же как и длительность, и величина переохлаждения атмосферы вдоль траекторий. Переохлаждение, достаточное для образования ледяных ПСО II типа, про-

исходило за 12 ч, а для образования ПСО типа Ia/Ib – за 6–12 ч до наблюдений.

Вдоль траекторий воздушных масс, пришедших к Томску 21 и 22 января 2010 г. (см. рис. 3), уже не наблюдалось температур ниже  $T_{\text{ice}}$ , достаточных для образования ПСО II типа. Но при этом переохлажденные области стратосферы практически достигли Томска на высотах 18–25 и 10–12 км ко времени наблюдений. Пики отношения обратного рассеяния уменьшились по интенсивности и стали более диффузными. При этом профиль пиков имеет явную связь с профилем переохлаждения стратосферы относительно  $T_{\text{NAT}}$ .

Температура атмосферы вдоль траекторий, пришедших к Томску 23 и 24 января 2010 г. (рис. 4), отразила влияние орографии на похолодания в стратосфере. Над более высокими Скандинавскими горами (~2000 м), стоящими поперек движения воздушных масс, наблюдается охлаждение стратосферы на высотах 18–26 км. Над более низкими горами Новой Земли (~1500 м) наблюдается охлаждение стратосферы на высотах 10–15 км. Охлаждение стратосферы 23 и 24 января на высотах 22–26 км примерно за сутки до наблюдений практически не повлияло на аэрозольное рассеяние на этих высотах.

В эти же дни появление небольших пиков аэрозольного рассеяния на высотах 10–15 км может быть связано с похолоданием на этих высотах, которое заканчивалось несколько позже, чем на высотах 22–26 км.

Небольшой пик на 17 км, наблюдавшийся 26 января 2010 г. (см. рис. 1), соответствует высоте самых холодных воздушных масс, пришедших к Томску в этот день. То же самое можно сказать о слабо выраженных пиках в последующие дни. Максимумы аэрозольного рассеяния наблюдались на тех высотах, на которых к Томску приходили самые холодные воздушные массы: 28 января — на высоте 14 км, 29 января — на высоте 12 км, 30 и 31 января — на высоте 10 км. 28 и 29 января самые холодные воздушные массы, достигшие Томска, были переохлаждены относительно  $T_{\text{NAT}}$  на 1–2 К, а 30 и 31 января, наоборот, были теплее  $T_{\text{NAT}}$  на 1–2 К. Характерной особенностью самых холодных воздушных масс в каждом из этих наблюдений является то, что их охлаждение происходило над горными хребтами Новой Земли и Северного Урала за 1–2 сут до прохождения над Томском.

На основании проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

1. Согласно лидарным наблюдениям и расчетам обратных траекторий повышенное аэрозольное рассеяние в стратосфере в январе 2010 г. непосредственно связано с падением температур воздушных масс ниже порогов образования ПСО различного типа не более чем за ~12 ч до лидарного зондирования этих воздушных масс над Томском.

2. На основе сопоставления лидарных наблюдений и данных расчета обратных траекторий сделано предположение о прохождении над Томском полярных стратосферных облаков в январе 2010 г. На высотах 16–20 км 18 и 19 января 2010 г. наблюдались ПСО II типа, а 21, 22 и 23 января 2010 г. соответственно на высотах 12 и 18–24, 17–24 и 11–18 км ПСО I типа.

3. По данным расчетов обратных траекторий выявлен район, над которым возможно образование ПСО в нижней стратосфере на высотах 11–14 км вследствие понижения температуры, вызванного орографическим эффектом: это районы Новой Земли и Северного Урала. Орографическое влияние Уральских гор подтверждается исследованиями авторов [17].

Авторы благодарны Метеорологической службе Великобритании (UK Meteorological Office) за предоставленные данные.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00907а), Министерства образования и науки РФ (проект № 2.1.1/6996), программы Президиума РАН № 16, Минобрнауки РФ ГК № 16.518.11.7048, ГК № 14.518.11.7053 и интеграционного проекта СО РАН № 106.

1. Кондратьев К.Я. От нано- до глобальных масштабов: свойства, процессы образования и последствия взаимодействия атмосферного аэрозоля. Взаимодействие аэрозоля и облаков // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17, № 10. С. 808–820.

2. Ельников А.В., Зуев В.В., Бурлаков В.Д. О типе полярных стратосферных облаков, наблюдаемых в январе 1995 г. над Томском // Современные достижения в исследованиях окружающей среды и экологии: Сб. науч. статей, посвященный памяти академика В.Е. Зуева. Томск: STT, 2004. С. 29–32.
3. Черемисин А.А., Кушнарченко А.В., Маричев В.Н., Николашкин С.В. Метеорологические условия и полярные стратосферные облака над Якутском зимой 2004/05 г. // Метеорол. и гидрол. 2007. № 3. С. 43–53.
4. Баженов О.Е. Долговременные тренды изменений общего содержания озона по данным наземных (Томск: 56,48° с.ш., 85,05° в.д.) и спутниковых измерений // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 9. С. 770–774.
5. Баженов О.Е., Бурлаков В.Д. Аномальное понижение уровня общего содержания озона над Томском и северной территорией России в марте–апреле 2011 г. // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 10. С. 915–919.
6. 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.
7. Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–231.
8. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1988. Т. 24, № 8. С. 818–823.
9. Pitts M.C., Poole L.R., Dörnbrack A., Thomason L.W. The 2009–2010 Arctic polar stratospheric cloud season: a CALIPSO perspective // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. P. 2161–2177 [Electronic resource]. — Electronic data, <http://www.atmos-chem-phys.net/11/2161/2011/>
10. Терещенко В.А., Терещенко В.Д., Черняков С.М. Зимние полярные стратосферные облака 2010 г. в высоких широтах // Вестн. МГТУ. 2010. Т. 13, № 4/2. С. 1052–1059.
11. Stein B., Wedekind C., Wille H., Immler F., Müller M., Wöste L., del Guasta M., Morandi M., Stefanutti L., Antonelli A., Agostini P., Rizi V., Readelli G., Mitel V., Matthey R., Kivi R., Kyrö E. Optical classification, existence temperatures, and coexistence of different polar stratospheric cloud types // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104, N 19. P. 23983–23993.
12. Voigt C., Schlager H., Luo B.P., Dörnbrack A., Roiger A., Stock P., Curtius J., Vössing H., Borrmann S., Davies S., Konopka P., Schiller C., Shur G., Peter T. Nitric Acid Trihydrate (NAT) formation at low NAT supersaturation in Polar Stratospheric Clouds (PSCs) // Atmos. Chem. Phys. 2005. V. 5. P. 1371–1380.
13. Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В. Лидарные наблюдения вулканического аэрозоля в атмосфере над Томском // Метеорол. и гидрол. 2011. № 9. С. 46–56.
14. UK Meteorological Office. Swinbank R., O'Neill A., Lorenc A.C., Ballard S.P., Bell R.S., Ingleby N.B., Andrews P.L.F., Barker D.M., Bray J.R., Clayton A.M., Dalby T., Li D., Payne T.J., Saunders F.W., Macpherson B., Cullen M.J.P., Davies T., Mawson M.H. Stratospheric Assimilated Data. British Atmospheric Data Centre, 2006 [Electronic resource]. — Electronic data, <http://badc.nerc.ac.uk/data/assim/>
15. Маричев В.Н. Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008–2010 гг. // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 386–391.

16. *Маричев В.Н.* Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры в 2010–2011 гг. // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 12. С. 1041–1046.
17. *Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Рассказчикова Т.М., Фофанов А.В.* Блокирующая роль Уральских гор в трансграничном переносе примесей из Европы в Азию // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 11. С. 937–941.

*A.A. Cheremisin, V.N. Marichev, P.V. Novikov.* **Polar stratospheric cloud transfer from Arctic regions to Tomsk in January, 2010.**

Clearly expressed maxima of aerosol scattering were recored in Tomsk in January, 2010 from lidar observations in stratosphere at altitudes from 14 to 24 km. Calculations of back trajectories of air mass transfer to Tomsk demonstrated that enhanced aerosol scattering was directly related to air mass cooling for 6–12 h before its occurrence over Tomsk in the regions below thresholds for polar stratospheric cloud formation. The calculated back trajectories demonstrated that the polar stratospheric clouds registered in Tomsk at altitudes of 16–24 km could be formed over the Scandinavian mountains, and the clouds at altitudes of 11–14 km could be formed over mountain ridges of Polar Ural Mountains and Novaya Zemlya Archipelago. The presence of the stratospheric aerosol of synoptic scales in these regions in January, 2010 was confirmed by the data of CALIOP satellite lidar.