

## О дневной изменчивости аэрозольной оптической толщи атмосферы и радиационного форсинга аэрозоля

Т.Б. Журавлева, Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин\*

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

Поступила в редакцию 21.04.2010 г.

На основе результатов многолетних измерений спектральной прозрачности атмосферы в диапазоне 0,37–4 мкм обсуждаются закономерности дневного изменения характеристик аэрозольной оптической толщи (АОТ) и влагосодержания атмосферы в типичном районе Сибири (Томск). Для различных атмосферных условий (сезоны, воздушные массы) приводятся количественные характеристики среднего дневного хода спектральных АОТ и параметров Ангстрема. Предложена эмпирическая модель дневного хода АОТ атмосферы в области спектра 0,37–4 мкм, которая основана на использовании среднесуточных значений параметров Ангстрема. Обсуждается влияние дневной изменчивости АОТ на мгновенные и среднесуточные значения радиационного форсинга аэрозоля на подстилающей поверхности и верхней границе атмосферы. Анализ радиационных эффектов аэрозоля выполнен с учетом *средней* дневной изменчивости АОТ, а также конкретной ситуации, характеризующейся относительно большим изменением АОТ в течение дня.

*Ключевые слова:* аэрозольная оптическая толщина атмосферы, солнечная радиация, модель дневного хода аэрозольного замутнения и параметров формулы Ангстрема, дневная изменчивость радиационного форсинга аэрозоля; atmospheric aerosol optical depth, solar radiation, model of diurnal behavior of aerosol turbidity and Angstrom formula parameters, diurnal variability of aerosol radiative forcing.

### Введение

Хорошо известно влияние суточного ритма прихода солнечной радиации на колебания метеорологических элементов и, как следствие, на характеристики аэрозоля в пределах пограничного слоя [1–4 и др.]. Менее определенной является дневная изменчивость интегральной аэрозольной характеристики – аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы. В исследованиях различных авторов делаются противоречивые выводы – от отсутствия значимой регулярной компоненты дневного хода (см., например, [5]) до наличия достаточно большой изменчивости, сопоставимой с сезонными и синоптическими колебаниями [6–8]. По-видимому, основная причина различия оценок состоит в том, что выделение дневного хода АОТ является непростой задачей из-за прерывистости рядов наблюдений (частого и продолжительного перекрытия Солнца облачностью) и более сильной изменчивости аэрозольного замутнения в соседнем – синоптическом масштабе колебаний.

В результате исследований, выполненных нами в 90-е гг. [4, 9], было выявлено, что в летних условиях средний дневной ход аэрозольного замутнения

проявляется в росте АОТ до ~ 16 ч среднего солнечного времени с последующим небольшим спадом; селективность спектральной зависимости АОТ минимальна вблизи полудня; относительная дневная амплитуда (от минимума до максимума) АОТ составляет около 15%. Близкие результаты для отдельных районов в умеренных широтах (Рим, Бухарест, Вашингтон, Нью-Йорк, Москва) приводятся в [10]: в среднем наблюдается тенденция роста замутнения от утра к вечеру, а амплитуда дневной изменчивости АОТ составляет 10–20%. Для сравнения отметим, что синоптические изменения АОТ существенно больше, например по данным [11] коэффициенты межсуточных вариаций составляют около 50%.

К настоящему времени для района г. Томска накоплены продолжительные ряды наблюдений спектральной прозрачности атмосферы, в том числе в более широкой, чем ранее, области спектра 0,37–4 мкм [11, 12 и др.]. Поэтому представляет интерес вновь вернуться к вопросу о дневной изменчивости АОТ с целью: а) уточнения ранее выявленных закономерностей; б) определения особенностей дневного хода в разных атмосферных условиях; в) оценки изменчивости мелко- и грубодисперсной компонент АОТ атмосферы. В настоящей статье рассматривается также дневная динамика радиационного форсинга аэрозоля в типичных летних условиях Сибирского региона, обусловленная дневной изменчивостью АОТ.

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

## 1. Характеристика экспериментов и данных

Наблюдения прозрачности атмосферы осуществлялись с помощью солнечных фотометров в восточном пригороде Томска (Академгородок). Анализ дневной изменчивости проводился для следующих характеристик: 1) АОТ на нескольких длинах волн в области спектра 0,37–4 мкм ( $\tau_\lambda^a$ ); 2) параметров  $\alpha$  и  $\beta$  формулы Ангстрема; 3) грубодисперсной  $\tau^c$  и мелкодисперсной (для длины волны 0,5 мкм)  $\tau_{0,5}^f$  компонент АОТ; 4) влагосодержания атмосферы  $W$ . Описание используемых солнечных фотометров, а также методик определения  $\tau_\lambda^a$  и других характеристик подробно представлено в предшествующих работах [13–18].

Как уже отмечалось во введении, дневная динамика  $\tau_\lambda^a$  в сравнении с характеристиками приземного слоя слабо выражена. Кроме того, большие синоптические вариации аэрозольного замутнения (смена воздушных масс, прохождение фронтов) затрудняют выявление регулярной составляющей дневного хода по единичным реализациям. Поэтому расчет средних дневных зависимостей  $\tau_\lambda^a$  АОТ проводился для продолжительного периода наблюдений (1995–2008 гг.) со следующими методическими особенностями. При выявлении дневного хода за основу были взяты среднечасовые значения АОТ, приведенные к среднему солнечному времени точки наблюдения. Из общего массива данных были исключены ситуации дымов пожаров и зимний период. Далее отобраны дни, в которых число среднечасовых значений АОТ было не менее шести, в том числе не менее двух значений в каждом из трех временных интервалов — до ~ 10 ч, с ~ 10 до ~ 14 ч и после ~ 14 ч.

Предварительные оценки дневного хода усредненных абсолютных величин АОТ (средние по массиву значения для каждого  $i$ -го часа —  $\langle \tau_i^h \rangle$ ) показали, что реализации с большими значениями и вариациями АОТ существенно подавляют проявление дневной изменчивости при более слабых замутнениях атмосферы. Поэтому предпочтение было отдано анализу относительной динамики характеристик АОТ: дневные реализации для каждого  $j$ -го дня нормировались на среднечасовые значения ( $[\tau_\lambda^a]_N = \tau_i^h / \tau_j^d$ ) и затем усреднялись по массиву данных.

Кроме общего массива данных, отдельно была рассмотрена дневная изменчивость характеристик АОТ по сезонам (лето — 173 дня, весна — 57 дней, осень — 20 дней), а также (только для лета) для разных воздушных масс — континентальный умеренный воздух (КУВ — 84 дня), арктический воздух (КАВ — 48 дней) и в малооблачных ситуациях (до ~ 3 баллов — 87 дней). Деление по сезонам, как и в [11], проводилось с учетом особенностей местного климата [19].

Прежде чем перейти к обсуждению результатов, отметим, что во внутрисуточных вариациях АОТ кроме собственно дневного хода наблюдаются еще нерегулярные колебания с периодами 1–3 ч [20]. Амплитуда таких колебаний  $\tau_\lambda^a$  не превышает 0,03, а относительная изменчивость более значима в ИК-диапазоне. По классификации Монина [21], вариации метеопараметров с периодами до нескольких часов относятся к мезометеорологическому масштабу и связываются с гравитационными волнами и атмосферной конвекцией. Однако при усреднении данных (в частности, при использовании среднечасовых замеров АОТ) влияние небольших мезометеорологических колебаний становится незначимым.

## 2. Дневной ход характеристик замутнения атмосферной толщи

Рассмотрим сначала характер изменения спектральных АОТ атмосферы для всего массива данных. Общей закономерностью для всех длин волн является увеличение аэрозольного замутнения до 15–16 ч местного времени (рис. 1, а, в).

Затем появляются отличия для разных участков спектра: в коротковолновой области величина  $\tau_\lambda^a$  стабилизируется, а в ИК-диапазоне начинает проявляться вечерний спад аэрозольного замутнения. Заметим, что последняя точка в дневном ходе абсолютных значений  $\langle \tau_{1,2}^a \rangle$  отклоняется от этой закономерности. На наш взгляд, она менее достоверная в сравнении с поведением нормированных значений  $[\tau_{1,2}^a]_N$ .

С увеличением длины волны возрастает относительная амплитуда дневного хода  $\tau_\lambda^a$ : в области 0,37 мкм изменение от минимума до максимума составляет ~ 15%, а в области  $\lambda > 1$  мкм достигает ~ 30%. Величина абсолютной изменчивости АОТ имеет противоположную спектральную зависимость: чем больше длина волны, тем меньше дневное изменение.

Параметр Ангстрема  $\beta$  (рис. 1, б) довольно быстро возрастает к 8 ч, достигает максимума в полдень и затем спадает к вечеру (дневное изменение — около 20%). Абсолютная величина показателя селективности (рис. 1, г) уменьшается от  $\alpha \approx 1,5$  утром до ~ 1,3 перед полуднем, а затем возвращается к уровню утренних значений (относительная амплитуда менее 15%). Обратим внимание, что изменение  $\alpha$  происходит в противофазе с параметром  $\beta$ . По-видимому, дневной ход показателя  $\alpha$  в значительной степени обусловлен динамикой грубодисперсной компоненты  $\tau^c$  и факторов, определяющих ее изменение (подробнее см. [12]).

Изменение влагосодержания атмосферы качественно аналогично изменчивости аэрозольного замутнения (рис. 1, б, г): рост  $W$  до ~ 16 ч с последующим насыщением или даже спадом. То есть обе характеристики атмосферного замутнения (аэрозоль и влагосодержание) в среднем имеют одинаковую

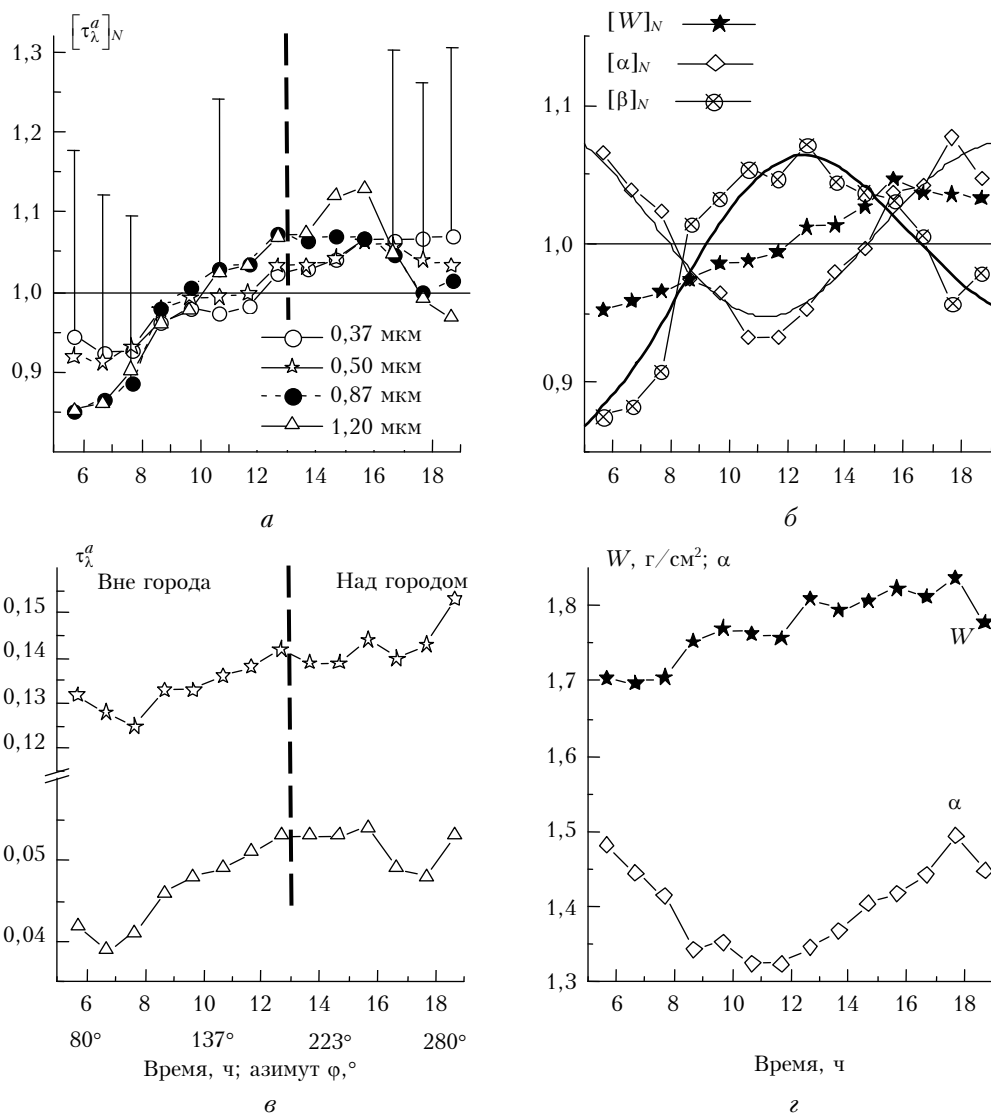


Рис. 1. Дневной ход нормированных (а, б) и абсолютных (в, з) значений  $\tau_{\lambda}^a$ , параметров  $\alpha$ ,  $\beta$  и влагосодержания  $W$  (жирными линиями (б) показана модельная зависимость  $\alpha(t)$  и  $\beta(t)$ )

тенденцию — большую часть дня происходит наполнение атмосферы аэрозолем и водяным паром, а затем этот процесс прекращается.

Напомним, что пункт наблюдений находится в пригородной зоне Томска и измерительная трасса в направлении на Солнце часть дня проходит над городом (в азимутах  $200 \div 300^\circ$ ). Следовательно, возникает вопрос относительно истинных причин наблюдаемой дневной изменчивости аэрозольного замутнения. Поэтому вместе с дневным ходом была рассмотрена азимутальная зависимость АОТ: на рис. 1, в под временной шкалой указаны азимуты наблюдений, а вертикальной штриховой прямой обозначена граница зон, где измерительная трасса проходит над городом и вне его. Видно, что основная динамика (рост  $\tau_{\lambda}^a$ ) наблюдается в диапазоне азимутов  $75-200^\circ$  (вне города), а при больших углах аэрозольное замутнение уменьшается или остается на одном уровне. То есть характер азимуталь-

ной зависимости АОТ не свидетельствует о влиянии города.

Особенности дневного хода аэрозольного замутнения в разных сезонах и воздушных массах рассмотрим отдельно для двух компонентов АОТ —  $\tau_{0,5}^f$  и  $\tau^c$ , в поведении которых могут быть отличия в зависимости от типа атмосферных условий. Анализ данных показал (рис. 2), что основные закономерности дневной изменчивости мелко- и грубодисперсной компонент АОТ в разных атмосферных условиях качественно одинаковы.

Компонента  $\tau^c$  (рис. 2, б, з) довольно значительно растет до 16 ч и спадает к вечеру. Иное поведение у мелкодисперсной компоненты (рис. 2, а, в): в первой половине дня  $\tau_{0,5}^f$  варьирует в основном ниже среднедневного уровня, а после 15 ч превышает его. Во всех случаях (кроме КУВ летом) просматривается тенденция постепенного увеличения  $\tau_{0,5}^f$  в течение дня.

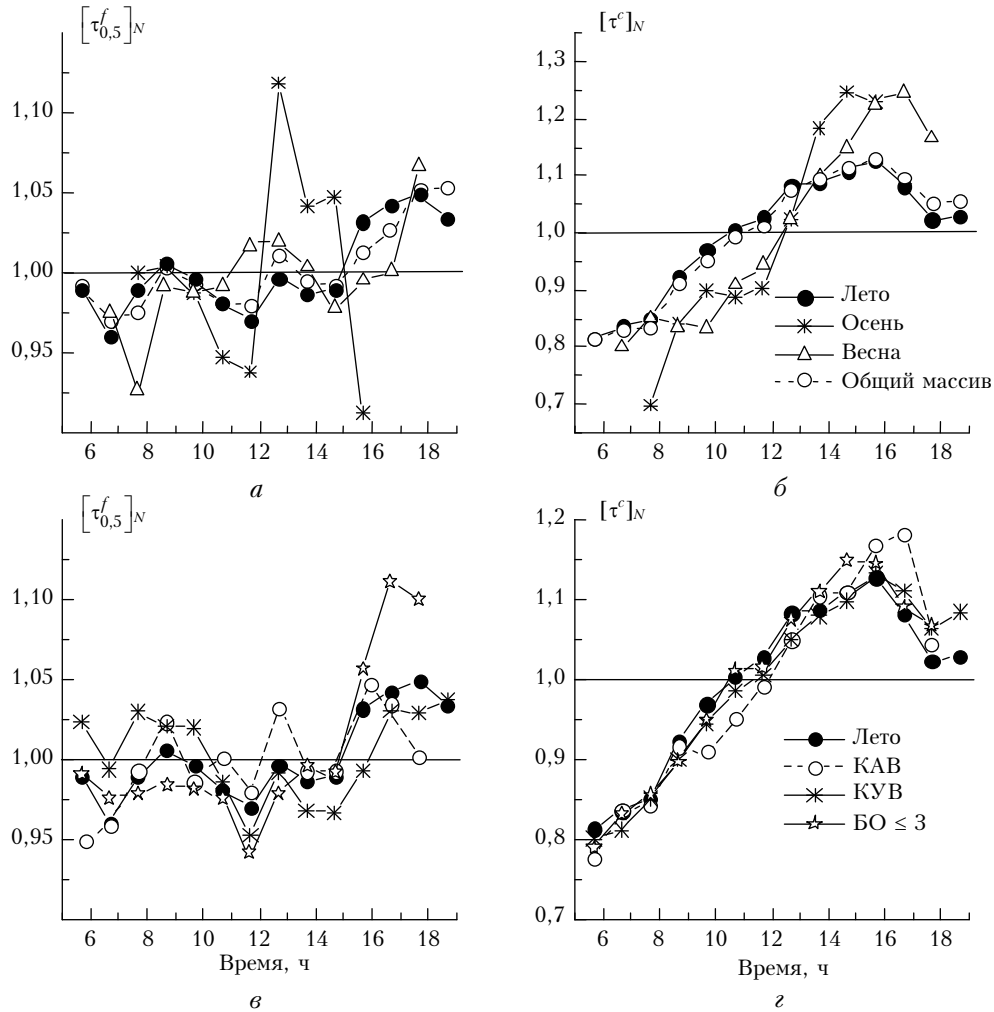


Рис. 2. Нормированный дневной ход мелко- и грубодисперсной компонент АОТ ( $\tau_{0,5}^f$  и  $\tau^c$ ) в разных сезонах (а, б) и воздушных массах (в, г)

Отметим следующие особенности дневного хода  $\tau_{0,5}^f$  и  $\tau^c$ . Во-первых, обращают на себя внимание колебания  $\tau_{0,5}^f$  с периодом около 4 ч – небольшие по амплитуде, но одинаковые по фазе для разных условий (сезоны, воздушные массы). Например, характерные минимумы  $\tau_{0,5}^f$  во всех выборках (типах условий) наблюдаются в ~ 6.30, 11.30, 14.30. Причины указанных колебаний пока непонятны. Некоторые отличия (и больший разброс значений) имеет осенняя выборка – возможно, из-за недостаточного объема данных. Отметим также более выраженный вечерний (после 15 ч) рост  $\tau_{0,5}^f$  в малооблачных условиях. Что касается дневного хода грубодисперсной компоненты, то единственным отличием для разных условий является большая скорость роста  $\tau^c$  весной и осенью по сравнению с летом.

Отметим, что минимальные и максимальные точки на временных графиках, отражающих основную закономерность изменчивости АОТ, статистически различимы с доверительной вероятностью 0,95. Это дало основание предложить для летнего периода модель дневного хода АОТ в диапазоне

спектра 0,37–4 мкм, который может быть рассчитан по средненежным значениям параметров  $\alpha$ ,  $\beta$  и средней величины АОТ в ИК-диапазоне –  $\tau_{ИК}$ . Модельное представление основывается на следующем. В ИК-диапазоне (более ~ 1 мкм) АОТ полагается независимой от длины волны (нейтральный ход):  $\tau^a(\lambda, t) = \tau_{ИК}(t)$ , а в коротковолновой части спектра, где  $\tau^a(\lambda) > \tau_{ИК}$ , спектральная зависимость задается формулой Ангстрема

$$\tau_{\text{mod}}^a(\lambda, t) = \begin{cases} \beta(t)\lambda^{-\alpha(t)} & \text{при } \tau_\lambda^a > \tau_{ИК}, \\ \tau_{ИК}(t) & \text{при } \tau_\lambda^a \leq \tau_{ИК}. \end{cases} \quad (1)$$

$$\tau_{\text{mod}}^a(\lambda, t) = \tau_{ИК}(t) \quad (2)$$

С учетом периодического характера суточных колебаний для описания временного хода  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\tau_{ИК}$  подобрана аппроксимационная формула с использованием тригонометрических функций

$$\alpha(t), \beta(t), \tau_{ИК}(t) = A + B_1 \cos[2\pi(t - t_{01}) / 24] + B_2 \sin[2\pi(t - t_{02}) / 12], \quad (3)$$

где  $t$  – местное время;  $A$ ,  $B_i$ ,  $t_{0i}$  – коэффициенты аппроксимации, приведенные в табл. 1.

Таблица 1

Параметры аппроксимации дневного хода  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\tau_{ИК}$ 

Параметр	$A$	$B_1$	$t_{01}$	$B_2$	$t_{02}$
$\alpha$	1,038	0,068	-0,357	0,023	1,994
$\beta$	0,955	-0,092	1,783	-0,0255	2,433
$\tau_{ИК}$	0,946	-0,134	2,844	-0,020	3,656

На рис. 3 иллюстрируются модельный дневной ход спектральных АОТ для средних значений параметров  $\alpha = 1,4$ ,  $\beta = 0,052$ ,  $\tau_{ИК} = 0,049$  и суточное колебание  $\tau_{ИК}(t)$ . Аппроксимации дневного изменения параметров  $\alpha$  и  $\beta$  показаны жирными линиями на рис. 1, б.

Если нет данных об АОТ в ИК-диапазоне, дневное изменение  $\tau_{\lambda}^a$  можно выразить в виде двухпараметрической зависимости от  $\alpha$  и  $\beta$ . Поясним, что между  $\tau_{ИК}$  и параметром  $\beta$  наблюдается хорошая взаимосвязь, позволяющая оценивать  $\tau_{ИК}$  по значениям  $\beta$  (подробнее см. [12]). Например, в летний период для среднего дневного хода  $\tau_{ИК}(t)$  можно использовать приближенное выражение:

$$\tau_{ИК}(t) \approx 0,012 + 0,706\beta(t). \quad (4)$$

### 3. Дневная динамика радиационного форсинга аэрозоля

Рассмотрим влияние дневного хода АОТ на радиационный форсинг аэрозоля на уровне подстилающей поверхности ( $\Phi_{sur}$ ) и верхней границе атмосферы ( $\Phi_{top}$ ) для двух случаев: 1) *средней* дневной изменчивости АОТ, которая описывается моделью суточного хода (1)–(3); 2) относительно большого изменения  $\tau^a(t)$  на примере конкретного дня. С этой целью сравним результаты численного моделирования с учетом  $[\Phi(\tau^a(t))]$  и без учета  $[\Phi(\tau_{mean}^a, t)]$  изменчивости АОТ в интервале  $T_1 \leq t \leq T_2$ , где  $T_1$  и  $T_2$  – время восхода и захода Солнца;  $\tau_{mean}^a$  – среднее значение АОТ.

Необходимые для расчетов альbedo однократного рассеяния  $\Delta$  и индикатриса рассеяния излучения (среднего косинуса ( $\mu$ )) предполагались неизменными и были выбраны из модели континентального аэрозоля cont-I WSP [22]. (Это обусловлено недостаточной информацией о  $\Delta$  и  $\langle\mu\rangle$  и тем более особенностях их дневной изменчивости в фоновых условиях Сибирского региона.) Поскольку радиационный форсинг аэрозоля в условиях слабого и умеренного замутнения слабо зависит от влагосодержания атмосферы [23], дневная изменчивость  $W$  не учитывалась. Предполагалось, что излучение отражается от подстилающей поверхности согласно закону Ламберта. Для описания спектральной зависимости альbedo подстилающей поверхности  $A_s(\lambda)$  зеленых растительных покровов (типа «cropland») использовались данные [24]. Для расчета потоков восходящей  $F^\uparrow(z)$  и нисходящей  $F^\downarrow(z)$  коротковолновой радиации на различных атмосферных уровнях  $z$  использована развитая нами ранее методика, подробно описанная в [25].

Прежде чем переходить к дневной изменчивости радиационного форсинга аэрозоля, обсудим зависимость  $\Phi$  от параметра  $\mu_0 = \cos\xi_0$ , где  $\xi_0$  – зенитный угол Солнца. Для интерпретации результатов моделирования рассмотрим также альbedo системы «атмосфера – подстилающая поверхность»

$$A_{a(R)} = F_{a(R)}^\uparrow(z = 100 \text{ км}) / F_{a(R)}^\downarrow(z = 100 \text{ км})$$

и поглощательную способность в пределах столба атмосферы

$$Abs_{a(R)} = (F_{a(R)}(z = 100 \text{ км}) - F_{a(R)}(z = 0 \text{ км})) / F_{a(R)}^\downarrow(z = 100 \text{ км}).$$

Здесь символы « $a$ » и « $R$ » соответствуют расчетам в аэрозольно-молекулярной атмосфере (далее аэрозольной) и атмосфере без аэрозоля – с учетом только молекулярного рассеяния и поглощения (далее – молекулярной), а приток  $F_{a(R)}(z)$  определяется соотношением

$$F_{a(R)}(z) = F_{a(R)}^\downarrow(z) - F_{a(R)}^\uparrow(z).$$

Нетрудно показать, что  $A_{a(R)}$ ,  $Abs_{a(R)}$  и  $\Phi_{sur(top)}$  связаны между собой следующими соотношениями:

$$\Phi_{top} = \Delta_A F^\downarrow(z = 100 \text{ км}), \quad (5)$$

$$\Phi_{sur} = (\Delta_A + \Delta_{Abs}) F^\downarrow(z = 100 \text{ км}),$$

где

$$\Delta_A = A_R - A_a, \quad \Delta_{Abs} = Abs_R - Abs_a, \quad (6)$$

а  $F^\downarrow(z = 100 \text{ км}) = \pi S \mu_0$ ; солнечная постоянная  $\pi S = 1373 \text{ Вт/м}^2$ .

На рис. 4 показана зависимость радиационных характеристик от  $\mu_0$ , рассчитанная при постоянных значениях АОТ и влагосодержания  $W$  атмосферы:  $\tau_{0,5}^a = 0,145$ ;  $W = 1,6 \text{ г/см}^2$ . Для указанных параметров и небольших зенитных углов  $\xi_0$  ( $\mu_0 \sim 0,7-0,8$ ) альbedo  $A_a$  и  $A_R$  имеют близкие значения. Очевидно, что с ростом  $\xi_0$  альbedo аэрозольной и молекулярной атмосферы увеличиваются, причем альbedo  $A_a$  – как более оптически плотной среды – растет быстрее, нежели  $A_R$ :  $A_R(\mu_0) \leq A_a(\mu_0)$  (рис. 4, а). Отметим, что соотношение между  $A_a(\mu_0)$  и  $A_R(\mu_0)$  зависит также от отражательной способности подстилающей поверхности: например, при  $\xi_0 = 45^\circ$  и  $A_s = 0,4$  имеет место обратное неравенство  $A_R > A_a$ , см. [23, рис. 1]. Поглощательная способность аэрозольной атмосферы выше, нежели молекулярной (рис. 4, а), и разница между  $Abs_a$  и  $Abs_R$  ( $\sim 0,02-0,04$ ) имеет место во всем рассмотренном интервале  $0,1 \leq \mu_0 \leq 0,8$  (рис. 4, б).

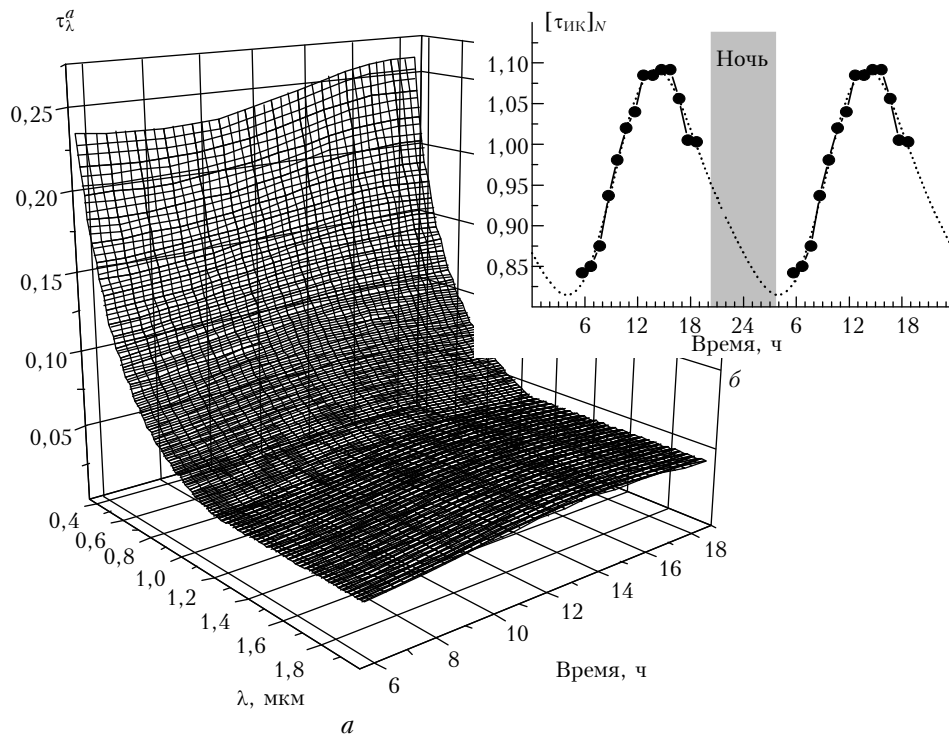


Рис. 3. Модель дневного хода  $\tau_\lambda^a$  (а) и суточного колебания  $\tau_{ИК}^a$  (б) в средних летних условиях Томска

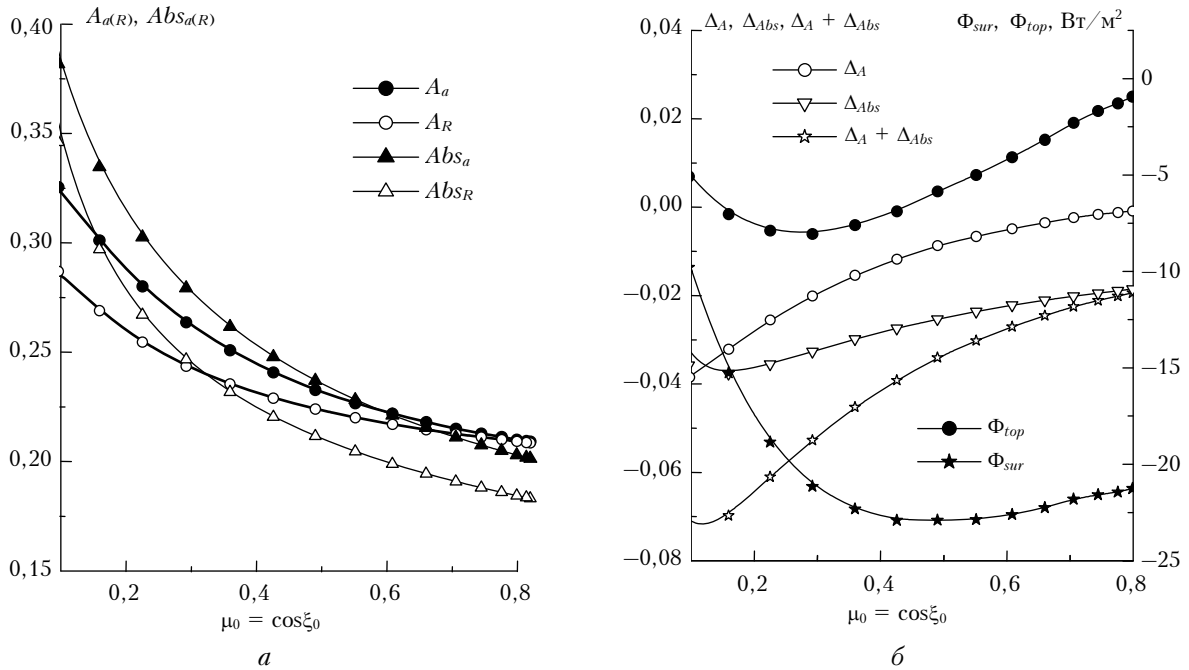


Рис. 4. Зависимости различных радиационных характеристик от  $\mu_0$  в аэрозольной и молекулярной атмосфере

Таким образом, функции  $\Delta_A$  и  $\Delta_{Abs}$  являются отрицательными в интервале  $0,1 \leq \mu_0 \leq 0,8$ . Однако в отличие от *монотонно возрастающих* функций  $\Delta_A(\mu_0)$  и  $(\Delta_A(\mu_0) + \Delta_{Abs}(\mu_0))$  радиационный форсинг аэрозоля  $\Phi(\mu_0)$  как функция  $\mu_0$  имеет выраженный *минимум* (рис. 4, б). Поясним причины его появления на примере  $\Phi_{top}(\mu_0)$ .

Согласно (5)

$$\frac{\partial \Phi_{top}(\mu_0)}{\partial \mu_0} = \pi S \frac{\partial (\Delta_A(\mu_0) \mu_0)}{\partial \mu_0} = \pi S \left( \frac{\partial \Delta_A(\mu_0)}{\partial \mu_0} \mu_0 + \Delta_A(\mu_0) \right). \quad (7)$$

Поскольку  $\Delta_A(\mu_0)$  является возрастающей функцией  $\mu_0$ , т.е.  $\partial \Delta_A(\mu_0) / \partial \mu_0 \geq 0$ , а  $\Delta_A(\mu_0) \leq 0$

(см. рис. 4, б), то  $\partial\Phi_{top}(\mu_0)/\partial\mu_0$  — это сумма двух слагаемых противоположного знака. В зависимости от того, какое из слагаемых в (7) доминирует, производная  $\partial\Phi_{top}(\mu_0)/\partial\mu_0$  может менять знак, а  $\Phi_{top}(\mu_0)$  принимать экстремальные значения. Сказанное выше справедливо и для функции  $\Phi_{sur}(\mu_0)$ .

В итоге радиационный форсинг аэрозоля достигает минимума (см. рис. 4, б):

- на подстилающей поверхности при  $\mu_0 \approx 0,43 \div 0,55$  ( $\xi_0 \approx 56 \div 65^\circ$ );
- на уровне верхней границы атмосферы при  $\mu_0 \approx 0,22 \div 0,3$  ( $\xi_0 \approx 73 \div 77^\circ$ ).

### 3.1. Радиационный форсинг аэрозоля при среднем дневном ходе АОТ

Для оценки средней дневной изменчивости  $\Phi(t)$  использовались данные эмпирической модели  $\tau_{mod}^a(\lambda, t)$ , полученной на основе средних значений параметров  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\tau_{ИК}$  (см. (1)–(3) и рис. 3). Временной ход  $\Phi(t)$  рассчитывался в интервале  $T_1 \leq t \leq T_2$ , где  $T_1$  и  $T_2$  соответствуют времени восхода и захода Солнца для середины лета (15 июля). Осредненное в пределах  $(T_1, T_2)$  значение  $\tau_{0,5}^a$  составляло 0,145. Влагосодержание атмосферы, соответствующее результатам измерений в летний период, полагалось равным 1,6 г/см<sup>2</sup>.

На рис. 5, а, б представлен дневной ход  $\tau_{0,5}^a(t)$ , радиационного форсинга  $\Phi(t)$  и эффективного радиационного форсинга  $\Phi^e(t) = \Phi(t)/\tau_{0,5}^a(t)$  аэрозоля на уровне подстилающей поверхности и верхней границе атмосферы. Очевидно, что при постоянном значении АОТ  $\Phi(\tau_{mean}^a, t)$  зависит только от зенитного угла Солнца и является симметричным относительно полудня, когда высота Солнца максимальна ( $\xi_0 \approx 34,9^\circ$ ). Соотношение между мгновенными значениями  $\Phi(\tau^a(t))$  и  $\Phi(\tau_{mean}^a, t)$  определяется соотношением между  $\tau^a(t)$  и средней за день  $\tau_{mean}^a$ . В рассмотренном примере до полудня выполнялось неравенство  $\tau_{0,5,mean}^a \geq \tau_{0,5}^a(t)$  (вставка к рис. 5, а), и радиационный форсинг аэрозоля, рассчитанный с учетом дневного хода АОТ, был меньше по абсолютной величине (рис. 5, а):

$$\left| \Phi_{sur(top)}(\tau^a(t)) \right| \leq \left| \Phi_{sur(top)}(\tau_{mean}^a, t) \right|. \quad (8)$$

Во второй половине дня, когда  $\tau_{0,5,mean}^a \leq \tau_{0,5}^a(t)$ , знак неравенства (8) соответственно изменился на противоположный.

Отметим, что по абсолютной величине дневное изменение  $\tau_{mod}^a(t)$  незначительно ( $\tau_{0,5}^a \approx 0,134 \div 0,152$ ), поэтому максимальное различие мгновенных значений  $\Phi_{sur}(t)$  и  $\Phi_{top}(t)$  не превышает  $\sim 1,5$  и  $0,4$  Вт/м<sup>2</sup> соответственно (рис. 5, б). В то же время изменчивость радиационного форсинга аэрозоля в течение дня, обусловленная изменением зенитного угла

Солнца, существенно выше и составляет  $\sim 23$  Вт/м<sup>2</sup> ( $z = 0$  км) и  $\sim 8$  Вт/м<sup>2</sup> ( $z = 100$  км). Кроме того,  $\Phi_{sur}(t)$  и  $\Phi_{top}(t)$  являются немонотонными функциями  $t$ , что обусловлено особенностями зависимости этих характеристик от  $\mu_0$ , которые обсуждались в начале данного раздела. Минимальные значения радиационного форсинга аэрозоля достигались в моменты времени  $t$ , соответствующие зенитным углам Солнца  $\xi_0 \approx 60^\circ$  ( $z = 0$ ) и  $\xi_0 \approx 75^\circ$  ( $z = 100$  км). (Аналогичный результат представлен также в [26].)

Диапазон изменения эффективных радиационных форсингов аэрозоля  $\Phi_{sur(top)}^e(t)$ , рассчитанных с учетом и без учета изменчивости  $\tau^a(t)$  в течение дня, представлен на рис. 5, б. Близкие значения мгновенных значений  $\Phi^e(t)$  обусловлены незначительными отличиями  $\Phi(\tau_a(t))$  и  $\Phi(\tau_{mean}^a, t)$  и небольшим диапазоном изменения  $\tau_{mod}^a(\lambda, t)$ ; немонотонная зависимость  $\Phi^e(t)$  от времени является следствием немонотонной зависимости  $\Phi(t)$  от  $\mu_0$ .

### 3.2. Дневное изменение радиационного форсинга аэрозоля в конкретной ситуации

В отличие от малой амплитуды среднего дневного хода АОТ изменчивость аэрозольного замутнения в отдельных ситуациях может быть существенно больше. Рассмотрим дневной ход радиационного форсинга аэрозоля, рассчитанный для конкретной ситуации — 12 июня 2005 г.: в этот день имело место существенное изменение АОТ при достаточно стабильном влагосодержании  $W = 1,3$  г/см<sup>2</sup>. Измерения  $\tau_a(t)$  и  $W(t)$  выполнялись примерно с 6 до 19 ч местного времени; значения  $\tau_a(t)$  и  $W(t)$  в интервалах  $T_1 \leq t \leq 6$  ч и  $19 \leq t \leq T_2$  ч экстраполировались с учетом данных, полученных в предыдущий и последующий дни наблюдений.

Диапазон изменения АОТ в течение 12 июня 2005 г. составил  $0,08 \leq \tau_{0,5}^a \leq 0,18$  при среднем значении за период измерений  $\tau_{0,5}^a = 0,108$  (фрагмент на рис. 5, в) Следствием этого являются значительные расхождения  $\Phi(\tau_a(t))$  и  $\Phi(\tau_{mean}^a, t)$  в те моменты времени  $t^*$ , когда  $\tau_a(t^*)$  и  $\tau_{mean}^a$  существенно отличаются: например, разница мгновенных значений радиационного форсинга аэрозоля составляет  $\sim 7$  Вт/м<sup>2</sup> (в 19 ч) при  $z = 0$  км и  $\sim 2$  Вт/м<sup>2</sup> (в 20 ч) при  $z = 100$  км (см. рис. 5, в). [Эти отличия существенно превышают различия радиационного форсинга аэрозоля, рассчитанные при среднем дневном ходе АОТ (см. рис. 5, а)]. Отметим, что независимо от вида дневной изменчивости АОТ, во временном ходе  $\Phi_{sur(top)}(t)$  из-за зависимости от  $\mu_0$  проявляется минимум, положение которого определяется входными параметрами задачи.

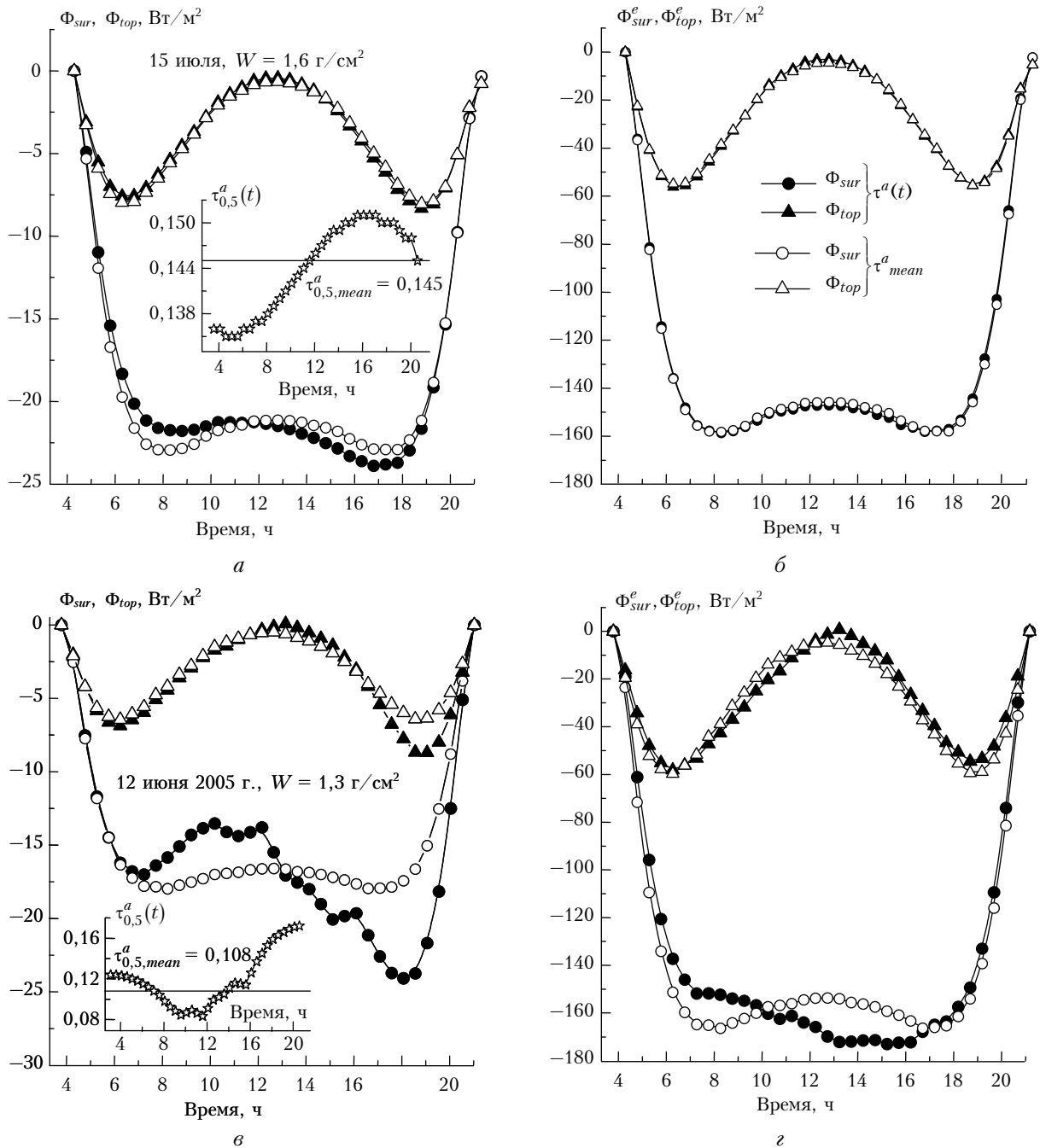


Рис. 5. Дневная динамика радиационного форсинга аэрозоля (а, в) и эффективного радиационного форсинга (б, г) с учетом и без учета дневного хода АОТ [на фрагментах – модельная зависимость  $\tau_{0,5}^a(t)$  (а) и дневная изменчивость 12.06.05 (в)]

Различия мгновенных значений эффективного радиационного форсинга аэрозоля более значимы по сравнению с данными, полученными для эмпирической модели дневного хода АОТ, и достигают  $\sim 20$  и  $10 \text{ Вт/м}^2$  при  $z = 0$  и  $100 \text{ км}$  соответственно (рис. 5, г).

В заключение представим среднесуточные (усредненные за 24 ч) значения радиационного форсинга аэрозоля, определяемые соотношением (см., например, [26, 27]):

$$\Phi^{day} = \int_{T_1}^{T_2} \Phi(t) dt / 24. \quad (9)$$

Из приведенных в табл. 2 результатов следует, что среднесуточные значения, рассчитанные с учетом *модельной изменчивости* АОТ ( $\Phi^{day}(\tau_{mod}^a(t))$ ) и без учета последней ( $\Phi^{day}(\tau_{mean}^a, t)$ ) при прочих фиксированных параметрах атмосферы и подстилающей



Среднесуточный радиационный форсинг аэрозоля, Вт/(м<sup>2</sup> · сут)

Дата	$\Phi_{sur}^{day}(\tau^a(t))$	$\Phi_{sur}^{day}(\tau_{mean}^a, t)$	$\Phi_{top}^{day}(\tau^a(t))$	$\Phi_{top}^{day}(\tau_{mean}^a, t)$
15.07 (модель)	-13,51	-13,55	-2,88	-2,93
12.06.2005	-11,48	-10,93	-2,68	-2,43

поверхности), совпадают. В конкретный день эти характеристики могут отличаться более значимо: например, 12 июня 2005 г. различия составили  $\sim 0,5$  Вт/м<sup>2</sup> при  $z = 0$  и  $\sim 0,25$  Вт/м<sup>2</sup> при  $z = 100$  км (табл. 2). Вместе с тем согласно оценкам [27] полученные расхождения сопоставимы с неопределенностью в расчетах  $\Phi^{day}$ , обусловленной погрешностью определения АОТ (0,01–0,02).

Разница среднесуточных значений радиационного форсинга, рассчитанного для модели дневного хода АОТ и конкретной ситуации (12.06.05), объясняется различием среднесуточных значений  $\tau_{mean}^a$  – 0,145 и 0,108 соответственно.

Отметим, что среднесуточные значения  $\Phi^{day}$ , рассчитанные 12.06.05, близки результатам, представленным в [27] для SGP ARM site в Оклахоме:  $\Phi_{sur}^{day} = -9$  Вт/м<sup>2</sup>,  $\Phi_{top}^{day} = -2$  Вт/м<sup>2</sup>. Имеющиеся отличия обусловлены, по всей видимости, использованием различных моделей альbedo подстилающей поверхности и спектрального хода АОТ и альbedo однократного рассеяния аэрозоля (при условии, что при  $\lambda = 0,5$  мкм эти характеристики совпадали).

### Заключение

На основе многолетних измерений спектральной прозрачности атмосферы (0,37–4 мкм) в типичном районе Сибири (Томск) проанализированы дневная изменчивость радиационных характеристик всей толщи атмосферы (спектральных АОТ и влагосодержания, параметров Ангстрема), а также мгновенные и среднесуточные значения радиационного форсинга аэрозоля  $\Phi(t)$ , рассчитанные для средних безоблачных условий. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Общей закономерностью для АОТ и влагосодержания атмосферы является рост средних значений до 15–16 ч. В последующий период влагосодержание и АОТ в видимой области стабилизируются, а в ИК-диапазоне наблюдается спад АОТ к вечеру. Относительное дневное изменение АОТ (от минимума до максимума) составляет около 15% в видимой области спектра, а в ИК-диапазоне достигает  $\sim 30\%$ .

2. Параметры Ангстрема в течение дня изменяются в противофазе: показатель селективности  $\alpha$  в полдень имеет минимальные ( $\sim 1,3$  и  $\sim 1,5$  утром/вечером), а параметр  $\beta$  – максимальные значения. Амплитуда их дневной изменчивости – 13 и 20% соответственно.

3. С учетом статистической значимости выявленных закономерностей предложена модель днев-

ного хода АОТ в диапазоне спектра 0,37–4 мкм, который может быть рассчитан по среднесуточным значениям параметров Ангстрема.

4. Различия мгновенных значений радиационного форсинга аэрозоля, рассчитанных с учетом и без учета средней дневной изменчивости АОТ, не превышают  $\sim 1,5$  и  $0,5$  Вт/м<sup>2</sup> на нижней и верхней границах атмосферы соответственно. В конкретных атмосферных ситуациях, когда диапазон изменения АОТ в течение дня существенно больше по сравнению со средним, эти расхождения возрастают: в частности, для рассматриваемого в настоящей статье случая, когда  $0,08 \leq \tau_{0,5}^a \leq 0,18$ , отличия мгновенных значений увеличились примерно до 7 ( $z = 0$ ) и 2 Вт/м<sup>2</sup> ( $z = 100$  км). Вместе с тем эти расхождения меньше, нежели диапазон изменений радиационного форсинга аэрозоля, обусловленный вариациями зенитного угла Солнца в течение дня.

5. Мгновенные значения радиационного форсинга и эффективного радиационного форсинга аэрозоля являются немонотонными функциями косинуса зенитного угла Солнца, достигая минимума в моменты времени, зависящие от параметров аэрозольно-газовой атмосферы и характеристик подстилающей поверхности.

6. Учет дневной изменчивости АОТ слабо влияет на среднесуточные (усредненные за 24 ч) значения радиационного форсинга аэрозоля: соответствующие расхождения не превосходят неопределенности в расчетах, обусловленных погрешностью в определении АОТ, составляющей  $\sim 0,01$  [27]. Это свидетельствует о возможности пренебречь при расчетах среднесуточных значений дневной изменчивостью АОТ даже в ситуациях, когда  $\tau^a(t)$  в течение дня значительно меняется.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 75 и гранта РФФИ № 09-05-00961.

1. Сидоров В.Н., Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. Суточный ход оптических и микрофизических характеристик приземного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1984. Т. 20. № 12. С. 1156–1164.
2. Ивлев Л.С., Андреев С.Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 360 с.
3. Панченко М.В., Терпугова С.А. Внутрисезонные факторы изменчивости характеристик субмикронного аэрозоля. 2. Суточный ход (вертикальный профиль) // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 735–742.
4. Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Белан Б.Д. Геофизические факторы формирования аэрозольной погоды Западной Сибири

- // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 10. С. 922–934.
5. *Гуцин Г.П.* Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 200 с.
  6. *Абакумова Г.М., Ярхо Е.В.* Изменение аэрозольной оптической толщины атмосферы в Москве за последние 37 лет // Метеорол. и гидрол. 1992. № 11. С. 107–113.
  7. *Справочник* эколого-климатических характеристик г. Москвы (по наблюдениям Метеорологической обсерватории МГУ). Т. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. 304 с.
  8. *Михалев А.В., Тащилин М.А.* Аэрозольная оптическая толща атмосферы и ее вариации в регионе Восточной Сибири (Тункинская долина) в 2004–2008 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 575–578.
  9. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы в районе Томска для ряда сезонов 1992–1995 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 727–734.
  10. *Smirnov A., Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Chatenet B., Pinker R.T.* Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 23, doi: 10.1029/2002GL016305.
  11. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М.* Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 0,34–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20. № 2. С. 156–164.
  12. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М.* О взаимосвязях параметров формулы Ангстрема и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20. № 3. С. 222–228.
  13. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А.* Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1162–1169.
  14. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* О методике определения аэрозольной оптической толщи атмосферы в ближнем ИК-диапазоне спектра // Оптика атмосфер. и океана. 1997. Т. 10. № 8. С. 866–875.
  15. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С.* Система сетевого мониторинга радиационно-активных компонент атмосферы. Часть I. Солнечные фотометры // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 4. С. 354–360.
  16. *Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М.* Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов лесных пожаров и обычных условиях // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23. (В печати.)
  17. *Кабанов Д.М., Веретенников В.В., Воронина Ю.В., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С.* Информационная система для сетевых солнечных фотометров // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22. № 1. С. 61–67.
  18. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* Результаты исследований общего влагосодержания атмосферы методом оптической гигрометрии. Ч. I. Анализ методики и результатов калибровки // Оптика атмосфер. и океана. 1995. Т. 8. № 6. С. 852–860.
  19. *Климат* Томска / Под ред. С.Д. Кашинского, Л.И. Трифионовой, Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 176 с.
  20. *Kabanov D.M., Sakerin S.M.* Estimation of mesometeorological variations of the atmospheric transparency characteristics // J. of Aerosol Sci. 2001. V. 32. Suppl. 1. P. 729–730.
  21. *Монин А.С.* Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 183 с.
  22. *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation.* World Climate Research Programme. WCP-112, WMO/TD N 24. 1986. 60 p.
  23. *Журавлева Т.Б., Сакерин С.М.* Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 2: Диапазон изменчивости и чувствительность к входным параметрам // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22. № 2. С. 173–182.
  24. *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.
  25. *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.
  26. *Markowicz K.M., Flatau P.J., Remiszewska J., Wittek M., Reid E.A., Reid J.S., Bucholtz A., Holben B.* Observations and Modeling of the Surface Aerosol Radiative Forcing during UAE<sup>2</sup> // J. Atmos. Sci. 2008. V. 65. N 9. P. 2877–2891.
  27. *McComiskey A., Schwartz S., Schmid B., Guan H., Lewis E., Ricchiazzi P., and Orgen J.* Direct aerosol forcing: Calculation from observables and sensitivities in inputs // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. doi:10.1029/2007JD009170.

*T.B. Zhuravleva, D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. On daytime variations of atmospheric aerosol optical depth and aerosol radiative forcing.*

Based on the results of multiyear measurements of the spectral atmospheric transparency in the wavelength range of 0.37–4 μm, we discuss the regularities of daytime variations of the characteristics of aerosol optical depth (AOD) and atmospheric moisture content in a typical Siberian region (Tomsk). For different atmospheric conditions (seasons, air masses), quantitative characteristics of the average daytime behavior of the spectral AOD and Angstrom parameters are presented. We suggested an empirical model of the daytime behavior of atmospheric AOD in the wavelength region of 0.37–4 μm, which is based on the use of the daily average values of the Angstrom parameters. We discuss the influence effect of the daytime AOD variations on the instantaneous and daily average values of the aerosol radiative forcing at the underlying surface level and at the top of the atmosphere. The aerosol radiative effects are analyzed both taking into account the *average* daytime variations of AOD, and in a concrete situation, characterized by relatively large AOD variations during day.