

# Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири.

## Часть 2: Диапазон изменчивости и чувствительность к входным параметрам

Т.Б. Журавлева, С.М. Сакерин\*

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

Поступила в редакцию 22.05.2008 г.

Приведены результаты моделирования радиационного форсинга аэрозоля, выполненного для типичных летних условий Сибири (слабо замутненная атмосфера, зеленый растительный покров). Представлен анализ факторов, определяющих радиационное воздействие аэрозоля на верхней и нижней границах атмосферы (аэрозольная оптическая толщина атмосферы, альbedo однократного рассеяния и фактор асимметрии индикатрисы рассеяния аэрозоля, альbedo подстилающей поверхности). Показано, что неопределенность в численных оценках радиационного форсинга, обусловленная неточностью задания входных параметров атмосферы в типичном диапазоне погрешностей, составила ~20 и ~70% на уровне подстилающей поверхности и верхней границы атмосферы соответственно.

*Ключевые слова:* прямой радиационный форсинг аэрозоля, численное моделирование, чувствительность к входным параметрам.

### Введение

В работе [1] были описаны метод расчета широкополосных потоков излучения (0,2–5,0 мкм) и подход к выбору входных параметров и моделей атмосферы для расчета прямого радиационного форсинга аэрозоля (РФА). В настоящей статье рассматриваются результаты численного моделирования РФА в летних условиях Сибирского региона. Для количественной характеристики пределов изменения РФА использованы данные многолетних наблюдений аэрозольной оптической толщи (АОТ) и влагосодержания атмосферы  $W$  в г. Томске. Обсуждается неопределенность численных оценок радиационного форсинга, обусловленная погрешностью восстановления АОТ и  $W$ , а также использованием модельных значений альbedo однократного рассеяния (АОР) и индикатрисы рассеяния излучения аэрозольными частицами и альbedo подстилающей поверхности (ПП).

Диапазоны изменения АОТ и  $W$ , позволяющие максимально полно описать вариации РФА, представлены в табл. 1.

Расчеты выполнены для модального  $\tau_{0,5}^{\text{mod}} = 0,12$ , среднего  $\bar{\tau}_{0,5} = 0,16$ , «минимального»  $\tau_{0,5}^{\text{min}} = 0,05$  и «максимального»  $\tau_{0,5}^{\text{max}} = 0,37$  значений АОТ в области 0,5 мкм. (Напомним, что интервал 0,05–0,37

включает 95% среднедневных значений АОТ в летний период [1].) Для построения спектральной зависимости для каждого из перечисленных выше значений  $\tau_{0,5}^*$  (кроме  $\bar{\tau}_{0,5}$ ) из всего массива данных отбирались значения аэрозольной толщи только в те дни, когда  $\tau_{0,5}$  отличалась от  $\tau_{0,5}^*$  не более чем на 0,01; спектральная зависимость для среднего значения  $\bar{\tau}_{0,5}$  построена на основе всего массива данных. В табл. 1 приведены также показатель селективности Ангстрема  $\alpha$ , вычисленный для интервала 0,44–0,87 мкм, и влагосодержание  $W$  атмосферы, соответствующие выбранным датам.

Таблица 1

Значения АОТ ( $\tau_{0,5}^*$ ), параметра Ангстрема  $\alpha$  и влагосодержания  $W$ , использованные в расчетах РФА

Параметр	$\tau_{0,5}^{\text{min}}$	$\tau_{0,5}^{\text{mod}}$	$\bar{\tau}_{0,5}/\sigma_{\tau}$	$\bar{\tau}_{0,5} + \sigma_{\tau}$	$\tau_{0,5}^{\text{max}}$
$\tau_{0,5}^*$	0,05	0,12	0,16/0,08	0,24	0,37
$\alpha$	1,31	1,34	1,44	1,57	1,60
$W/\sigma_W, \text{ г/см}^2$	1,6/0,5	1,8/0,6	1,9/0,6	2,6/0,4	2,5/0,2

Примечание.  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение.

Спектральная зависимость АОР ( $\Lambda$ ) и индикатрисы рассеяния излучения аэрозольными частицами ( $g(\mu)$ ,  $\mu$  – косинус угла рассеяния) задавались на основе модели континентального аэрозоля cont-I WCP [2]. Альbedo ПП полагалось либо постоянным ( $A_s = \text{const}$ ), либо соответствовало спектральному

\* Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Сергей Михайлович Сакерин.

ходу растительных покровов ([3], см. также [1]). Зенитный угол Солнца (SZA) варьировался в диапазоне 45–75° (в летний период в г. Томске его максимальное значение не менее 33°).

Значения коротковолновой составляющей прямого радиационного форсинга вычисляются на уровне верхней границы атмосферы ( $z = 100$  км,  $\Phi_t$ ) и подстилающей поверхности ( $z = 0$ ,  $\Phi_s$ ) на основе соотношений

$$\Phi_t = F_a(z = 100 \text{ км}) - F_R(z = 100 \text{ км}),$$

$$\Phi_s = F_a(z = 0) - F_R(z = 0);$$

$$F_a(z) = F_a^\downarrow(z) - F_a^\uparrow(z), \quad F_R(z) = F_R^\downarrow(z) - F_R^\uparrow(z). \quad (1)$$

Здесь  $F_a^\downarrow(z)$  – интегральные по спектру потоки нисходящей и восходящей радиации; индексы «a» и «R» соответствуют расчетам в аэрозольно-молекулярной атмосфере и атмосфере без аэрозоля, с учетом только молекулярного (рэлеевского) рассеяния и поглощения.

## 1. Влияние основных факторов на радиационный форсинг аэрозоля

### 1.1. Альbedo ПП

Рассмотрим изменчивость РФА на верхней и нижней границах атмосферы в зависимости от альbedo ПП. На рис. 1, a приведены значения РФА и его компонент, обусловленных прямым (*dir*) и диффузным (*dif*) излучением для разных типов подстилающей поверхности на уровне  $z = 0$ :

$$\Phi_s = \Phi_s^{dir} + \Phi_s^{dif},$$

$$\Phi_s^{dir} = F_a^{dir}(z=0) - F_R^{dir}(z=0) = F_a^{dir,\downarrow}(z=0) - F_R^{dir,\downarrow}(z=0),$$

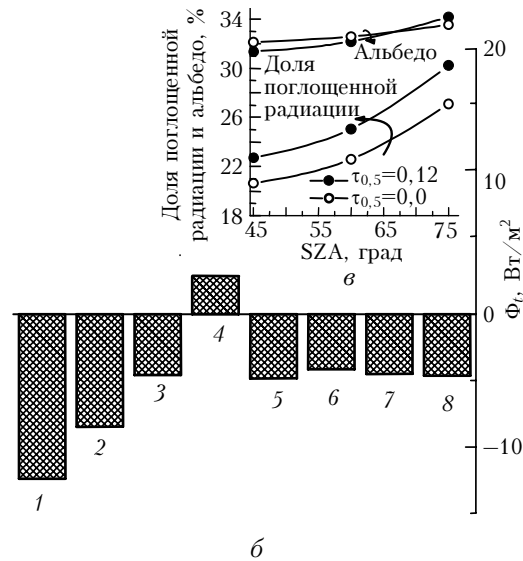
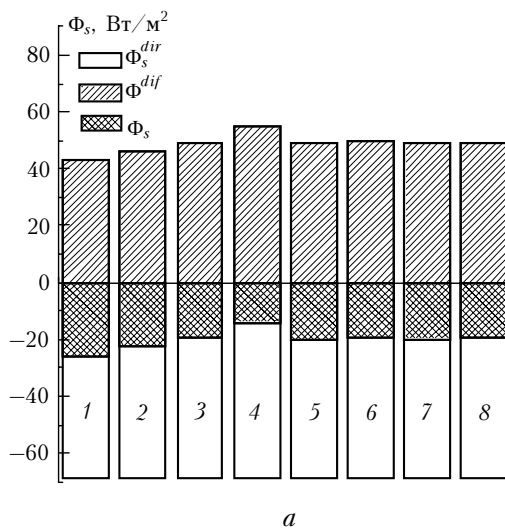


Рис. 1. Радиационный форсинг аэрозоля на нижнем (a) и верхнем (б) уровнях атмосферы для различных типов ПП (1 –  $A_s = 0$ , 2 – 0,1, 3 – 0,2, 4 – 0,4; 5 – хвойный лес; 6 – лиственный лес; 7 – трава; 8 – cropland/mosaic: 25% – хвойный лес, 25% – лиственный лес, 50% – трава) при  $\tau_{0,3}^{mod} = 0,12$ ,  $SZA = 60^\circ$ ; в – зависимость доли поглощенной радиации и альbedo атмосферы от зенитного угла Солнца при  $A_s = 0,4$

$$\Phi_s^{dif} = F_a^{dif}(z = 0) - F_R^{dif}(z = 0),$$

$$F_{a(R)}^{dif}(z = 0) = F_{a(R)}^{dif,\downarrow}(z = 0) - F_{a(R)}^\uparrow(z = 0). \quad (2)$$

Наличие в атмосфере аэрозоля приводит к уменьшению прямой радиации. Следовательно, в пределах каждого  $i$ -го спектрального интервала, который используется в расчетах потоков излучения [1, формула (1)], справедливо неравенство

$$F_{a,i}^{dir,\downarrow}(z = 0) \leq F_{R,i}^{dir,\downarrow}(z = 0)$$

и компонента РФА для прямого излучения всегда не положительна:  $\Phi^{dir} \leq 0$ .

Поток нисходящей диффузной радиации при  $z = 0$  является немонотонной функцией оптической толщи атмосферы и зависит от альbedo ПП. В рассматриваемом диапазоне входных параметров при  $A_s = 0$  выполняется соотношение

$$F_a^{dif,\downarrow}(z = 0) \geq F_R^{dif,\downarrow}(z = 0)$$

и диффузная компонента РФА положительна:

$$\Phi_s^{dif} = F_a^{dif,\downarrow}(z = 0) - F_R^{dif,\downarrow}(z = 0) > 0.$$

С увеличением  $A_s$  значение  $\Phi_s^{dif}$  возрастает: например, для параметров, приведенных в подписи к рис. 1, a, изменение альbedo ПП от 0 до 0,4 приводит к увеличению диффузной составляющей РФА от 43 до 55 Вт/м<sup>2</sup>. Ввиду доминирующей роли прямого излучения в безоблачной атмосфере значение  $\Phi_s$  отрицательно.

Величина РФА на *верхней границе атмосферы* определяется разностью восходящих потоков радиации:

$$\Phi_t = F_R^\uparrow(z = 100 \text{ км}) - F_a^\uparrow(z = 100 \text{ км}). \quad (3)$$

Поскольку при  $A_s = 0$  потоки в молекулярной и молекулярно-аэрозольной атмосфере в пределах каждого из спектральных интервалов связаны соотношением

$$F_{R,i}^\uparrow(z = 100 \text{ км}) < F_{a,i}^\uparrow(z = 100 \text{ км}), \quad (4)$$

то  $\Phi_t < 0$  (рис. 1, б).

С ростом альbedo ПП в зависимости от зенитного угла Солнца РФА может быть как положительным, так и отрицательным. Это связано с тем, что увеличение отражения от ПП сопровождается ростом доли поглощенного излучения в атмосфере, причем в присутствии аэрозоля это приращение является более значительным ввиду большей оптической толщи атмосферы (рис. 1, в). При фиксированном  $A_s > 0$  рост  $SZA$  приводит, с одной стороны, к увеличению поглощательной способности, а с другой — обуславливает возрастание альbedo атмосферы (см. рис. 1, в).

Суммарное воздействие этих противоположных эффектов может стать причиной изменения знака РФА. В частности, для параметров, приведенных в подписи к рис. 1, приращение поглощения в аэрозольной атмосфере при  $SZA = 45\text{--}60^\circ$  и  $A_s = 0,4$  привело к изменению знака неравенства (4) и, как следствие, к соотношению  $\Phi_t > 0$ . При больших зенитных углах Солнца ( $SZA = 75^\circ$ ) доминировал эффект альbedo и значение РФА было отрицательным.

Представленные на рис. 1 результаты позволяют также оценить, насколько значимым является учет спектральной зависимости альbedo ПП в расчетах  $\Phi_{s(i)}$ . Для типичных растительных покровов Сибири (хвойный и лиственный лес, трава и их комбинации) величина РФА практически одинакова и мало отличается от расчетов при постоянном значении  $A_s(\lambda) = 0,2$ . Результаты, приведенные на рис. 2–4, получены для подстилающей поверхности, альbedo которой определено следующим образом: 25% — хвойный лес, 25% — лиственный лес, 50% — трава (в англоязычной литературе — *storland/mosaic* [3]).

В заключение подразд. 1.1 обсудим вклад различных спектральных полос в РФА. На нижнем уровне атмосферы наибольший вклад (более 60%) в радиационный форсинг аэрозоля вносит спектральный интервал 0,4–0,69 мкм (рис. 2, а, б), а более 90%  $\Phi_s$  формируется в пределах диапазона 0,3–1,53 мкм. Значение РФА на верхней границе атмосферы в различных спектральных интервалах может быть как положительным, так и отрицательным — в зависимости от альbedo ПП и зенитного угла Солнца. Из результатов, представленных на рис. 2, в, следует, что в полосах с относительно слабым молекулярным поглощением (интервалы 0,3–0,4 и 0,4–0,69 мкм) значение РФА отрицательно. В диапазонах с умеренным молекулярным поглощением (в частности, в интервале 0,69–1,53 мкм) знак  $\Phi_t$  меняется с положительный ( $SZA = 45\text{--}60^\circ$ ) на отрицательный ( $SZA = 75^\circ$ ).

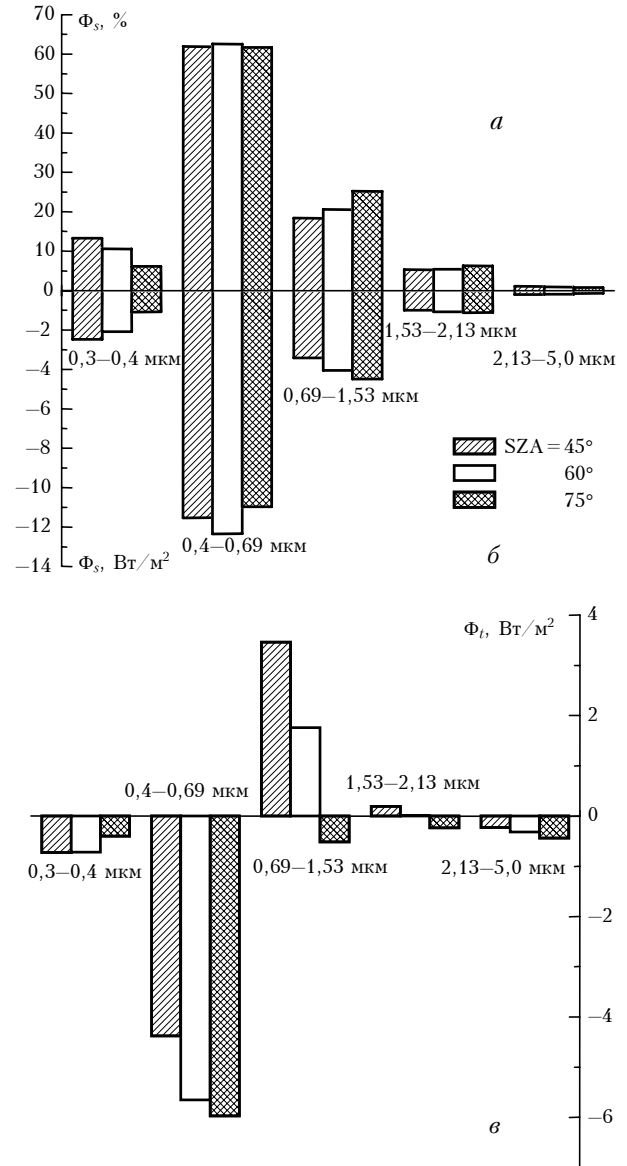


Рис. 2. Вклад различных спектральных интервалов в радиационный форсинг аэрозоля при  $\tau_{0,5}^{mod} = 0,12$  и ПП типа *storland/mosaic*: относительный (а) и абсолютный (б) вклады в РФА на уровне  $z = 0$ ; абсолютный вклад в РФА на уровне  $z = 100$  км (в)

## 1.2. Влагосодержание атмосферы

Для оценки диапазона изменения РФА при вариациях влагосодержания атмосферы  $W$  были выполнены радиационные расчеты для  $W = \bar{W}$ ,  $\bar{W} \mp \sigma_W$  ( $1,3 \leq W \leq 2,5$  г/см<sup>2</sup>). Аэрозольная оптическая толщина атмосферы изменялась в диапазоне  $0,1 < \tau_{0,5} < 0,9$ ; спектральная зависимость  $\tau(\lambda)$  соответствовала средней по всему периоду наблюдений.

Влияние содержания водяного пара на потоки излучения достаточно сильное, но проявляется по-разному для прямой и рассеянной компонент  $F^\downarrow(z = 0)$  и  $F^\uparrow(z = 100 \text{ км})$  (рис. 3).

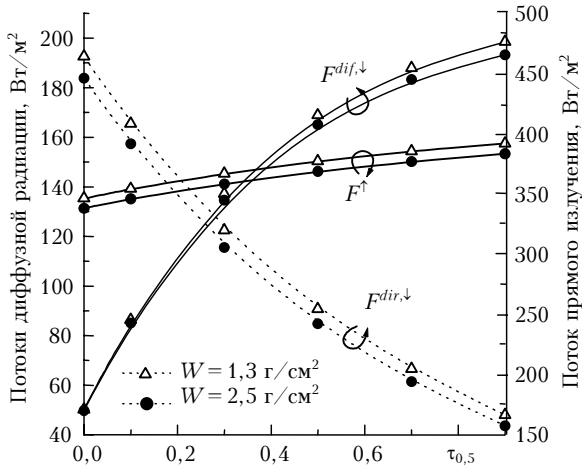


Рис. 3. Зависимость потоков солнечной радиации от  $\tau_{0,5}$  при разном влагосодержании атмосферы ( $A_s = 0,2$ ;  $SZA = 60^\circ$ )

При возрастании  $W$  от 1,3 до 2,5 г/см<sup>2</sup> прямая радиация  $F^{dir,\downarrow}(z=0)$  уменьшается на 9–18 Вт/м<sup>2</sup> в зависимости от АОТ. Изменение потока нисходящего диффузного излучения менее значимо: в частности (см. рис. 3) максимальный спад  $F^{dif,\downarrow}(z=0)$  наблюдается при  $\tau_{0,5} = 0,9$  и составляет ~5 Вт/м<sup>2</sup>. (Слабая зависимость  $F^{dif,\downarrow}(z=0)$  от  $W$  отмечена также в [4, 5]: 10%-я неопределенность в задании  $W$ , при умеренных значениях АОТ, приводит к различию расчетов диффузного излучения в пределах 0,5 Вт/м<sup>2</sup>.) Различие потоков восходящей радиации на уровне  $z = 100$  км, обусловленное увеличением влагосодержания, слабо зависит от АОТ и при указанных параметрах составляет примерно 4–4,3 Вт/м<sup>2</sup>.

В отличие от потоков влияние влагосодержания на РФА на уровне ПП проявляется лишь при умеренных и больших значениях АОТ. Обсудим этот вопрос более подробно.

В предположении, что  $A_s = \text{const}$ , приток излучения

$$F(z=0) = F^\downarrow(z=0) - F^\uparrow(z=0) = (1 - A_s)(F^{dir,\downarrow}(z=0) + F^{dif,\downarrow}(z=0)).$$

Тогда разность притоков в двух атмосферных ситуациях, различающихся только содержанием водяного пара  $W_1 < W_2$ , равна

$$\Delta F(W_1, W_2, z=0) = (1 - A_s) \times$$

$$\times [F^{dir,\downarrow}(W_1, z=0) - F^{dir,\downarrow}(W_2, z=0)] + [F^{dif,\downarrow}(W_1, z=0) - F^{dif,\downarrow}(W_2, z=0)],$$

а изменчивость РФА, определяемая вариациями  $W$ , –

$$\Delta \Phi_s(W_1, W_2) = \Phi_s(W_1) - \Phi_s(W_2) = \Delta F_a(W_1, W_2, z=0) - \Delta F_R(W_1, W_2, z=0).$$

При  $SZA = 60^\circ$  и  $A_s = 0,2$  значение  $\Delta F_R(W_1 = 1,3 \text{ г/см}^2, W_2 = 2,5 \text{ г/см}^2, z=0)$  равно ~14,4 Вт/м<sup>2</sup>; изменения  $\Delta F_a(W_1 = 1,3 \text{ г/см}^2, W_2 = 2,5 \text{ г/см}^2, z=0)$  находятся в диапазоне 14,1–11,4 Вт/м<sup>2</sup> при возрастании  $\tau_{0,5}$  от 0,1 до 0,9. В соответствии с последней формулой различие  $\Delta \Phi_s(W_1 = 1,3 \text{ г/см}^2, W_2 = 2,5 \text{ г/см}^2)$  составляет примерно –0,3...–3 Вт/м<sup>2</sup>.

На верхней границе атмосферы изменчивость РФА представлена в виде

$$\Delta \Phi_t(W_1, W_2) = \Phi_t(W_1) - \Phi_t(W_2) = \Delta F_R(W_1, W_2, z=100 \text{ км}) - \Delta F_a(W_1, W_2, z=100 \text{ км}).$$

В рассматриваемом диапазоне параметров значение  $\Delta F_R(W_1 = 1,3 \text{ г/см}^2, W_2 = 2,5 \text{ г/см}^2, z=100)$ , равно ~4 Вт/м<sup>2</sup>, а различие притоков в молекулярно-аэрозольной атмосфере составляет примерно 4–4,3 Вт/м<sup>2</sup>. Следствием этого является слабая чувствительность РФА к количеству водяного пара в атмосфере: при  $W_1 = 1,3 \text{ г/см}^2, W_2 = 2,5 \text{ г/см}^2$  значение  $\Delta \Phi_t \leq 0,3 \text{ Вт/м}^2$ .

Значения потоков коротковолновой радиации и РФА для средних значений АОТ в г. Томске,  $W = \bar{W} \mp \sigma_W$  и альbedo ПП cropland/mosaic представлены в табл. 2.

Изменения радиационного форсинга при вариации  $W$  в реальном для нашего региона диапазоне значений 1,3–2,5 г/см<sup>2</sup> не превышают ~0,5 и ~0,2 Вт/м<sup>2</sup> на нижнем и верхнем уровнях атмосферы соответственно.

### 1.3. Аэрозольная оптическая толщина

Для определения диапазона изменений РФА при вариациях АОТ в типичных условиях Сибири были выполнены расчеты для большинства атмосферных ситуаций, представленных в табл. 1.

Мгновенные значения РФА при различном аэрозольном замутнении и вариациях зенитного угла Солнца, определяющего величину инсоляции на верхней границе атмосферы, представлены на рис. 4.

Таблица 2

Изменчивость потоков излучения и радиационного форсинга аэрозоля (Вт/м <sup>2</sup> ) при вариациях $W$						
$W, \text{ г/см}^2$	$F^{dir,\downarrow}(z=0)$	$F^{dif,\downarrow}(z=0)$	$F^\downarrow(z=0)$	$\Phi_s$	$F^\uparrow(z=100)$	$\Phi_t$
1,3	378,94	100,81	479,76	–25,02	161,51	–6,08
1,9	369,86	99,78	469,64	–24,80	157,42	–6,19
2,5	363,24	99,06	462,3	–24,63	154,51	–6,27

Примечание.  $\bar{\tau}_{0,5} = 0,16$ ;  $SZA = 60^\circ$ , альbedo ПП – типа cropland/mosaic.

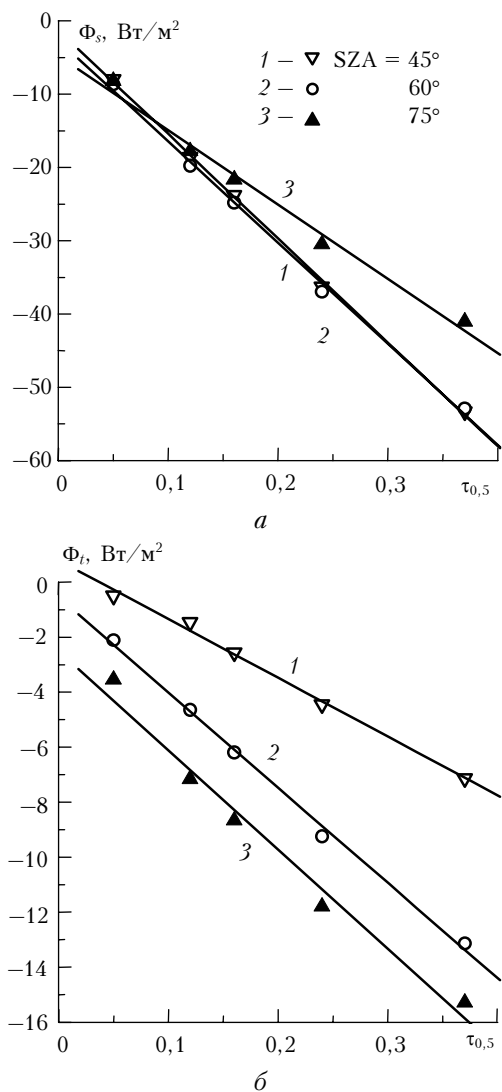


Рис. 4. Радиационный форсинг аэрозоля: *a* –  $z = 0$  км,  $\partial\Phi_s/\partial\tau_{0.5} = -142$  (1),  $-138$  (2),  $-101$   $\text{Вт/м}^2$  (3); *б* –  $z = 100$  км,  $\partial\Phi_t/\partial\tau_{0.5} = -21$  (1),  $-35$  (2),  $-36$   $\text{Вт/м}^2$  (3), рассчитанный для типичных летних условий

С возрастанием АОТ радиационный форсинг аэрозоля на уровне  $z = 0$  изменяется от  $-10$  до  $-40$   $\text{Вт/м}^2$  при  $\text{SZA} = 75^\circ$  и достигает  $-55$   $\text{Вт/м}^2$  при  $45 \div 60^\circ$ . Отрицательные значения  $\Phi_s$  показывают, что аэрозоль препятствует приходу солнечной радиации к подстилающей поверхности, вследствие чего она выхолаживается. Приведенные на рис. 4, *a* аппроксимированные значения производной  $\partial\Phi_s/\partial\tau_{0.5}$  позволяют оценить чувствительность  $\Phi_s$  при вариациях АОТ: в частности, увеличение  $\tau_{0.5}$  на 0,01 сопровождается приращением радиационного форсинга на  $-1,4$  и  $-1$   $\text{Вт/м}^2$  для  $\text{SZA} = 45 \div 60$  и  $75^\circ$  соответственно.

Как уже отмечалось выше, знак радиационного форсинга на верхней границе атмосферы зависит от альbedo ПП и зенитного угла Солнца (при прочих фиксированных параметрах атмосферы). При альbedo ПП типа *cropland/mosaic* и увеличении  $\text{SZA}$

от  $45$  до  $75^\circ$   $\Phi_t$  изменяется от  $-0,5$  до  $-3,5$   $\text{Вт/м}^2$  при малой замутненности атмосферы ( $\tau_{0.5}^{\text{min}} = 0,05$ ) и от  $-7$  до  $-15$   $\text{Вт/м}^2$  при больших замутнениях ( $\tau_{0.5}^{\text{max}} = 0,37$ ). Чувствительность  $\Phi_t$  ниже, чем чувствительность  $\Phi_s$ : приращение  $\tau_{0.5}$  на 0,01 приводит к уменьшению радиационного форсинга на уровне  $z = 100$  км на  $-0,2 \dots -0,4$   $\text{Вт/м}^2$  (рис. 4, *б*).

Кроме понятия РФА, для описания радиационных эффектов аэрозоля часто используется понятие *эффективного* радиационного форсинга  $\Phi_{s(t)}^e = \Phi_{s(t)}/\tau_{0.5}$ , величина которого определяется распределением частиц по размерам, химическим составом, отражающими свойствами ПП и в некоторой степени зависит от АОТ (из-за эффектов многократного рассеяния [6]). По аналогии с [7] наклоны прямой линейной регрессии на рис. 4 можно интерпретировать как *средние* значения  $\Phi_{s(t)}^e$  при фиксированном  $\text{SZA}$ . На верхней границе атмосферы эти характеристики при  $45^\circ \leq \text{SZA} \leq 75^\circ$  равны  $-20 \dots -35$   $\text{Вт/м}^2$  (диапазон мгновенных значений  $-10 \dots -70$   $\text{Вт/м}^2$ ), а на уровне ПП составляют  $-110 \dots -140$   $\text{Вт/м}^2$  (диапазон мгновенных значений  $-110 \dots -170$   $\text{Вт/м}^2$ ).

Приведенные оценки  $\Phi_{s(t)}$  и  $\Phi_{s(t)}^e$  близки к результатам, полученным для *фоновых* условий (слабых замутнений атмосферы) на Звенигородской научной станции ИФА РАН [8, 9]. Сравнение с большинством других опубликованных оценок РФА затруднено, поскольку они относятся к умеренно и сильно замутненной атмосфере (горящая биомасса, пылевой аэрозоль, промышленные (городские) загрязнения) либо имеют другие методические отличия [7–12]).

В заключение отметим, что в рассмотренном диапазоне изменения параметров аэрозоль способствует нагреванию атмосферы: значение  $\Phi_{\text{atm}} = \Phi_t - \Phi_s$  положительно и изменяется от  $\sim 5$  до  $50$   $\text{Вт/м}^2$ .

## 2. Чувствительность радиационного форсинга аэрозоля к точности задания входных параметров

Рассмотрим, насколько чувствительны расчеты РФА к точности задания входных параметров: АОТ атмосферы, показателя Ангстрема, АОР и индикатрисы рассеяния аэрозоля, влагосодержания атмосферы и альbedo подстилающей поверхности. Это особенно важно при определении РФА для конкретных ситуаций, а не средних атмосферных условий того или иного региона. В отличие от большинства других исследований, мы оценим чувствительность РФА при малых замутнениях атмосферы, характерных для Сибири, и умеренно поглощающем аэрозоле.

В качестве базового варианта (БВ), относительно которого будем оценивать изменчивость РФА при вариациях входных характеристик, используем расчет  $\Phi_s$  и  $\Phi_t$  для следующих параметров:

$\tau_{0,5}^{\text{mod}} = 0,12$ ;  $\alpha = 1,3$ ; влагосодержание атмосферы  $W = 1,9 \text{ г/см}^2$ ; альbedo ПП – типа cropland/mosaic;  $\text{SZA} = 60^\circ$ . Изменчивость РФА при вариациях того или иного параметра  $p = \tau, \alpha, \Lambda, g(\mu), W, A_s$  будем характеризовать как разность

$$\Delta\Phi_{s(t)}(p) = \Phi_{s(t)}(p^*) - \Phi_{s(t)}(p),$$

где  $p^*$  – значение данного параметра, использованное в базовом расчете. Относительное изменение РФА определим на основе соотношения

$$\delta\Phi_{s(t)}(p) = 100\% \times \Delta\Phi_{s(t)}(p) / |\Phi_{s(t)}(p^*)|.$$

Полученные оценки  $\Delta\Phi_{s(t)}(p)$  и  $\delta\Phi_{s(t)}(p)$  обобщены в табл. 3; отрицательные значения  $\Delta\Phi_{s(t)}$  показывают, что РФА уменьшился по абсолютной величине.

### 2.1. Аэрозольная оптическая толщина

Погрешность определения АОТ по данным солнечных фотометров варьирует в диапазоне  $\Delta\tau = 0,01 \pm 0,02$  в зависимости от длины волны. Оценим пределы изменчивости РФА для двух вариантов неточного задания  $\tau(\lambda)$ : а) для *всех* длин волн АОТ систематически завышена/занижена на 0,01, б) в интервале 0,44–0,87 мкм АОТ завышена/занижена на 0,01, а вне указанного спектрального промежутка ошибка увеличивается до 0,02. Заметим, что при таком задании погрешностей аэрозольной оптической толщины влияние  $\Delta\tau$  на конечный результат расчета РФА будет максимальным. При случайном распределении погрешности АОТ по длинам волн происходит взаимная компенсация ошибок.

Из результатов, приведенных в табл. 3, видно, что увеличение АОТ сопровождается возрастанием РФА (вариант расчета В2). На верхней границе атмосферы погрешность  $\Delta\tau$  не оказывает существенного воздействия на  $\Phi_t$ : например, для варианта «а» величина  $|\Delta\Phi_t|$  не превышает  $\sim 0,2 \text{ Вт/м}^2$  ( $\sim 4,3\%$ ). Потоки нисходящей солнечной радиации и РФА на уровне  $z = 0$  более чувствительны к неточности задания АОТ: отличия  $F^\downarrow(z = 0 \text{ км})$  и  $\Phi_s$  относительно базового расчета достигают примерно 3 и  $2,2 \text{ Вт/м}^2$  (11%) соответственно. Отметим, что результаты для случаев «а» и «б» мало отличаются друг от друга, т.е. погрешности определения АОТ за пределами интервала 0,44–0,87 мкм не оказывают существенного влияния на радиационные характеристики.

Мы рассмотрели также вариации РФА при изменении параметра Ангстрема  $\alpha$ , который для анализируемых значений  $\tau_{0,5}^*$  находится в диапазоне 1,3–1,6 (см. табл. 1). Результаты численного моделирования показали, что при таком изменении  $\alpha$  значения  $\Delta\Phi_s(\alpha)$  и  $\Delta\Phi_t(\alpha)$  составляют примерно  $-0,9 \text{ Вт/м}^2$  ( $-4,5\%$ ) и  $0,4 \text{ Вт/м}^2$  (8,6%) соответственно (табл. 3, В4).

### 2.2. Альbedo однократного рассеяния аэрозоля

Точность определения АОР аэрозоля зависит от используемого метода измерений и степени замутнения атмосферы. Неопределенность восстановления АОР по данным AERONET наблюдений составляет  $\sim 0,03$  в области больших замутнений ( $\tau_{0,44} \geq 0,5$ ) и увеличивается примерно до 0,05–0,07 при  $\tau_{0,44} \leq 0,2$  [13]. Методы локальных измерений

Таблица 3

Оценки чувствительности РФА к точности задания входных параметров ( $\text{SZA} = 60^\circ$ )

Вариант расчета	Варьируемый параметр (остальные характеристики как в базовом варианте)	Результаты радиационных расчетов			
		$\Phi_s, \text{ Вт/м}^2$	$\Delta\Phi_s(p)$ ( $\delta\Phi_s(p)$ )	$\Phi_t, \text{ Вт/м}^2$	$\Delta\Phi_t(p)$ ( $\delta\Phi_t(p)$ )
<i>Чувствительность к АОТ</i>					
В2	$\tau^{\text{mod}}(\lambda) + 0,01/0,13$	-21,91	2,18 (11%)	-4,84	0,2 (4,3%)
В3	$\tau^{\text{mod}}(\lambda) - 0,01/0,11$	-17,55	-2,18 (-11%)	-4,44	-0,2 (-4,3%)
<i>Чувствительность к показателю Ангстрема</i>					
В4	$\alpha = 1,6$	-18,84	-0,89 (-4,5%)	-5,04	0,4 (8,6%)
<i>Чувствительность к АОР аэрозоля</i>					
В5	$\Lambda_{\text{WCP}}(\lambda) - 0,05$	-22,77	3,04 (15,4%)	-2,44	-2,2 (-47%)
В6	$\Lambda_{\text{WCP}}(\lambda) + 0,05$	-16,62	-3,1 (-15,8%)	-6,86	2,22 (47%)
<i>Чувствительность к индикатрисе аэрозольного рассеяния и фактору асимметрии</i>					
В7	Индикатриса Хеньи–Гринштейна, $\langle\mu\rangle_{\text{WCP}}$	-19,76	0,03 (0,15%)	-4,64	0
В8	Индикатриса Хеньи–Гринштейна, $\langle\mu\rangle_{\text{WCP}} - 0,05$	-21,02	1,29 (6,5%)	-5,87	1,23 (26,5%)
В9	Индикатриса Хеньи–Гринштейна, $\langle\mu\rangle_{\text{WCP}} + 0,05$	-18,43	-1,3 (-6,5%)	-3,4	-1,24 (-26,5%)
<i>Чувствительность к влагосодержанию атмосферы</i>					
В10	$W = 1,3 \text{ г/см}^2$	-19,95	0,22 (1,1%)	-4,54	-0,1 (-2,2%)
В11	$W = 2,5 \text{ г/см}^2$	-19,58	-0,15 (-0,8%)	-4,72	0,08 (1,7%)
<i>Чувствительность к альbedo ПП</i>					
В12	$A_s = 0,2$	-19,68	-0,05 (-0,3%)	-4,6	-0,04 (-0,95)
В13	$A_s = 0,15$	-21,19	1,46 (7,4%)	-6,53	1,89 (41%)
В14	$A_s = 0,25$	-18,25	-1,48 (-7,5)	-2,74	-1,91 (-41%)

рассеяния и поглощения света обеспечивают восстановление АОР с погрешностью 2–7% для слабо- и сильно поглощающего аэрозоля [4, 14]. Наконец, использование «Diffuse-Direct»-методик, основанных на измерении отношения потока диффузной радиации к прямой в каналах спектропиранометров типа MFRSR [15], позволяет восстановить АОР аэрозоля с ошибкой 0,03–0,04 [16]. С учетом этой информации для оценки чувствительности РФА к точности задания АОР расчеты были выполнены при двух значениях  $\Lambda(\lambda)$ , отличающихся от модели cont-I на величину  $\pm 0,05$ .

Увеличение АОР приводит к росту диффузной радиации. При фиксированном  $A_s(\lambda)$  возрастание  $F^{\uparrow}(z = 0 \text{ км})$  приведет к увеличению  $\Phi_t$  (выхолаживающий эффект усилится, как и при уменьшении  $\langle \mu \rangle$ ), а вследствие приращения  $F^{dif,\downarrow}(z = 0)$   $\Phi_s$  уменьшится (выхолаживающий эффект ослабнет, как и при увеличении  $\langle \mu \rangle$ ).

Количественные оценки показали, что РФА достаточно сильно зависит от АОР: для выбранных параметров расчета  $|\Delta\Phi_s(\Lambda)|$  и  $|\Delta\Phi_t(\Lambda)|$  составили примерно 3 и 2,2 Вт/м<sup>2</sup>, а относительные различия  $|\delta\Phi_{s(t)}(\Lambda)|$  – 15 и 47% соответственно (см. табл. 3, В5 и В6). Эти результаты согласуются с исследованиями [4], в соответствии с которыми в диапазоне замутнений  $0,1 \leq \tau_{0,5} \leq 0,3$  именно неопределенность задания АОР является доминирующей в расчетах нисходящей диффузной радиации по сравнению с другими погрешностями входных параметров. Отметим, что согласно [11] неопределенность в расчетах РФА за счет погрешности задания АОР может возрасти еще больше над сильно отражающими поверхностями (пустыня).

### 2.3. Индикатриса рассеяния излучения и фактор асимметрии

Рассмотрим сначала вопрос, насколько правомерной в расчетах РФА является замена реальных аэрозольных индикатрис рассеяния  $g(\lambda, \mu)$  (эмпирических или рассчитанных по теории Ми) на модельные индикатрисы Хенни–Гринштейна  $g_{HG}(\lambda, \mu)$  при том же значении фактора асимметрии  $\langle \mu(\lambda) \rangle$ .

По мнению некоторых авторов (см., например, [11, 17]), ссылающихся, в частности, на результаты [18], такая замена приводит к ошибкам в расчетах мгновенных значений радиационного форсинга аэрозоля. Однако в [18] рассматривался РФА на верхнем уровне атмосферы только в узком спектральном интервале 0,52–0,57 мкм. При переходе к более широкому диапазону 0,2–5,0 мкм и, следовательно, при учете особенностей формирования РФА в полосах с умеренным и сильным поглощением (см. 1.1) различия, обусловленные использованием в расчетах  $g(\lambda, \mu)$  и  $g_{HG}(\lambda, \mu)$ , могут уменьшиться.

Для проверки этого предположения было проведено сравнение значений  $\Phi_{s(t)}$ , вычисленных с ин-

дикатрисами из модели cont-I  $g(\lambda, \mu)$  и  $g_{HG}(\lambda, \mu)$  при том же значении фактора асимметрии. Результаты численного моделирования показали, что  $|\Delta\Phi_{s(t)}|$  не превышает  $\sim 0,3$  Вт/м<sup>2</sup> (см. табл. 3, В7). Это дает основание считать, что использование индикатрисы Хенни–Гринштейна в расчетах РФА при указанных условиях является вполне приемлемым – тем более, что часто исследователь располагает информацией не об индикатрисе аэрозольного рассеяния, а лишь о факторе асимметрии.

Другой аспект проблемы связан с влиянием на расчеты  $\Phi_{s(t)}$  точности задания  $\langle \mu(\lambda) \rangle$ . Погрешность восстановления этой характеристики в зависимости от используемой методики изменяется от 3–5 [19] до 14% [20]. Мы предположили, что фактор асимметрии задан с погрешностью 0,05 в пределах всего спектрального интервала (т.е. 6–8%).

При увеличении  $\langle \mu \rangle$  возрастает доля излучения, рассеянного в переднюю полусферу, и, стало быть, происходит увеличение нисходящей и уменьшение восходящей радиации. Следствием этого является уменьшение РФА как на уровне ПП (нагревающий эффект, как и при увеличении АОР), так и на верхней границе атмосферы (нагревающий эффект аэрозоля, как и при уменьшении АОР). Расчеты, выполненные для значений  $\langle \mu(\lambda) \rangle_{WCP} \mp 0,05$ , показали, что значение  $|\Delta\Phi_{s(t)}(\langle \mu \rangle)|$  составляет  $\sim 1,2$  Вт/м<sup>2</sup>, что соответствует относительному изменению РФА на  $\sim 7\%$  на уровне  $z = 0$  и  $\sim 27\%$  на уровне  $z = 100$  км (см. табл. 3, В8 и В9). Полученный результат означает, что в рассматриваемых условиях относительное изменение РФА при вариациях фактора асимметрии на верхней границе атмосферы более существенно, нежели на уровне подстилающей поверхности.

### 2.4. Влагосодержание атмосферы

Погрешность определения влагосодержания атмосферы различными методами, как правило, не превышает 10% [21–23]. С учетом слабой зависимости РФА от  $W$  (см. 1.2) в табл. 3 включены результаты расчетов для заведомо более широкого диапазона значений влагосодержания  $\bar{W} \mp \sigma_W = 1,3 \pm 2,5$  г/см<sup>2</sup>. Но даже в этом случае значения  $|\Delta\Phi(W)|$  не превысили 0,2 и 0,1 Вт/м<sup>2</sup> на нижнем и верхнем уровнях атмосферы соответственно (см. табл. 3, В10 и В11).

### 2.5. Альbedo подстилающей поверхности

Для корректной оценки чувствительности РФА к альbedo ПП следует принимать во внимание анизотропию подстилающей поверхности и спектральную изменчивость  $A_s(\lambda)$ . Подробное обсуждение проблем, связанных с учетом анизотропии ПП и спектральной изменчивости  $A_s(\lambda)$ , лежит за пределами настоящей статьи: отметим лишь, что

согласно [24] пренебрежение этими эффектами при оценках среднемесячных значений РФА на верхней границе атмосферы не превышает 5%. Как отмечается в [11], недооценка альbedo травяного покрова в интервале 0,7–1,3 мкм на 10% приводит к переоценке  $\Phi_t$  на ~7%.

Наши оценки, выполненные для типичных растительных покровов Сибири, показали, что расчеты РФА с учетом спектральной изменчивости  $A_s(\lambda)$  и при постоянном значении  $A_s(\lambda) = 0,2$  отличаются в пределах 0,05 Вт/м<sup>2</sup> (см. табл. 3, В12). Оценим чувствительность радиационного форсинга к изменению альbedo ПП, пренебрегая его спектральной зависимостью. В соответствии с результатами моделирования погрешности задания альbedo ПП, равная 0,05, приводит к изменению РФА на 1,5 Вт/м<sup>2</sup> (~7,5%) на нижнем уровне атмосферы и на 1,9 Вт/м<sup>2</sup> (~40%) на верхней границе (В13 и В14).

Полученные оценки отражают лишь тот факт, что погрешность в задании альbedo оказывает влияние на точность РФА, особенно на уровне верхней границы атмосферы. Исследование чувствительности  $\Phi_{s(t)}$  к спектральной изменчивости требует выполнения дополнительных численных экспериментов с привлечением информации об альbedo ПП в данном регионе (хотя бы в пределах двух спектральных интервалов – видимого и ближнего ИК-диапазонов).

## 2.6. Неопределенность расчетов РФА

В заключение приведем общую и сравнительную оценки влияния различных факторов на РФА в условиях Сибири (слабо замутненная атмосфера и зеленый растительный покров). Выразим неопределенность в расчетах  $\Phi_{s(t)}$ , обусловленную неточностью задания входного параметра  $p_k$ , как

$$\Delta_k \Phi_{s(t)} = (\partial \Phi_{s(t)} / \partial p_k) \Delta p_k,$$

где  $\partial \Phi_{s(t)} / \partial p_k$  – чувствительность РФА, определяемая как изменение РФА на единицу изменения входного параметра  $p_k$  при фиксированных значениях остальных параметров. Считая, что все входные параметры независимы друг от друга, мы можем оценить верхнюю границу ошибки следующим образом:

$$\Delta^{inp} \Phi_{s(t)} = \sqrt{\sum_k (\Delta_k \Phi_{s(t)})^2}.$$

Для рассмотренных выше погрешностей входных параметров неопределенности расчета РФА на нижнем и верхнем уровнях атмосферы составляют  $\Delta^{inp} \Phi_s = 4,3$  Вт/м<sup>2</sup> (22%) и  $\Delta^{inp} \Phi_t = 3,2$  Вт/м<sup>2</sup> (70%) соответственно.

Наибольший относительный вклад в  $\Delta^{inp} \Phi_{s(t)}$ , характеризуемый величиной  $100\% \cdot \Delta_k \Phi_{s(t)} / \Delta^{inp} \Phi_{s(t)}$ , вносит погрешность в задании АОР (~70%), а наи-

меньший вклад приходится на долю влагосодержания (~3–4%). Точность задания остальных параметров по-разному влияет на ошибки в расчетах  $\Phi_s$  и  $\Phi_t$ . На уровне ПП вклад в неопределенность радиационного форсинга обусловлен погрешностями в определении АОР (~50%), альbedo ПП (~34%), фактора асимметрии (~30%) и параметра Ангстрема (~20%). На уровне верхней границы атмосферы наиболее значимой (после АОР) является точность в задании альbedo ПП (~60%) и фактора асимметрии (~38%); на долю параметра Ангстрема и АОР приходится ~12 и 6% соответственно.

## Заключение

Моделирование радиационного форсинга аэрозоля выполнено для типичных летних условий Сибири. В качестве входных параметров использованы результаты многолетних измерений АОР и влагосодержания атмосферы в г. Томске; АОР и индикатриса рассеяния аэрозоля выбирались в соответствии с континентальной моделью WCP [2]. Для учета спектральной изменчивости альbedo подстилающей поверхности использована модель [3], описывающая отражательную способность зеленых растительных покровов. Проведенные расчеты характеристик РФА позволяют сделать следующие выводы.

1. В выбранном диапазоне входных параметров ( $\tau_{0,5}^{mod} = 0,12$ ;  $\bar{\tau}_{0,5} = 0,16$ ;  $\bar{W} = 1,9$  г/см<sup>2</sup>) мгновенные значения коротковолновой компоненты РФА при  $45^\circ \leq SZA \leq 75^\circ$  изменяются в следующем диапазоне: на уровне ПП  $-10 \leq \Phi_s \leq -55$  Вт/м<sup>2</sup>, на уровне верхней границы атмосферы  $-0,5 \leq \Phi_t \leq -15$  Вт/м<sup>2</sup>. Вариации эффективного РФА составили соответственно  $-110 \leq \Phi_s^e \leq -170$  Вт/м<sup>2</sup> (при среднем значении  $-110 \dots -140$  Вт/м<sup>2</sup>) и  $-10 \leq \Phi_t^e \leq -70$  Вт/м<sup>2</sup> (при среднем значении  $-20 \dots -35$  Вт/м<sup>2</sup>).

2. В рассмотренных нами фоновых условиях наибольшее влияние на РФА оказывает поглощательная способность аэрозоля. Оценки, полученные для  $SZA = 60^\circ$ , показывают, что с возрастанием АОР на 0,05 (по отношению к  $\Lambda_{WCP}(\lambda)$ ) значение  $\Phi_s$  уменьшается на ~15%, а  $\Phi_t$  увеличивается на ~47%. Это приводит соответственно к уменьшению (увеличению) выхолаживающего влияния аэрозоля на нижней и верхней границах атмосферы, а нагревающий эффект аэрозоля в столбе атмосферы уменьшается примерно с 15 до 10 Вт/м<sup>2</sup>.

Следующими по значимости факторами, определяющими РФА при  $z = 0$ , являются аэрозольная оптическая толща атмосферы и фактор асимметрии индикатрисы рассеяния: для типичных значений погрешности измерения АОР ( $\pm 0,01$ ) и восстановления  $\langle \mu \rangle$  ( $\pm 0,05$ ) относительные изменения  $|\delta \Phi_s(\tau_{0,5})|$  и  $|\delta \Phi_s(\langle \mu \rangle)|$  равны 11 и 6,5% соответственно. На данном этапе работы чувствительность  $\Phi_s$  к альbedo ПП исследована без учета спектральной зависимости  $A_s(\lambda)$ : при отклонении от  $A_s = 0,2$  на  $\pm 0,05$  значение  $|\delta \Phi_s(A_s)|$  составляет ~7,5%.



Помимо АОР аэрозоля, наиболее значимое влияние на РФА при  $z = 100$  км оказывает альbedo ПП, при увеличении которого от 0,2 до 0,25  $\Phi_t$  уменьшается на ~40%, оставаясь при этом отрицательным. Вариации фактора асимметрии более значимы для РФА на верхней границе атмосферы по сравнению с ПП ( $|\delta\Phi_t(\langle\mu\rangle)| = 26,5\%$ ), тогда как  $\Phi_t$  в меньшей степени зависит от АОТ атмосферы по сравнению с  $\Phi_s$  ( $|\delta\Phi_t(\tau_{0,5})| = 4,3\%$ ).

В отличие от потоков солнечной радиации изменение влагосодержания в интервале  $1,3 \leq W \leq 2,5$  г/см<sup>2</sup> слабо влияет на РФА ( $|\delta\Phi_{s(t)}(W)| \leq 2\%$ ).

3. При оценках РФА наряду с данными измерений использовались — ввиду отсутствия соответствующей информации — модельные значения АОР и индикатрисы рассеяния аэрозолем, а также альbedo ПП. Неопределенность в оценке  $\Phi_{s(t)}$ , обусловленная неточностью задания входных параметров атмосферы (в типичном диапазоне погрешностей), составила около 20 и 70% на уровне ПП и верхней границе атмосферы соответственно. Уточнение оптических (микрофизических) характеристик аэрозоля и данных об отражательных свойствах ПП позволит уменьшить погрешность расчетов коротковолновой составляющей РФА, что, в свою очередь, даст возможность улучшить оценки климатического эффекта аэрозоля.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционного проекта СО РАН № 3.23 и гранта РФФИ № 06-05-64484.

1. Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Фирсов К.М. Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22. № 2. С. 163–172.
2. A preliminary cloudless standart atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme. WCP-112. WMO/TD № 24. 1986. 60 p.
3. Hook S.J. ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library, 1998. Dedicated CD-ROM, Version 1.2 (см. также <http://speclib.jpl.nasa.gov>).
4. Halthore R., Schwartz S. Comparison of model-estimated and measured diffuse downward irradiance at surface in cloud-free skies // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 15. P. 20165–20177.
5. Henzing J., Knap W., Stammes P., Apituley A., Bergwerff J., Swart D., Kos A., ten Brink H. Effect of aerosols on downward shortwave irradiances at the surface: Measurements versus calculations with MODTAN4.1 // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D14204. doi:10.1029/2003JD004142.
6. Sheridan D.J., Ogren J.A. Observations of the vertical and regional variability of aerosol optical properties over central and eastern North America // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. N 14. P. 16793–16805.
7. Won J.-G., Yoon S.-N., Kim S.-W., Jefferson A., Dutton E., Holben B. Estimation of direct radiative forcing of Asian dust aerosols with Sun/sky radiometer and lidar measurements at Gosan. Korea // J. Meteorol. Soc. Jap. 2004. V. 82. N 1. P. 115–130.

8. Тарасова Т.А., Горчакова И.А., Свириденков М.А., Анкин П.П., Ромаишова Е.В. Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля по данным радиационных измерений на Звенигородской научной станции ИФА РАН летом 2002 г. // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2004. Т. 40. № 4. С. 514–524.
9. Горчакова И.А., Мохов И.И., Рублев А.Н. Влияние аэрозоля на радиационный режим безоблачной атмосферы по данным Звенигородских аэрозольно-облачно-радиационных экспериментов // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 496–510.
10. Collins W., Rasch P., Eaton B., Fillmore D., Beck C., Zender C. Simulation of aerosol distributions and radiative forcing for INDOEX: Regional climate impacts // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 19. 8028. doi:10.1029/2000JD000032.
11. Zhou M., Yu H., Dickinson R., Dubovik O., Holben B. A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from AERONET aerosols and MODIS albedo // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D19202. doi:10.1029/2005JD005909.
12. Li F., Vogelmann A.M., Ramanathan V. Dust aerosol radiative forcing measured from space over the western Africa // J. Climate. 2004. V. 17. N 13. P. 2558–2571.
13. Dubovik O., Holben B., Eck T., Smirnov A., Kaufman Y., King M., Tanré D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. P. 590–608.
14. Strawa A., Castaneda R., Owano T., Baer D. The measurement of aerosol optical properties using continuous wave cavity ring-down techniques // J. Atmos. Ocean. Technol. 2003. V. 20. P. 454–465.
15. Herman B.M., Browning R.S., De Luisi J.J. Determination of the effective imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: The Diffuse-Direct radiation method // J. Atmos. Sci. 1975. V. 32. N 5. P. 918–925.
16. Kassianov E., Flynn C., Ackerman T., Barnard J. Aerosol single-scattering albedo and asymmetry parameter from MFRSRE observations during the ARM Aerosol IOP 2003 // Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7. P. 3341–3351.
17. Yu H., Kaufman Y., Chin M., Feingold G., Remer L., Anderson T., Balkanski Y., Bellouin N., Boucher O., Christopher S., DeCola P., Kahn R., Koch D., Loeb N., Reddy M., Schulz M., Takemura T., Zhou M. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6. P. 613–666.
18. Boucher O. On aerosol direct shortwave forcing and the Henyey–Greenstein phase function // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. N 1. P. 128–134.
19. Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T., Holben B., Mishchenko M., Yang P., Eck T., Volten H., Munoz O., Veihelmann B., van der Zande W., Leon J., Sorokin M., Slutsker I. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D11208. doi:10.1029/2005JD006619.
20. Fiebig M., Orgen J. Retrieval and climatology of the aerosol asymmetry parameter in NOAA aerosol monitoring network // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D05S08. doi: 10.1029/2005JD005836.
21. Schmid B., Michaslyk J., Slater D., Barnard J., Halthore R., Liljegren J., Holben B., Eck T., Livingston J., Russell P., Ingold T., Slutsker I. Comparison of columnar water vapor measurements during the fall 1997 ARM Intensive Observation Period: solar

- transmittance methods // *Appl. Opt.* 2001. V. 40. N 12. P. 1886–1896.
22. *Halthore R., Eck T., Holben B., Markhan B.* Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band // *J. Geophys. Res. D.* 1997. V. 102. N 4. P. 4343–4352.
23. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* Результаты исследований общего влагосодержания атмосферы методом оптической гигрометрии. Ч. 1. Анализ методики и результатов калибровки // *Оптика атмосф. и океана.* 1995. Т. 8. № 6. С. 852–860.
24. *Yu H., Dickinson R., Chin M., Kaufman Y., Zhou M., Tian Y., Dubovik O., Holben B.* Direct radiative effect of aerosols as determined from combination of MODIS retrievals and GOCART simulations // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D03206. doi: 10.1029/2003JD003914.

*T.B. Zhuravleva, S.M. Sakerin. Aerosol radiative forcing for typical summer conditions of Siberia.*  
**Part 2: Variability range and sensitivity to the input parameters.**

We present the results of simulation of aerosol radiative forcing, performed for typical summer conditions of Siberia (weakly turbid atmosphere, green vegetation cover). The factors determining the aerosol radiative effect at the top and bottom atmospheric boundaries (atmospheric aerosol optical depth, single scattering albedo, asymmetry factor of aerosol scattering phase function, and surface albedo) are analyzed. It is shown that the uncertainty of numerical estimates of the radiative forcing, caused by the inaccuracy of specifying of input atmospheric parameters in the typical range of errors, was ~ 20% and ~ 70% at the underlying surface level and the top of the atmosphere correspondingly.