

Следы извержения вулкана Эйяфьятлайокудль по данным лидарных наблюдений в Томске и Сургуте

В.Д. Бурлаков¹, С.И. Долгий¹, А.В. Невзоров¹, И.В. Самохвалов²,
С.В. Насонов², И.В. Животенюк², А.В. Ельников³, Е.В. Назаров³,
И.И. Плюснин³, А.М. Шиханцов^{3*}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

²Национальный исследовательский Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

³Сургутский государственный университет ХМАО–Югры
628408, г. Сургут, ул. Ленина, 1

Поступила в редакцию 28.01.2011 г.

Приводятся результаты лидарных измерений вертикального распределения оптических характеристик аномальных аэрозольных образований в атмосфере и состояния поляризации рассеянного назад зондирующего излучения, полученные в Томске (56,48° с.ш.; 85,05° в.д.) и Сургуте (61,25° с.ш.; 73,43° в.д.) в апреле–мае 2010 г. Данные измерений с привлечением анализа переноса воздушных масс в атмосфере методом построения обратных траекторий по моделям NOAA HYSPLIT MODEL показали, что наблюдаемые аномальные аэрозольные образования связаны с переносом продуктов извержения Исландского вулкана Эйяфьятлайокудль (14 апреля 2010 г.). Первые следы извержения вулкана были зарегистрированы в тропосфере над Томском 19 апреля, в целом вулканогенный аэрозоль находился в тропосфере около 10 дней, в стратосферу проник незначительно; заметных долговременных радиационно-температурных эффектов оказать не мог.

Ключевые слова: атмосфера, вулканогенный аэрозоль, лазерное зондирование; atmosphere, volcanic aerosol, laser sensing.

Введение

Исландский вулкан Эйяфьятлайокудль (Eyjafjal-lajökull) проснулся после почти 200-летней «спячки» 21 марта 2010 г. Вулкан расположен (63,63° с.ш.; 19,62° з.д.) в южной части одноименного ледника, название которого означает «Остров горных ледников». Высота вулкана составляет 1666 м, диаметр кратера — 3–4 км, ледниковое покрытие — около 100 км². Особые последствия извержений подобных вулканов связаны с тем, что вулканическая лава, растапливая ледники, вызывает сильные наводнения; происходят опасные срывы подтапливаемых ледниковых языков. По этим причинам уже после извержения 21 марта в Исландии на короткое время был введен режим чрезвычайного положения, началась

эвакуация населения из зоны действия вулкана. В ночь на 14 апреля произошло новое, более мощное извержение, сопровождавшееся выбросом в атмосферу огромного количества пепла. Высота выбросов достигала более 8 км.

15 апреля из-за распространяющихся выбросов вулканического пепла, который представляет опасность для турбин авиационных двигателей, ряд стран Северной Европы был вынужден закрыть свои аэропорты, а в последующие дни было закрыто для полетов практически все воздушное пространство над Европой. Полеты начали возобновляться только с 20 апреля, после уменьшения активности вулкана, седиментации продуктов извержения и их диссипации. Всего было отменено более 100000 полетов над Европой, убытки авиакомпаний составили по некоторым оценкам около 4 млрд евро.

Исландские вулканологи зарегистрировали рост сейсмической активности вулкана в декабре 2009 г., что привело к выбросу лавы в марте 2010 г. Сразу же после мощного извержения 14 апреля начались всесторонние изучения характеристик выброса и его распространения над территорией Европы [1], в том числе лидарными методами зондирования атмосферы. Велись целенаправленные измерения на Европейской лидарной сети по исследованиям аэрозоля

Владимир Дмитриевич Бурлаков (burlakov@iao.ru); Сергей Иванович Долгий (dolgii@iao.ru); Алексей Викторович Невзоров (nevzorov@iao.ru); Игнатий Викторович Самохвалов (sam@elefot.tsu.ru); Сергей Владимирович Насонов (nsergeyvlad@sibmail.com); Иван Владимирович Животенюк (guitarplayer@sibmail.com); Андрей Владимирович Ельников (eav@iff.surgu.ru); Евгений Владимирович Назаров (evgen@bk.ru); Иннокентий Иванович Плюснин (pii@no.surgu.ru); Антон Михайлович Шиханцов (eav@iff.surgu.ru).

(EARLINET). Характеристики вулканогенных облаков и динамика их распространения изучались спутниковыми наблюдениями с использованием лидарной техники по проекту CALIPSO. На 25-й Международной конференции по лазерным радарам (ILRC 25), проходившей в Санкт-Петербурге 5–9 июля 2010 г., работала специальная сессия по наблюдениям методами дистанционного зондирования следов извержения вулкана Эйяфьятлайокудль. В дальнейшем результаты изучения распространения продуктов извержения вулкана и связанных с ним эффектов воздействия на атмосферные изменения начали публиковаться [2–6]. Представленные в настоящей статье данные лидарных наблюдений в Томске (56,48° с.ш.; 85,05° в.д.) и Сургуте (61,25° с.ш.; 73,43° в.д.) показывают, что продукты извержения вулкана регистрировались в атмосфере и над территорией Западной Сибири.

1. Аппаратура и методика измерений

В полученных результатах наблюдений реализованы технические возможности лидаров Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (ИОА СО РАН), Национального исследовательского Томского государственного университета (ТГУ) и Сургутского государственного университета (СурГУ). Для траекторного анализа переноса воздушных масс в атмосфере использовался метод построения обратных траекторий по моделям NOAA HYSPLIT MODEL, представленный на сайте <http://ready.arl.noaa.gov/hysplit-bin/trajasrc.pl>. Необходимо подчеркнуть, что лидарные измерения проводились в условиях отсутствия метеорологической облачности нижнего и среднего ярусов.

Тропосферно-стратосферный лидар ИОА СО РАН

Лидар функционирует в составе измерительного комплекса Сибирская лидарная станция ИОА СО РАН [7]. Зондирование атмосферного аэрозоля осуществляется на длине волны второй гармоники Nd:YAG-лазера 532 нм, которая является унифицированной для большинства лидарных обсерваторий мировой сети по исследованиям атмосферного аэрозоля. Энергия лазерных импульсов составляет 70 мДж при частоте следования 20 Гц. Оптические обратно отраженные лидарные сигналы регистрируются приемным телескопом, выполненным по схеме Ньютона, с главным приемным зеркалом диаметром 0,3 м. Фотоэлектронная регистрация лидарных сигналов осуществляется в режиме счета импульсов фототока. Накопление сигнала суммируется по 25 000 лазерных импульсов, что по времени составляет около 25 мин. Аппаратурное пространственное разрешение измерений составляет 100 м.

При стратосферных измерениях, с целью обеспечения линейности режима работы высокочувствительных ФЭУ, мощный сигнал от ближней зоны зондирования отсекается до высот около 10 км с помощью устройства электронного управления коэффициентом усиления ФЭУ [7]. С целью получения

одновременной информации о распределении оптических характеристик вулканогенного аэрозоля в тропосфере–стратосфере световой поток лидарного сигнала в кювете спектральной селекции делится на два световых потока в соотношении 5:95%. Пятипроцентный световой поток позволяет получать информацию о распределении аэрозоля, с учетом геометрического фактора лидара, в высотном диапазоне 3–15 км; 95%-й поток – в диапазоне 12–30 км.

Из данных зондирования на основе метода калибровки лидарных сигналов по профилю коэффициента обратного молекулярного рассеяния определяются профили отношения рассеяния $R(H)$ [8, 9]:

$$R(H) = \frac{\beta_{\pi}^M(H) + \beta_{\pi}^A(H)}{\beta_{\pi}^M(H)},$$

где $\beta_{\pi}^M(H)$ и $\beta_{\pi}^A(H)$ – коэффициенты обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния соответственно. Этот параметр наиболее контрастно проявляет аэрозольные неоднородности по трассе зондирования и их интенсивность относительно молекулярной компоненты воздуха.

Относительная ошибка измерений величины $R(H)$ до высот 20 км составляет 3–4% и увеличивается до 6,5% на высоте 30 км. Пространственное разрешение измерений $R(H)$ после применения процедуры линейного сглаживания лидарных сигналов составляет 300 м до высот 20 км и 800 м в интервале высот 20–30 км.

Поляризационный лидар ТГУ

Этот лидар расположен в 6 км юго-западнее тропосферно-стратосферного лидара ИОА СО РАН. В качестве источника зондирующего излучения используется Nd:YAG-лазер, работающий на длине волны 532 нм, с частотой следования импульсов 10 Гц при энергии в импульсе 40 мДж (используется только 5–10% от максимальной энергии лазера из-за мощной помехи от «ближней зоны»). Приемной антенной служит зеркальный объектив, выполненный по схеме Кассегрена, с диаметром главного зеркала 0,5 м и фокусным расстоянием 5 м.

Отличительной особенностью поляризационного лидара ТГУ является наличие в нем узла трансформации состояния поляризации, что делает возможным измерения матриц обратного рассеяния света (МОРС) [10]. Для экспериментального определения МОРС в атмосферу последовательно посылаются излучение лазера с четырьмя различными состояниями поляризации и измеряется состояние поляризации рассеянного назад излучения: регистрируется лидарный сигнал при четырех различных положениях поляризационных элементов приемника. В приемном канале установлен ФЭУ, работающий в режиме счета фотонов. Время измерения 16 профилей интенсивности рассеянного назад излучения, с погрешностью не хуже 3–5%, составляет 6–14 мин (соответствует накоплению 200–500 импульсов лазера). Зондирование проводится до высоты 30 км с разрешением 150 м по высоте.

Двухчастотный лидар СурГУ

Лидар представляет собой смонтированные на единой платформе, обладающей возможностью вертикального и горизонтального сканирования, элементы передатчика и приемника. Особенности местоположения лидара не позволили осуществить вертикальную схему зондирования. Наблюдения проводились по наклонной трассе, составляющей с горизонтом угол 45° . Затем полученные лидарные сигналы, скорректированные на квадрат расстояния, приводились к вертикальной трассе. Максимальная высота зондирования определяется энергетическим потенциалом лидара СурГУ и с учетом наклонной схемы зондирования составляет 12–14 км.

Источником излучения является Nd:YAG-лазер, генерирующий с частотой 20 Гц излучение на длине волны 532 нм при значениях энергии импульсов 25 мДж. Прием обратнорассеянного излучения осуществляется телескопом кассегреновского типа с главным зеркалом диаметром 0,26 м. Регистрация фотоэлектрического сигнала осуществляется на ФЭУ-130 в аналоговом режиме с накоплением 2000 лазерных импульсов, что по времени составляет примерно 3 мин. Используется АЦП с разрядностью 12 бит и частотой стробирования 30 МГц. В пространственном отношении это позволило осуществлять оцифровку лидарного сигнала через 15 м. Приведенные выше технические параметры лидара смогли обеспечить погрешность измерений менее 10%.

Из данных зондирования определяется отношение рассеяния на длине волны 532 нм. Отношение рассеяния можно определять как по калибровке в одной точке трассы зондирования, что наиболее распространено на практике, так и по участку трассы зондирования [9, 11]. Последнее означает: калибровка лидарного сигнала производится в предположении, что аэрозоль отсутствует не в одной точке трассы зондирования, имеющей протяженность строба (при аналоговой регистрации – интервал по пространству между циклами оцифровок), а на некотором участке трассы зондирования в интервале высот 5–14 км, протяженностью в несколько стробов. Это приводит к уменьшению вероятности калибровки лидарного сигнала на случайный выброс, имеющий минимальное значение на трассе зондирования. Сама гипотеза основана на представлениях об атмосфере как среде, находящейся в термодинамическом и статическом равновесии, чему в значительной мере способствует турбулентное перемешивание [12, 13]. Существование неоднородностей любых примесей с пространственными масштабами по вертикали ~ 100 м (размер строба) в подобной среде невозможно.

2. Результаты лидарных измерений

На рис. 1 представлен ряд измерений $R(H)$, полученный в апреле 2010 г. на тропосферно-стратосферном лидаре ИОА СО РАН.

Измерения проводились в период фонового состояния стратосферного аэрозольного слоя, которое

определяется отсутствием в стратосфере аэрозоля вулканогенной природы. Согласно моделям вертикального распределения оптических характеристик стратосферного аэрозоля, разработанным на основе данных многолетних наблюдений на Сибирской лидарной станции [14], фоновые значения $R(H)$ в нижней стратосфере для весеннего периода находятся в коридоре 1,1–1,25. Тропопауза для широты Томска в апреле расположена в пределах высот 10–11 км [9]. На рис. 1 показаны профили $R(H)$, снятые последовательно во времени, указано универсальное глобальное время (по Гринвичу) UTC (Coordinated Universal Time), поскольку это время используется при расчете обратных траекторий в программе NOAA HYSPLIT MODEL. Чтобы получить местное томское время, необходимо прибавить 6 ч, для сургутского местного – 5 ч. Из рис. 1 видно, что наблюдается временная динамика в высотной стратификации и интенсивности аэрозольных слоев, которая соответствует прохождению над точкой наблюдений различных облачных образований продуктов извержения вулкана.

Выраженные аэрозольные слои над Томском начали регистрироваться 19 апреля, спустя 5 дней после извержения, на высотах 3–7 км (рис. 1, а). А 20 апреля (рис. 1, б) наблюдались выраженные слои до высот около 10 км и незначительное увеличение аэрозольного содержания в нижней стратосфере ($R \sim 2$) до высот около 15 км. Незначительное превышение аэрозольного содержания до этих высот наблюдалось 23 (рис. 1, в) и 26 (рис. 1, г) апреля, $R = (1,2 \div 1,4)$; при этом выраженные аэрозольные слои 23 апреля остались только на высотах 3–6 км, а 26 апреля в рассматриваемом интервале высот их не наблюдалось.

Для качественного анализа микрофизических параметров аэрозоля в слоях повышенного рассеяния применялся метод лазерного поляризационного зондирования [15]. Из экспериментальных данных, полученных на поляризационном лидаре ТГУ, рассчитаны высотные профили элементов вектор-параметра Стокса для слоев повышенной «мутности» (слои повышенного рассеяния) и «чистой» фоновой атмосферы. Численные значения элементов вектор-параметра Стокса характеризуют степень поляризации рассеянного назад излучения, которая зависит от формы (симметрии) рассеивающих частиц и их взаимного расположения в пространстве (упорядоченности).

С помощью лидара ТГУ были зарегистрированы слои повышенного рассеяния в тропосфере 19, 20 и 24 апреля. За ночь проводилось несколько серий измерений, которые, как и на лидаре ИОА, показывали высотно-временную динамику слоев. На рис. 2 приведен пример серии измерений за 24 апреля с началом измерений в 22:19 и окончанием в 22:33 (14 мин) местного времени.

Изображены 16 высотных профилей интенсивности рассеянного назад излучения различного состояния поляризации, которые определяют компоненты вектор-параметра Стокса лидарного сигнала.

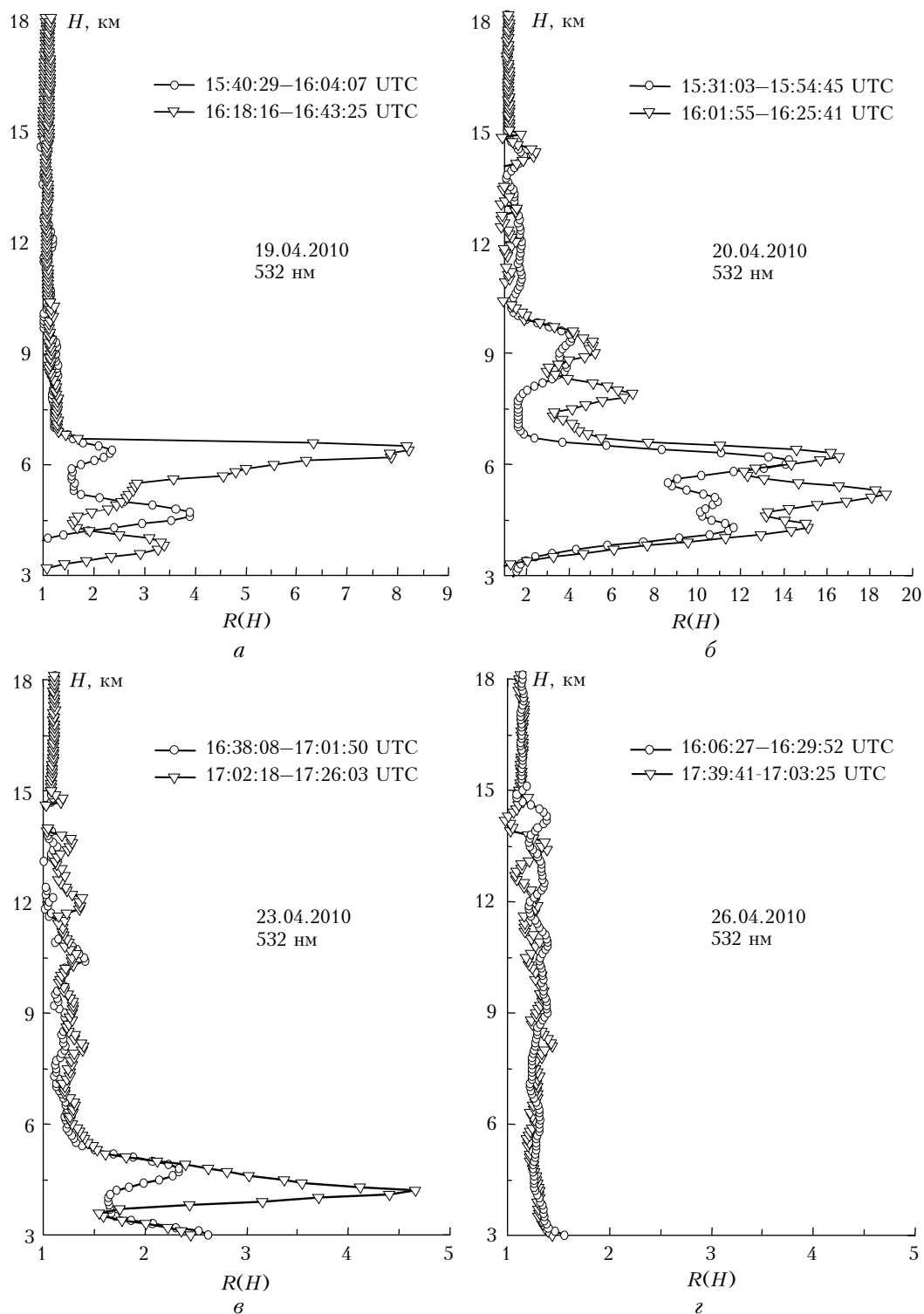


Рис. 1. Вертикальные профили отношения рассеяния над Томском в апреле 2010 г.

Справа на рис. 2 даны пояснения к каждому профилю: матрица-столбец T характеризует состояние поляризации передатчика, R – приборный «вектор» приемника.

Экспериментально полученные совокупности профилей интенсивности обратно рассеянного назад излучения использовались для расчета состояния по-

ляризации лидарного сигнала. Компоненты нормированного вектор-параметра Стокса за 24.04.2010 г. для слоев чистой (фоновой) атмосферы и для слоев повышенной «мутности» представлены в таблице.

Во втором и третьем столбцах таблицы приведены векторы Стокса, характеризующие соответственно посылаемое, полностью поляризованное излучение

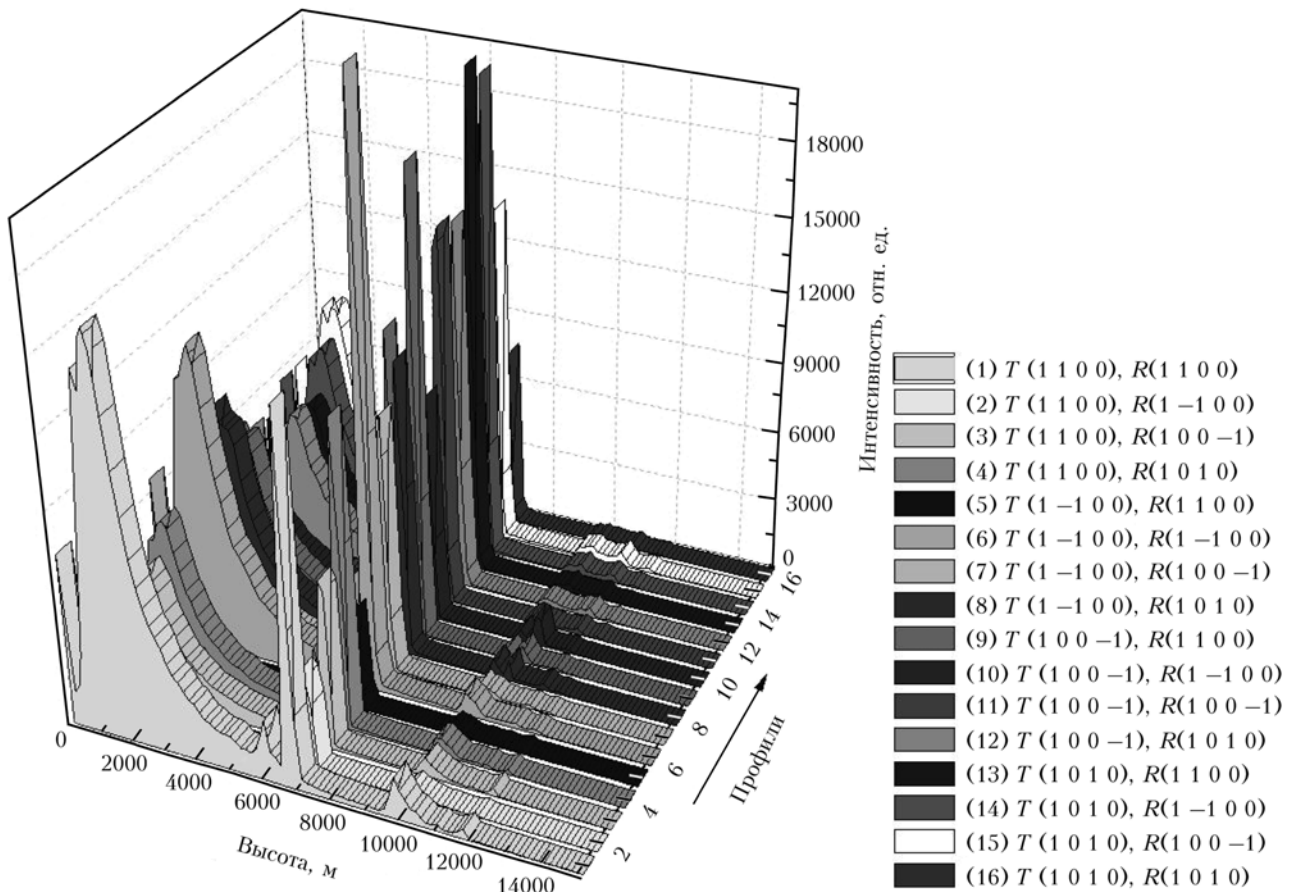


Рис. 2. Высотные профили интенсивности рассеянного назад излучения различного состояния поляризации. Томск, 24 апреля 2010 г. Местное время измерений 22:19–22:33

Поляризационные характеристики рассеянного назад излучения слоями «чистой» и «замутненной» атмосферы по данным измерений 24.04.2010 г.

Высота, км	Вектор-параметр Стокса		Степень поляризации
	зондирующего излучения $S_0(1; Q_0; U_0; V_0)^t$	рассеянного излучения $S(1; Q; U; V)^t$	
<i>Слой «чистой» атмосферы</i>			
8,55	(1; 1; 0; 0)	(1; 0,95; -0,09; -0,06)	0,96
	(1; -1; 0; 0)	(1; -0,96; -0,07; -0,04)	0,96
	(1; 0; 0; -1)	(1; -0,19; -0,15; 0,94)	0,97
	(1; 0; 1; 0)	(1; 0,02; -0,94; 0,14)	0,95
<i>Слой повышенной «мутности» атмосферы</i>			
6,75	(1; 1; 0; 0)	(1; 0,62; -0,32; -0,06)	0,70
	(1; -1; 0; 0)	(1; -0,72; -0,23; -0,16)	0,85
	(1; 0; 0; -1)	(1; 0,19; -0,40; 0,84)	0,95
	(1; 0; 1; 0)	(1; 0,03; -0,39; 0,13)	0,41
10,35	(1; 1; 0; 0)	(1; 0,40; -0,08; -0,06)	0,42
	(1; -1; 0; 0)	(1; -0,68; -0,02; -0,05)	0,69
	(1; 0; 0; -1)	(1; -0,23; -0,40; 0,21)	0,42
	(1; 0; 1; 0)	(1; 0,07; -0,84; 0,35)	0,94

и рассеянное назад излучение. В четвертом столбце таблицы представлены результаты вычислений по экспериментальным данным степени поляризации рассеянного назад излучения с усреднением по трем высотным строкам, что соответствует простран-

венному разрешению 450 м. Из сравнения компонент вектор-параметра Стокса, полученных с высот 6,75; 8,55 и 10,35 км, видно, что излучение, рассеянное аэрозольными слоями (6,75 и 10,35 км), изменяет состояние поляризации, частично деполаризуется и тем самым отличается от поляризации посылаемого. Последнее говорит о том, что рассеивающие частицы имеют несферическую форму. Можно заключить, что частицы аэрозоля в слое с центром 6,75 км отличны от сферических частиц (типа капель воды) и «фонового» аэрозоля (слой на высоте 8,55 км) и могут иметь вулканическое происхождение.

Поляризационные характеристики сигнала обратного рассеяния от аэрозольного образования на высотах 10–12 км также существенно отличаются от аналогичных характеристик, полученных от слоя «фонового» аэрозоля с высоты 8,55 км. Однако этот слой следует классифицировать как слой перистых облаков, высотное расположение которых характерно для облаков верхнего яруса данных широт [15].

Измерения в СурГУ в целом соответствуют результатам наблюдений в Томске. Результаты лидарных наблюдений аэрозольной компоненты воздуха в виде выборки профилей отношения рассеяния на длине волны 532 нм в Сургуте представлены на рис. 3.

Показаны усредненные профили $R(H)$ за временной интервал наблюдений 19:00–20:00 UTC. Для

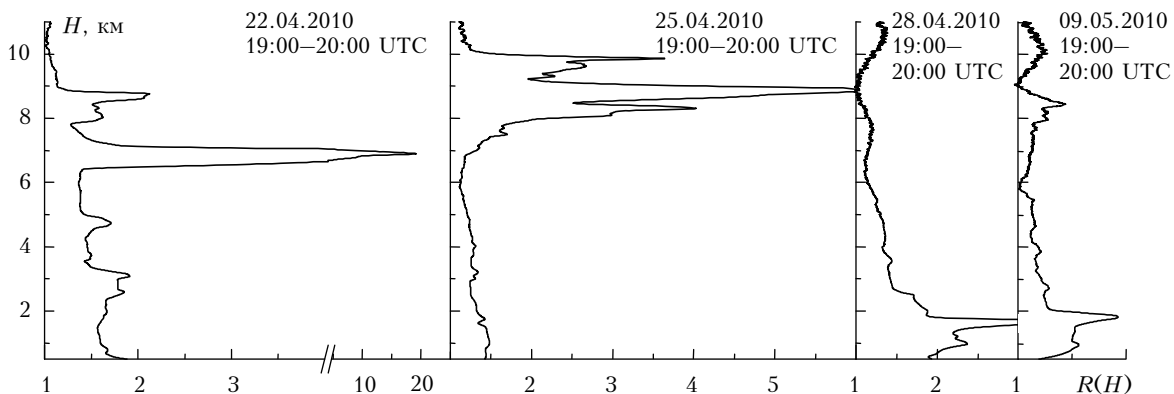


Рис. 3. Вертикальные профили отношения рассеяния над Сургутом

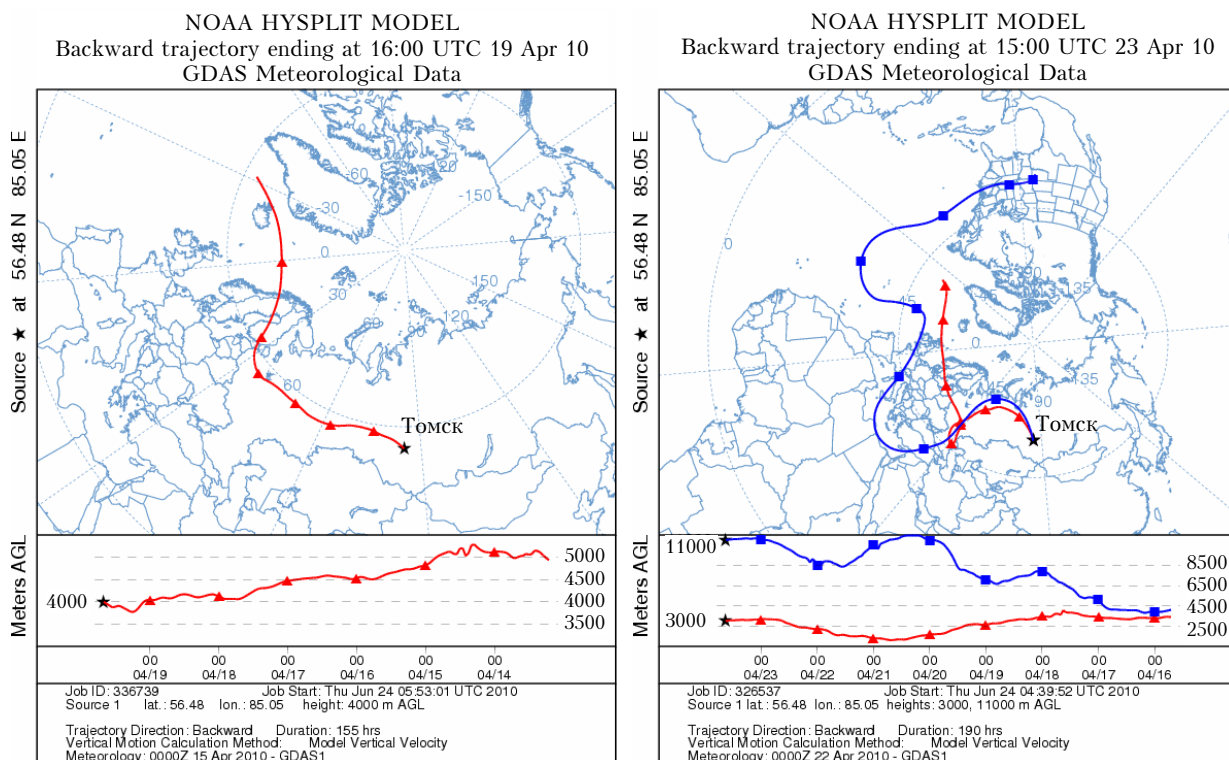


Рис. 4. Обратные траектории движения воздушных масс от г. Томска (19 и 23 апреля 2010 г.)

иллюстрации абсолютных значений отношения рассеяния в максимуме слоя 22 апреля ось x (величина R) представлена с разрывом. Аномальные аэрозольные слои особенно выражены 22 и 25 апреля на высотах 2,5–5 и 6,5–9 км.

Для идентификации источника аэрозольных образований, регистрируемых в атмосфере над Томском и Сургутом, строились обратные траектории движения воздушных масс. Методика построения прямых и обратных траекторий движения воздушных масс широко применяется для идентификации источника аномальных атмосферных образований (например, [2, 16]).

На рис. 4 даны примеры построения обратных траекторий движения воздушных масс от Томска для исходных дат наблюдения 19 и 23 апреля.

Траектории показывают, что воздушные массы в соответствующие дни и на соответствующих высотах приходили в Томск из районов распространения вулканического облака.

На рис. 5 приведены примеры построения обратных траекторий движения воздушных масс от Сургута для высотных диапазонов 6,2–6,4 и 7,8–8,2 км, где наблюдались аэрозольные слои 22 апреля 2010 г.

Представленные траектории иллюстрируют, что аэрозольные облачные образования, зарегистрированные в атмосфере Томска и Сургута, принесены из района первичной локализации продуктов извержения вулкана Эйяфьятлайокудль и достигли пунктов лидарных наблюдений через соответствующие периоды времени.

NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectory ending at 19:00 UTC 22 Apr 10
GDAS Meteorological Data

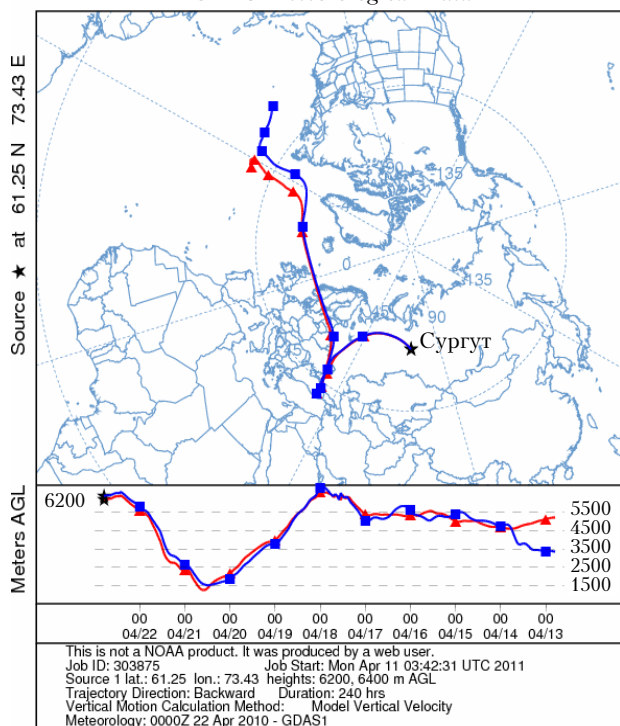


Рис. 5. Обратные траектории движения воздушных масс от г. Сургута (22 апреля 2010 г.)

Заключение

Результаты лидарных наблюдений в Томске и Сургуте показали, что продукты извержения вулкана Эйяфьятлайокудль достигли атмосферы Западной Сибири. В целом вулканический аэрозоль находился в тропосфере около 10 дней, в стратосферу проник незначительно; заметных долговременных радиационно-температурных измерений не выявлено.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (госконтракты № 02.740.11.0674; 14.740.11.0204; 14.740.11.0068 и 16.518.11.7067), АВЦП (проект № 2.1.1/13333), РФФИ (грант № 11-05-01200-а), ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № П264) и проекта Президиума СО РАН № 2.

1. Sanderson K. Out of the ashes // *Nature* (Gr. Brit.). 2010. V. 465. P. 544–545.
2. Bingemer H., Klein H., Ebert M., Haunold W., Bundke U., Herrmann T., Kandler K., Müller-Ebert D., Weinbruch S., Judt A., Ardon-Dryer K., Levin Z., Curtius J. Atmospheric ice nuclei in the Eyjafjallajökull volcanic ash plume // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2011. V. 11. P. 2733–2748, doi: 10.5194/acpd-11-2733-2011.
3. Ansmann A., Tesche M., Groß S., Freudenthaler V., Seifert P., Hiebsch A., Schmidt J., Wandinger U., Mattis I., Müller D., Wiegner M. The 16 April 2010 major volcanic ash plume over central Europe: EARLINET lidar and AERONET photometer observations at Leipzig and Mu-

nich, Germany // *Geophys. Res. Lett.* 2010. 37, L13810, doi: 10.1029/2010GL043809.

4. Emeis S., Junkermann W., Schäfer K., Forkel R., Suppan P., Flentje H., Gilge S., Fricke W., Wiegner M., Freudenthaler V., Groß S., Ries L., Meinhardt F., Münkkel C., Obleitner F. Spatial structure and dispersion of the 16/17 April 2010 volcanic ash cloud over Germany // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2010. V. 10. P. 26117–26155, doi: 10.5194/acpd-10-26117-2010.
5. Flentje H., Claude H., Elste T., Gilge S., Köhler U., Plass-Dülmer C., Steinbrecht W., Thomas W., Werner A., Fricke W. The Eyjafjallajökull eruption in April 2010 – detection of volcanic plume using in-situ measurements, ozone sondes and lidar ceilometer profiles // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 10085–10092, doi: 10.5194/acp-10-10085-2010.
6. Schumann U., Weinzierl B., Reitebuch O., Schlager H., Minikin A., Forster C., Baumann R., Sailer T., Graf K., Mannstein H., Voigt C., Rahn S., Simmet R., Scheibe M., Lichtenstern M., Stock P., Rüba H., Schäuble D., Tafferner A., Rautenhaus M., Gerz T., Ziereis H., Krautstrunk M., Mallaun C., Gayet J.-F., Lieke K., Kandler K., Ebert M., Weinbruch S., Stohl A., Gasteiger J., Olafsson H., Sturm K. Airborne observations of the Eyjafjalla volcano ash cloud over Europe during air space closure in April and May 2010 // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2010. V. 10. P. 22131–22218, doi: 10.5194/acpd-10-22131-2010.
7. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Модернизация измерительного комплекса Сибирской лидарной станции // *Оптика атмосфер. и океана.* 2004. Т. 17, № 10. С. 857–864.
8. Fiocco G., Grams G. Observation of aerosol layer at 20 km by optical radar // *J. Atmos. Sci.* 1964. V. 21. P. 323–324.
9. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: РАСКО, 2002. 352 с.
10. Самохвалов И.В., Стыков А.П., Кауль Б.В., Шелефонтьев Д.И. Автоматизация измерений матриц обратного рассеяния облаков верхнего яруса на высотном лидаре ТГУ // XVI Междунар. симпоз. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск: ИОА им. В.Е. Зуева СО РАН, 2009. С. 394–396.
11. Ельников А.В., Зуев В.В., Марищев В.Н. Влияние и учет импульсов последствия ФЭУ в лидарных сигналах аэрозольного и молекулярного рассеяния // *Оптика атмосфер.* 1991. Т. 4, № 2. С. 201–209.
12. Хржан А.Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 240 с.
13. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометиздат, 2000. 778 с.
14. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Невзоров А.В. Лидарные наблюдения стратосферного аэрозольного слоя средних широт в длительный вулканически спокойный период // *Оптика атмосфер. и океана.* 2006. Т. 19, № 7. С. 598–603.
15. Kaul B.V., Samokhvalov I.V., Volkov S.N. Investigating Particle Orientation in Cirrus Clouds by Measuring Backscattering Phase Matrices with Lidar // *Appl. Opt.* 2004. V. 43, N 36. P. 6620–6628.
16. Зуев В.В., Балин Ю.С., Бужин О.А., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Кабашиков В.П., Невзоров А.В., Осипенко Ф.П., Павлов А.Н., Пеннер И.Э., Самойлова С.В., Столярчук С.Ю., Чайковский А.П., Шмирко К.А. Результаты совместных лидарных наблюдений аэрозольных возмущений стратосферы на станциях сети CIS-LiNet в 2008 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22, № 5. С. 450–456.

V.D. Burlakov, S.I. Dolgii, A.V. Nevzorov, I.V. Samokhvalov, S.V. Nasonov, I.V. Zhivotenyuk, A.V. Elnikov, E.V. Nazarov, I.I. Plusnin, A.M. Shikhantsov. **Traces of eruption of Eyjafjallajökull volcano according to data of lidar observations in Tomsk and Surgut.**

We present the results of lidar measurements of the vertical distribution of the optical characteristics of anomalous aerosol features in the atmosphere and polarization state of backscattered sensing radiation, obtained in Tomsk (56.48°N; 85.05°E) and Surgut (61.25°N; 73.43°E) in April – May 2010. Data of measurements, with employment of back trajectory analysis of air mass transport in the atmosphere according to the NOAA HYSPLIT MODEL, showed that the observed anomalous aerosol features were due to transport of eruption products of Icelandic Eyjafjallajökull volcano (April 14, 2010). First traces of the volcanic eruption were recorded in the troposphere over Tomsk on April 19, on the whole the volcanic aerosol resided in the troposphere for about 10 days, and it penetrated to the stratosphere insignificantly; as a result, no marked, long-term radiation-temperature effects were exerted.