

Анализ возможностей ИК-мониторинга аэрозоля и перистой облачности из космоса в интересах задачи атмосферной коррекции спутниковых изображений подстилающей поверхности

С.В. Афонин*

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

Поступила в редакцию 15.07.2010 г.

На основе данных численного моделирования исследована возможность ИК-мониторинга аэрозоля и перистой облачности из космоса для целей атмосферной коррекции спутниковых изображений земной поверхности в условиях замутненной атмосферы. Рассмотрены три типа оптических ситуаций: аэрозоль приземного слоя, стратосферный поствулканический аэрозоль и перистая облачность. Выполнены оценки чувствительности результатов численного моделирования к ошибкам задания оптической толщи, альбедо однократного рассеяния, а также индикатрисы рассеяния аэрозоля или облака. Выделены спектральные признаки, позволяющие идентифицировать различные оптические ситуации с последующим восстановлением оптической толщи.

Ключевые слова: MODIS, ИК-диапазон, атмосферная коррекция, аэрозоль и перистая облачность; MODIS, IR spectral range, atmospheric correction, aerosol and cirrus.

Введение

Говоря об оперативных методах атмосферной коррекции спутниковых изображений подстилающей поверхности и восстановления ее температуры (ТПП), важно подчеркнуть, что в настоящее время основное направление их развития — это учет искажающего влияния аэрозоля и перистой облачности. Несмотря на важность решения этой задачи, в научной литературе удается найти лишь единичные работы (например, [1–4]), где по данным численного моделирования анализируется степень искажающего влияния этих факторов на спутниковые измерения температуры поверхности океана. Однако в современных штатных методах восстановления температуры поверхности океана [4] и суши [5] из космоса отсутствует оперативный учет искажающего влияния аэрозоля и перистой облачности. Это объясняется сложностью данной проблемы, так как для ее решения необходимы оперативные данные о ключевых аэрозольных и облачных характеристиках: оптическая толщина τ , альбедо однократного аэрозольного рассеяния ω_0 , индикатриса рассеяния $P(\mu)$, вертикальное распределение концентрации частиц в атмосфере. Это обстоятельство приводит к ограничению области применения уже разработанных методов восстановления ТПП ситуациями

с фоновым содержанием аэрозоля в безоблачной атмосфере.

Однако следует подчеркнуть, что существуют актуальные прикладные задачи (например, мониторинг опасных ситуаций), где измерения параметров земной поверхности из космоса должны проводиться оперативно, включая условия замутненной аэрозолем и облачностью атмосферы. Наиболее последовательным подходом для решения этой проблемы является физический (RTM) подход, который в последние годы активно развивается [6–10] в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН.

1. Методы оперативного мониторинга аэрозоля и облачности по данным MODIS

Спутниковый мониторинг характеристик аэрозоля и облачности является одной из традиционных задач дистанционного зондирования атмосферы из космоса. Перечень аэрозольных параметров, восстанавливаемых над сушей из космоса [11], включает: а) массовую концентрацию частиц, спектральную аэрозольную оптическую толщину τ_λ (АОТ) на трех длинах волн ($\lambda = 0,47, 0,55$ и $0,66$ мкм); б) параметр α формулы Ангстрема ($\tau_\lambda = \beta\lambda^{-\alpha}$); в) параметр η — относительный вклад мелкодисперсной фракции аэрозоля в АОТ. Есть ряд работ по восстановлению альбедо однократного аэрозольного

* Сергей Васильевич Афонин (afonin@iao.ru).

рассеяния над океаном и сушей по данным спутниковых приборов TOMS и MODIS [12, 13] с привлечением наземных фотометрических измерений.

Для учета многократного рассеяния излучения необходимо знать индикатрису рассеяния $P(\mu)$, где $\mu = \cos(\gamma)$ – косинус угла рассеяния γ ($-1 \leq \mu \leq +1$). Обычно индикатрисы рассеяния вычисляются на основе теории Ми или по формуле Хеньи–Гринштейна:

$$P_{\text{HG}}(g, \mu) = \frac{(1 - g^2)}{(1 - 2g\mu + g^2)^{3/2}}, \quad -1 \leq g \leq +1,$$

$$g = \int_{-1}^1 \mu P(\mu) d\mu, \quad (1)$$

где параметр g – это средний косинус угла рассеяния (фактор асимметрии).

Например, в программе MODTRAN [15] представлены именно расчетные данные $P(\mu)$, полученные на основе теории Ми для различных типов аэрозоля и облачности.

Данные многочисленных работ по валидации спутниковых измерений АОТ в различных географических регионах показали, что погрешность этих измерений в среднем составляет около 5% для океана и 15–20% для суши [11]. Погрешность восстановления ω_0 составляет порядка 5–15% [12, 13]. Используемые в программе MODTRAN усредненные индикатрисы рассеяния получены для различных типов аэрозоля с погрешностью порядка 20% [15]. В работе [14] восстановление $P(\mu)$ над океаном осуществляется с погрешностью до 20–30% при помощи комбинации спутниковых и фотометрических измерений.

Для облачности нижнего яруса с помощью системы глобального спутникового мониторинга MODIS восстанавливаются параметры верхней границы облачности (высота, температура и давление), ее фазовый состав и влагозапас, эффективный радиус частиц, оптическая толщина [16, 17]. Есть алгоритмы обнаружения перистой облачности по дневным измерениям MODIS в канале $\lambda = 1,37$ мкм. В работе [18] предлагается алгоритм восстановления над океаном оптической толщи перистой облачности.

Что же касается использования инфракрасного диапазона для мониторинга аэрозоля и перистой облачности из космоса, то в литературе, как правило, рассматриваются вопросы применения ИК-измерений для детектирования пылевых бурь и аэрозоля вулканического происхождения (например, [19–23]). Однако при этом восстановление над сушей оптической толщи и высоты аэрозольных слоев по данным пассивных ИК-измерений из космоса не осуществляется.

Таким образом, к настоящему моменту есть определенные возможности оперативных измерений параметров аэрозоля и облачности, но их применение для целей атмосферной коррекции спутниковых изображений вызывает ряд проблем. *Первая проблема* заключается в том, что восстановленные из космоса или по данным AERONET аэрозольные

параметры относятся ко всему столбу атмосферы. *Вторая проблема* возникает при восстановлении аэрозольных параметров из космоса над яркими участками подстилающей поверхности (снег, песок и т.п.). И наконец, *третья проблема* – это отсутствие мониторинга аэрозоля в ночное время суток, когда измерения в видимой области спектра не производятся и упомянутые выше штатные методики уже не применимы.

Перечисленные выше проблемы являются сложной комплексной задачей, для решения которой может быть полезным привлечение спутниковых ИК-измерений. Поэтому основная цель первого этапа работы – это изучение принципиальной возможности классификации различных оптических состояний (приземный аэрозоль, стратосферный аэрозоль, перистая облачность) на основе данных спутниковых ИК-каналов. Для достижения этой цели осуществляется предварительное решение следующих задач:

- оценка степени искажающего влияния аэрозоля или перистой облачности на результаты расчета радиационных температур T_λ системы «атмосфера – подстилающая поверхность» и определение диапазона оптико-геометрических условий наблюдений, для которых степень этого влияния не превышает значимый уровень 0,5 К;

- оценка чувствительности расчета T_λ к ошибкам задания ключевых для атмосферной коррекции параметров аэрозоля и перистой облачности;

- определение эффективности и допустимой области использования приближенной модели «консервативного» рассеяния (*conservative scattering*, CS), в рамках которой для учета искажающего влияния аэрозоля (облака) используются только коэффициенты ослабления аэрозоля (облака).

Основой решения задачи классификации является условие корректного учета молекулярного поглощения, что уже сделано нами в рамках RTM-подхода для спутниковой системы MODIS. В условиях прозрачной атмосферы значения ТПП ($T_{S,\lambda}$), восстановленные в различных спектральных каналах, должны обладать свойством спектральной нейтральности [7, 9], т.е. совпадать между собой или отличаться незначительно из-за неполной компенсации ошибок задания вертикальных профилей метеоданных. Следовательно, присутствие аэрозоля или перистой облачности в поле зрения прибора будет нарушать это свойство и различные сочетания значений $T_{S,\lambda}$ потенциально могут являться признаками классификации оптических состояний. Следом за проведением классификации должна решаться задача восстановления в инфракрасном диапазоне ключевых для атмосферной коррекции оптических параметров аэрозоля и облачности. Этой проблеме будет посвящена следующая статья.

2. Условия и результаты численного моделирования

Численные расчеты проводились с помощью программы MODTRAN v3.5 [15] для четырех ИК-диапазонов (3,5–4; 8,3–9,3; 10,3–12,3; 11,5–

12,5 мкм), в которых спутниковые приборы имеют спектральные каналы ИК-мониторинга подстилающей поверхности из космоса. Для краткости обозначим эти каналы так: $\lambda = 3,7; 8,8; 11$ и 12 мкм. Численные расчеты проводились для следующих условий.

Типы оптических ситуаций – для модели лета средних широт были рассмотрены три типа оптических ситуаций: 1) аэрозоль в приземном слое; 2) поствулканический стратосферный аэрозоль; 3) перистые облака (оптически тонкие и плотные). В табл. 1 для рассмотренных типов аэрозоля и облачности приведены данные об альбедо однократного рассеяния ω_0 и факторе асимметрии g .

Таблица 1

Характеристики рассеяния аэрозоля и перистой облачности ($\omega_0; g$)

Тип	Спектральные каналы, мкм			
	3,7	8,8	11,0	12,0
<i>rural</i>	ω_0 0,900;	0,406;	0,597;	0,549;
	g 0,727	0,645	0,655	0,679
<i>maritime</i>	0,911;	0,546;	0,379;	0,194;
	0,714	0,669	0,680	0,660
<i>desert</i>	0,906;	0,547;	0,681;	0,662;
	0,716	0,588	0,693	0,730
<i>urban</i>	0,502;	0,376;	0,404;	0,328;
	0,738	0,677	0,697	0,702
<i>volcanic</i>	0,946;	0,569;	0,500;	0,498;
	0,669	0,471	0,411	0,414
<i>Cirrus thin</i>	0,836;	0,762;	0,324;	0,387;
	0,774	0,865	0,852	0,804
<i>Cirrus thick</i>	0,550;	0,517;	0,513;	0,539
	0,958	0,975	0,977;	0,944

Подстилающая поверхность – ламбертовская, пространственно однородная, излучающая по закону Планка с температурой $T_S = T_{0,A} + \Delta T_S$, где $T_{0,A} = 294,2$ К – температура воздуха приземного уровня, а температурная добавка ΔT_S равна 0 и 5 К.

Геометрия наблюдений: зенитные углы трассы (спутника) – $\Theta_V = 0$ и 45° .

Ошибки задания параметров: 1) $\delta\tau = -20\%$ для τ ; 2) $\delta\omega_0 = -10\%$ для ω_0 , 3) $\delta P(\mu) = -20\%$ для индикатрисы рассеяния. При оценках влияния ошибок задания $P(\mu)$ использовалась индикатриса Хенли–Гринштейна (1). Для нее вычислялось изменение фактора δg , которое должно приводить к изменению $P_{HG}(\mu)$ примерно на 20%. Дополнительно для стратосферных слоев аэрозоля и перистой облачности были рассмотрены погрешности ($\delta H = -2 \dots +2$ км) задания высоты их локализации в атмосфере.

Для каждой из перечисленных выше оптических ситуаций проводились расчеты аэрозольной температурной поправки, т.е. разницы $\Delta T_{AER} = T_{\lambda,MOL} - T_{\lambda,AER}$ между радиационными температурами $T_{\lambda,MOL}$ и $T_{\lambda,AER}$ системы «атмосфера – подстилающая поверхность», которые соответствуют прозрачной и замутненной атмосфере. При этом ΔT_{AER} является оценкой снизу погрешности восстановления ТПП с помощью RTM-метода, возникаю-

щей за счет неучета присутствия аэрозоля или облачности в атмосфере.

Наряду с ΔT_{AER} были получены оценки погрешности δT_{CS} применения приближенной модели «консервативного» рассеяния. Дополнительно в каналах $\lambda = 11$ и 12 мкм проводились имитационные расчеты с целью оценки результатов работы в условиях замутненной атмосферы применяемого на практике регрессионного спектрального (*split-window*) SW-метода [5]. Для этого определялись величины $\delta T_{CS} = T_{\lambda,AER} - T_{\lambda,CS}$ и $\delta T_{SW} = T_S - T_{SW}$, где T_{SW} – значение ТПП, восстановленное с помощью SW-метода.

Следует упомянуть, что применение в явном виде оптических параметров аэрозоля (облачности) в целях атмосферной коррекции спутниковых изображений земной поверхностью очевидным образом требует изучения вопроса о влиянии ошибок задания оптических параметров на результаты восстановления ТПП с помощью RTM-подхода. В этой связи проводились оценки погрешностей $\delta T_X = T_{\lambda,AER}(X) - T_{\lambda,AER}(X + \delta X)$, возникающих при расчете ΔT_{AER} за счет ошибок δX задания трех ключевых параметров аэрозоля ($X = \tau, \omega_0, g$). При этом сумма $\delta T_\Sigma = \sum |\delta T_X|$ является предельной, максимальной оценкой погрешности моделирования. Перейдем к рассмотрению результатов моделирования.

2.1. Аэрозоль приземного слоя

Для этой оптической ситуации в приземном слое атмосферы (0–2 км) при метеорологической дальности видимости S_M от 1 до 50 км задавались четыре модели аэрозоля: а) континентальный (*rural*); б) морской (*NAVY maritime*); в) аридный (*desert*); г) городской (*urban*).

На рис. 1 приведены результаты расчета аэрозольной температурной поправки ΔT_{AER} и погрешности δT_{CS} применения модели «консервативного» рассеяния. В зависимости от типа аэрозоля и зенитного угла Θ_V при дальности видимости $S_M = 2$ км ($\tau_{0,55} \approx 2,6$) диапазон значений ΔT_{AER} составляет 0,8–1,5 К. Граничное условие $\Delta T_{AER} < 0,5$ К выполняется для разных каналов и типов аэрозоля при $\tau_{0,55} < 0,25$ –1,93 для $\Theta_V = 0^\circ$ и $\tau_{0,55} < 0,16$ –1,29 для $\Theta_V = 45^\circ$. Для фиксированной дальности видимости S_M минимальные значения ΔT_{AER} характерны для континентального аэрозоля, а максимальные для аридного аэрозоля.

Анализ данных рис. 1 позволяет для рассмотренных моделей приземного аэрозоля выбрать индивидуальные (реперные) пары каналов с максимальной разницей значений ΔT_{AER} . Например, для зенитного угла $\Theta_V = 0^\circ$ такими парами каналов будут: а) $\lambda = 8,8$ и 12 мкм (*rural*); б) $\lambda = 3,7$ и 11 мкм (*maritime*); в) $\lambda = 3,7$ и 12 мкм (*urban*); г) $\lambda = 8,8$ и $3,7$ мкм (*desert*). К сожалению, изменение угла Θ_V или величины ΔT_S может приводить к иным комбинациям реперных каналов. По всей видимости, идентификация типа приземного аэрозоля требует более сложных решающих правил либо увеличения числа спектральных каналов.

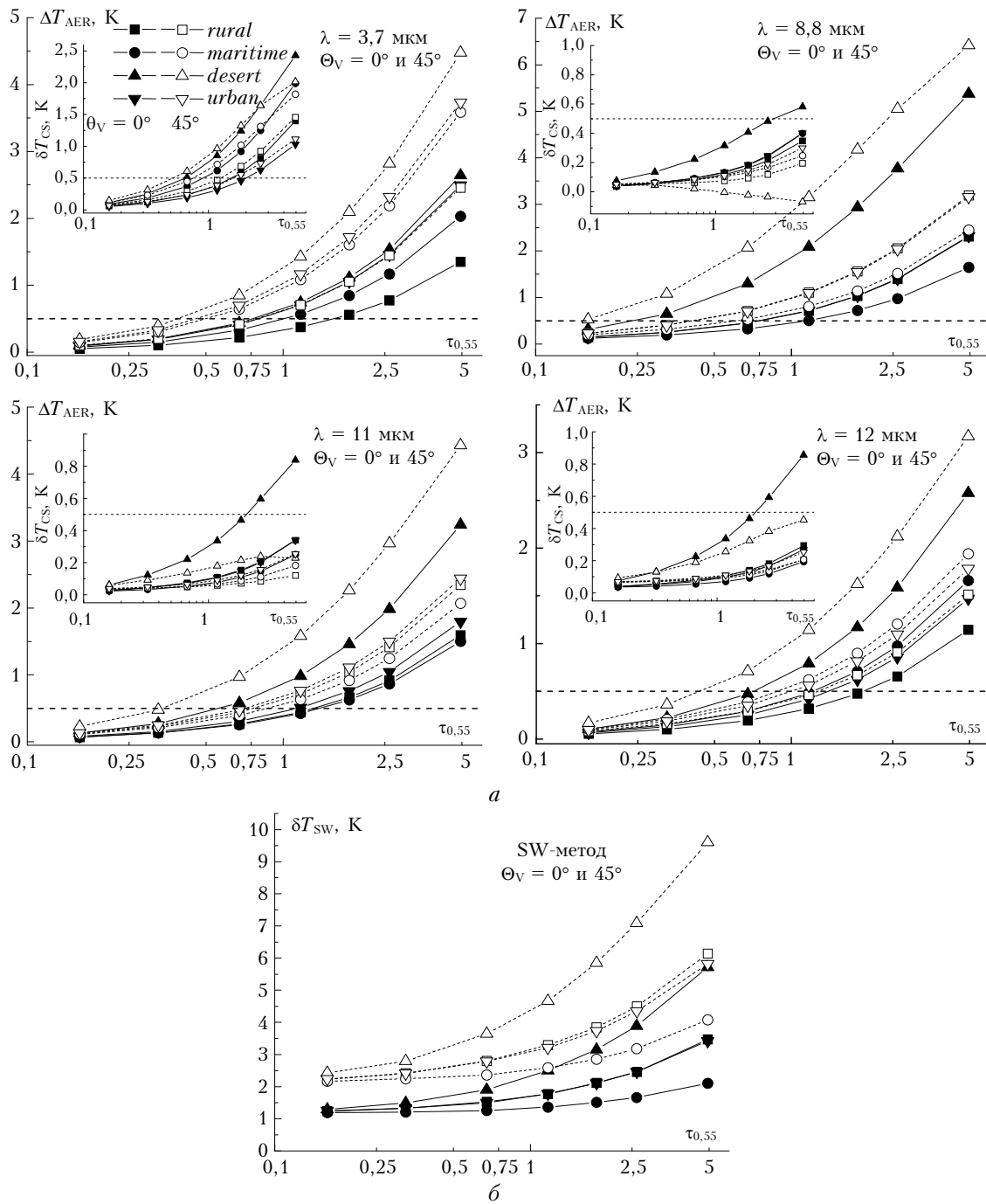


Рис. 1. Расчетные данные для приземного аэрозоля: аэрозольная поправка ΔT_{AER} ; погрешность δT_{CS} модели «консервативного» рассеяния (а) и погрешность δT_{SW} регрессионного SW-метода (б)

Далее на основе данных рис. 1 рассмотрим вопрос о применимости модели CS для учета аэрозольного фактора. В результате их анализа можно сформулировать следующие основные выводы:

– в канале $\lambda = 3,7$ мкм граничное условие $|\delta T_{CS}| < 0,5$ К выполняется в достаточно широком диапазоне значений $\tau_{0,55} < 0,54 \div 2,01$ или для $S_M < 3-10$ км;

– в каналах длинноволнового диапазона (8–13 мкм) это условие справедливо фактически во всем рассмотренном диапазоне значений $\tau_{0,55}$ и Θ_V ,

и лишь в для аридного аэрозоля $\delta T_{CS} > 0,5$ К выполняется при $\Theta_V = 0^\circ$ и значениях $\tau_{0,55} > 2-3$.

И наконец, по данным рис. 1 оценим погрешность δT_{SW} регрессионного SW-метода. Сравнивая δT_{SW} с ΔT_{AER} для каналов $\lambda = 11$ и 12 мкм, можно отметить, что (как и ожидалось) величина δT_{SW} как минимум в 2–4 раза превышает ΔT_{AER} . То есть применение SW-метода для случая приземного аэрозоля заметно усиливает ошибку восстановления ТПП по сравнению с одноканальными ИК-измерениями.

Влияние ошибок задания оптических параметров приземного аэрозоля на величину ΔT_{AER}

Тип	S_M , км	ΔT_{AER}	Σ	$\delta\tau$	$\delta\omega_0$	δg	ΔT_{AER}	Σ	$\delta\tau$	$\delta\omega_0$	δg
		$\Theta_V = 0^\circ$						$\Theta_V = 45^\circ$			
$\lambda = 3,7$ мкм											
<i>rural</i>	2	0,773	0,285	0,13	-0,08	0,07	1,446	0,473	0,25	-0,08	0,15
	10	0,218	0,078	0,04	-0,02	0,02	0,419	0,139	0,07	-0,03	0,04
<i>maritime</i>	2	1,168	0,456	0,20	-0,12	0,14	2,185	0,713	0,37	-0,11	0,24
	10	0,330	0,130	0,06	-0,04	0,04	0,642	0,228	0,11	-0,04	0,08
<i>urban</i>	2	1,458	0,363	0,26	-0,06	0,05	2,322	0,539	0,39	-0,06	0,09
	10	0,411	0,106	0,08	-0,02	0,01	0,695	0,176	0,13	-0,02	0,03
<i>desert</i>	2	1,533	0,609	0,26	-0,16	0,19	2,819	0,894	0,46	-0,13	0,31
	10	0,435	0,178	0,08	-0,05	0,05	0,847	0,305	0,15	-0,05	0,10
$\lambda = 8,8$ мкм											
<i>rural</i>	2	1,393	0,318	0,24	-0,01	0,07	2,057	0,440	0,33	0,00	0,11
	10	0,449	0,101	0,07	0,00	0,03	0,710	0,153	0,11	0,00	0,04
<i>maritime</i>	2	0,975	0,245	0,17	-0,02	0,06	1,514	0,361	0,25	0,00	0,11
	10	0,324	0,075	0,05	-0,01	0,02	0,528	0,118	0,08	0,00	0,04
<i>urban</i>	2	1,400	0,311	0,24	-0,02	0,05	2,036	0,422	0,32	0,00	0,09
	10	0,451	0,098	0,07	-0,01	0,02	0,703	0,150	0,11	0,00	0,04
<i>desert</i>	2	3,771	0,855	0,54	0,00	0,31	5,051	1,033	0,58	0,08	0,37
	10	1,296	0,379	0,22	-0,01	0,14	2,070	0,557	0,34	0,01	0,20
$\lambda = 11$ мкм											
<i>rural</i>	2	0,917	0,259	0,17	-0,01	0,08	1,415	0,384	0,25	0,00	0,13
	10	0,268	0,082	0,05	-0,01	0,03	0,441	0,126	0,08	0,00	0,05
<i>maritime</i>	2	0,865	0,205	0,16	-0,01	0,04	1,247	0,285	0,22	0,00	0,07
	10	0,257	0,063	0,04	0,00	0,02	0,394	0,094	0,07	0,00	0,03
<i>urban</i>	2	1,048	0,250	0,19	-0,01	0,05	1,501	0,344	0,26	0,00	0,08
	10	0,308	0,078	0,05	-0,01	0,02	0,474	0,117	0,08	0,00	0,03
<i>desert</i>	2	1,985	0,573	0,34	-0,04	0,19	2,966	0,784	0,47	0,02	0,30
	10	0,582	0,202	0,11	-0,02	0,08	0,971	0,309	0,17	0,00	0,13
$\lambda = 12$ мкм											
<i>rural</i>	2	0,655	0,175	0,12	-0,01	0,04	0,907	0,234	0,16	0,00	0,07
	10	0,193	0,056	0,03	0,00	0,02	0,290	0,080	0,05	0,00	0,03
<i>maritime</i>	2	0,974	0,203	0,17	-0,01	0,02	1,205	0,240	0,21	0,00	0,03
	10	0,290	0,063	0,05	0,00	0,01	0,389	0,083	0,07	0,00	0,01
<i>urban</i>	2	0,856	0,192	0,16	-0,01	0,03	1,095	0,239	0,19	0,00	0,05
	10	0,253	0,060	0,05	0,00	0,01	0,351	0,082	0,06	0,00	0,02
<i>desert</i>	2	1,586	0,438	0,27	-0,05	0,12	2,121	0,526	0,34	0,00	0,19
	10	0,469	0,157	0,09	-0,02	0,05	0,710	0,226	0,13	-0,01	0,09

Чтобы оценить влияние ошибок δX задания оптических параметров аэрозоля ($X = \tau, \omega_0, g$ и их суммы) на точность моделирования величины ΔT_{AER} , проведем анализ данных табл. 2.

По его результатам можно сделать вывод, что доминирующим фактором ошибок здесь является величина $\delta\tau$, относительный вклад которой в суммарную величину δT_Σ достигает 45–85% в зависимости от типа аэрозоля и спектрального канала. Вторым по значимости источником ошибок для расчета ΔT_{AER} является δg (относительный вклад 10–40%). В среднем соотношения вкладов $\delta\tau, \delta\omega_0$ и δg в δT_Σ для разных каналов и значений Θ_V будут следующими:

Θ_V	λ , мкм			
	3,7	8,8	11	12
0°	50:24:27	66:4:30	64:6:29	69:7:23
45°	55:14:31	65:4:31	64:2:34	69:2:29

Говоря о δT_Σ , следует подчеркнуть, что граничное условие $\delta T_\Sigma > 0,5$ К выполняется фактически только для высокого уровня концентрации аридного аэрозоля при значениях $S_M < 2-3$ км в канале $\lambda = 3,7$ мкм, при $S_M < 5-10$ км в канале $\lambda = 8,8$ мкм и при $S_M < 2-3$ км в каналах $\lambda = 11$ и 12 мкм.

Перейдем теперь к анализу расчетных данных для второго типа оптических ситуаций — слоев стратосферного поствулканического аэрозоля.

2.2. Стратосферный аэрозоль

Для этой оптической ситуации были использованы три модели поствулканического аэрозоля с вертикальными профилями, соответствующими различным уровням его содержания в атмосфере:

а) умеренное (*moderate*) — $\tau_{0,55} \sim 0,03$ и высота максимума концентрации $H_{VLC} \sim 15$ км;

б) высокое (*high*) – $\tau_{0,55} \sim 0,1$ и $H_{VLC} \sim 18$ км;
 с) экстремальное (*extreme*) – $\tau_{0,55} \sim 0,3$ и $H_{VLC} \sim 20$ км.

Оптические характеристики аэрозоля соответствовали типу «*fresh size distribution*». На их основе были получены шесть различных вариантов оптической плотности поствулканического аэрозоля в стратосфере в диапазоне значений $\tau_{0,55} = 0,014 \div 0,265$.

На рис. 2, а приведены результаты расчета ΔT_{AER} для этого типа оптических ситуаций. В зависимости от зенитного угла Θ_V при $\tau_{0,55} = 0,265$ значения ΔT_{AER} в различных спектральных каналах составляют: а) 0,6 и 1,2 К ($\lambda = 3,7$ мкм); б) 2,5 и 4,3 К ($\lambda = 8,8$ мкм); в) 3,1 и 5,2 К ($\lambda = 11$ мкм); г) 2,1 и 3,5 К ($\lambda = 12$ мкм). Граничное условие $\Delta T_{AER} < 0,5$ К в канале $\lambda = 3,7$ мкм выполняется при значениях $\tau_{0,55} < 0,12 \div 0,24$, а в каналах длинноволнового диапазона (8–13 мкм) – при значениях $\tau_{0,55} < 0,03 \div 0,07$.

Максимальная спектральная разница значений ΔT_{AER} принадлежит паре реперных каналов $\lambda = 11$ и 3,7 мкм. Можно предположить, что и разница в значениях $T_{S,\lambda}$ для этой пары каналов является одним из признаков содержания поствулканического аэрозоля в стратосфере. Следует отметить, что именно эта пара каналов использовалась автором работы [20] для детектирования поствулканического аэрозоля. Важно подчеркнуть, что при любых значениях $\tau_{0,55}$, Θ_V и ΔT_S спектральный признак для стратосферного аэрозоля отличается от аналогичных признаков для аэрозоля приземного слоя.

Анализируя вопрос об условиях применимости модели CS для учета искажающего фактора стратосферного аэрозоля, рассмотрим данные о δT_{CS} на рис. 2, б. На их основе можно сформулировать следующие выводы:

- в канале $\lambda = 3,7$ мкм условие $\delta T_{CS} < 0,5$ К выполняется только для $\tau_{0,55} < 0,03 \div 0,05$;
- в каналах длинноволнового диапазона (8–13 мкм) это условие выполняется при значениях $\tau_{0,55} < 0,05 \div 0,12$.

Теперь по данным рис. 2, в оценим погрешность δT_{SW} восстановления ТПП с помощью регрессионного SW-метода при наличии поствулканического аэрозоля. Согласно полученным данным, величина δT_{SW} по крайней мере в 2–3 раза превышает ΔT_{AER} для каналов $\lambda = 11$ и 12 мкм, т.е. как и в случае приземного аэрозоля, для этой оптической ситуации SW-алгоритм также усиливает ошибку восстановления ТПП по сравнению с одноканальными ИК-измерениями.

Далее проанализируем данные табл. 3 с целью оценки влияния ошибок δX задания оптических параметров аэрозоля на точность моделирования ΔT_{AER} .

В среднем соотношения вкладов $\delta\tau$, $\delta\omega_0$ и $\delta\delta$ в δT_{Σ} для разных каналов и значений Θ_V будут следующими:

Θ_V	λ , мкм			
	3,7	8,8	11	12
0°	22:56:22	58:21:21	62:16:22	62:16:23
45°	28:49:22	63:19:18	68:14:18	67:14:19

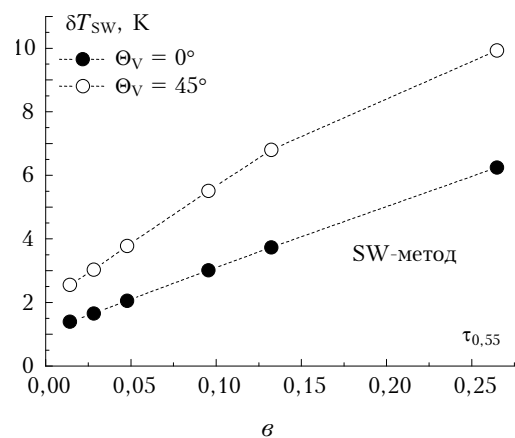
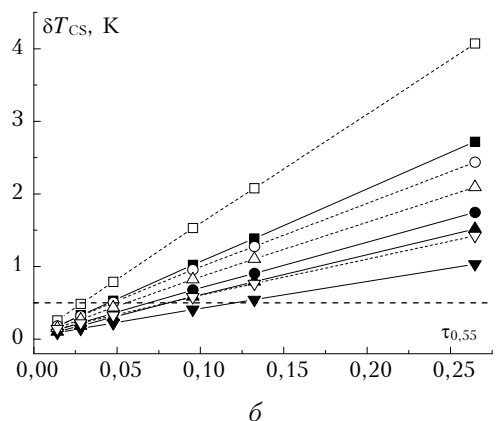
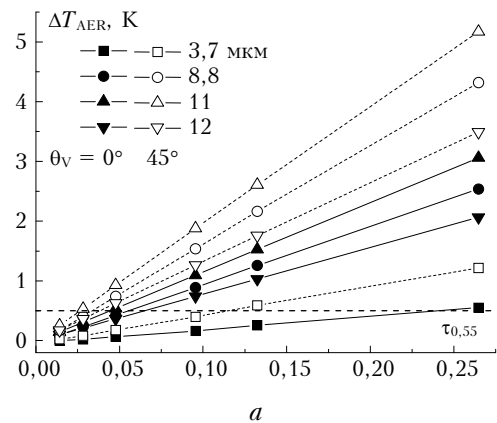


Рис. 2. Расчетные данные для стратосферного поствулканического аэрозоля: аэрозольная поправка ΔT_{AER} (а), погрешность δT_{CS} модели «консервативного» рассеяния (б) и погрешность δT_{SW} регрессионного SW-метода (в)

То есть в канале $\lambda = 3,7$ мкм в первую очередь надо учитывать величину $\delta\omega_0$. Для каналов диапазона 8–13 мкм, как и в случае приземного аэрозоля, в ошибках расчета ΔT_{AER} доминирует $\delta\tau$. Для $\Theta_V = 0^\circ$ граничное условие $\delta T_{\Sigma} > 0,5$ К выполняется во всех каналах при экстремальном содержании поствулканического аэрозоля в стратосфере с нижней границей значений $\tau_{0,55} > 0,13 \div 0,26$ в зависимости от канала. Для наклонной трассы ($\Theta_V = 45^\circ$) в каналах диапазона 8–13 мкм нижняя граница $\tau_{0,55}$ снижается до уровня порядка $\tau_{0,55} \sim 0,09 \div 0,15$.

Влияние ошибок задания оптических параметров стратосферного аэрозоля на ΔT_{AER}

Тип	$\tau_{0,55}$	ΔT_{AER}	Σ	$\delta\tau$	$\delta\omega_0$	δg	ΔT_{AER}	Σ	$\delta\tau$	$\delta\omega_0$	δg
		$\Theta_V = 0^\circ$						$\Theta_V = 45^\circ$			
$\lambda = 3,7 \text{ мкм}$											
<i>moderate</i>	0,0141	0,000	0,027	0,00	-0,02	0,01	0,024	0,047	0,01	-0,02	0,01
	0,0282	0,022	0,054	0,01	-0,03	0,01	0,083	0,094	0,02	-0,05	0,02
<i>high</i>	0,0477	0,064	0,091	0,02	-0,05	0,02	0,177	0,160	0,04	-0,08	0,04
	0,0955	0,162	0,183	0,04	-0,10	0,04	0,398	0,316	0,09	-0,16	0,07
<i>extreme</i>	0,1324	0,256	0,256	0,06	-0,14	0,06	0,591	0,438	0,12	-0,21	0,10
	0,2648	0,551	0,510	0,12	-0,28	0,11	1,216	0,866	0,25	-0,43	0,19
$\lambda = 8,8 \text{ мкм}$											
<i>moderate</i>	0,0141	0,095	0,047	0,03	-0,01	0,01	0,173	0,075	0,05	-0,01	0,01
	0,0282	0,229	0,095	0,05	-0,02	0,02	0,406	0,149	0,09	-0,03	0,03
<i>high</i>	0,0477	0,424	0,159	0,09	-0,03	0,03	0,742	0,253	0,16	-0,05	0,05
	0,0955	0,886	0,318	0,19	-0,07	0,07	1,537	0,502	0,32	-0,09	0,09
<i>extreme</i>	0,1324	1,258	0,438	0,26	-0,09	0,09	2,165	0,688	0,44	-0,13	0,12
	0,2648	2,538	0,872	0,51	-0,18	0,18	4,320	1,345	0,86	-0,25	0,24
$\lambda = 11 \text{ мкм}$											
<i>moderate</i>	0,0141	0,145	0,054	0,03	-0,01	0,01	0,254	0,084	0,06	-0,01	0,02
	0,0282	0,308	0,106	0,06	-0,02	0,02	0,533	0,168	0,11	-0,02	0,03
<i>high</i>	0,0477	0,540	0,181	0,11	-0,03	0,04	0,930	0,283	0,19	-0,04	0,05
	0,0955	1,096	0,360	0,22	-0,06	0,08	1,878	0,559	0,38	-0,08	0,10
<i>extreme</i>	0,1324	1,528	0,496	0,31	-0,08	0,11	2,607	0,769	0,52	-0,11	0,14
	0,2648	3,061	0,981	0,61	-0,16	0,21	5,170	1,495	1,02	-0,21	0,26
$\lambda = 12 \text{ мкм}$											
<i>moderate</i>	0,0141	0,100	0,037	0,02	-0,01	0,01	0,175	0,057	0,04	-0,01	0,01
	0,0282	0,209	0,072	0,04	-0,01	0,02	0,362	0,112	0,08	-0,01	0,02
<i>high</i>	0,0477	0,366	0,122	0,08	-0,02	0,03	0,628	0,191	0,13	-0,03	0,04
	0,0955	0,741	0,244	0,15	-0,04	0,06	1,266	0,379	0,25	-0,05	0,07
<i>extreme</i>	0,1324	1,032	0,336	0,21	-0,05	0,08	1,758	0,520	0,35	-0,07	0,10
	0,2648	2,066	0,666	0,41	-0,10	0,15	3,492	1,020	0,69	-0,14	0,19

Для этого типа оптических ситуаций, кроме рассмотренных видов ошибок, следует знать влияние погрешности δH задания высоты аэрозольного слоя на точность расчета ΔT_{AER} . Соответствующие оценки (δT_H) получены при смещении величины H_{VLC} в пределах $\delta H = -2...+2$ км. Анализ данных показал, что смещение высоты вулканического слоя в указанных пределах изменяет величину ΔT_{AER} не более чем на 0,15 К.

И наконец, проведем анализ расчетных данных для третьего типа оптических ситуаций — случая перистой облачности.

2.3. Перистая облачность

Для этого типа оптической ситуации были использованы две модели перистой облачности с нижней границей высоты облака $H_{\text{CIR}} = 10$ км: модель тонких облаков (*cir-04*) толщиной $\Delta z = 0,28$ км, эффективным радиусом частиц $R_{ef} = 4$ мкм и модель плотных облаков (*cir-64*) с параметрами $\Delta z = 1$ км, $R_{ef} = 64$ мкм. На их основе были получены шесть вариантов оптической плотности перистой облачности в диапазоне значений $\tau_{0,55} = 0,006 \div 0,280$.

На рис. 3, а представлены результаты расчета ΔT_{AER} для этого типа оптических ситуаций. Для

зенитного угла $\Theta_V = 0$ и 45° при $\tau_{0,55} = 0,280$ значения ΔT_{AER} в различных спектральных каналах составляют: 1) 4,0 и 6,4 К ($\lambda = 3,7$ мкм); 2) 8,3 и 12,7 К ($\lambda = 8,8$ мкм); 3) 9,4 и 14,5 К ($\lambda = 11$ мкм); 4) 7,8 и 12,0 К ($\lambda = 12$ мкм). Граничное условие $\Delta T_{\text{AER}} < 0,5$ К выполняется при $\tau_{0,55} < 0,01 \div 0,05$. Таким образом, для плотной перистой облачности максимальная спектральная разница значений ΔT_{AER} принадлежит паре каналов $\lambda = 11$ и $3,7$ мкм и предположительно разница в значениях $T_{S,\lambda}$ для этих каналов является признаком ее наличия в атмосфере. Для тонких перистых облаков реперными являются каналы $\lambda = 12$ и $3,7$ мкм. Необходимо подчеркнуть, что при любых значениях $\tau_{0,55}$, Θ_V и ΔT_S спектральный признак для перистой облачности отличается от аналогичных признаков для аэрозоля приземного слоя, однако частично совпадает с признаком для стратосферного аэрозоля.

Отвечая на вопрос об условиях применимости модели CS для учета искажающего влияния перистой облачности, рассмотрим данные о δT_{CS} на рис. 3, б. Их анализ позволяет сделать вывод о том, что граничное условие $\delta T_{\text{CS}} < 0,5$ К выполняется только при $\tau_{0,55} < 0,01 \div 0,05$.

Как и ранее, оценим по данным рис. 3, в погрешность δT_{SW} регрессионного SW-метода восстановления ТПП при наличии перистой облачности.

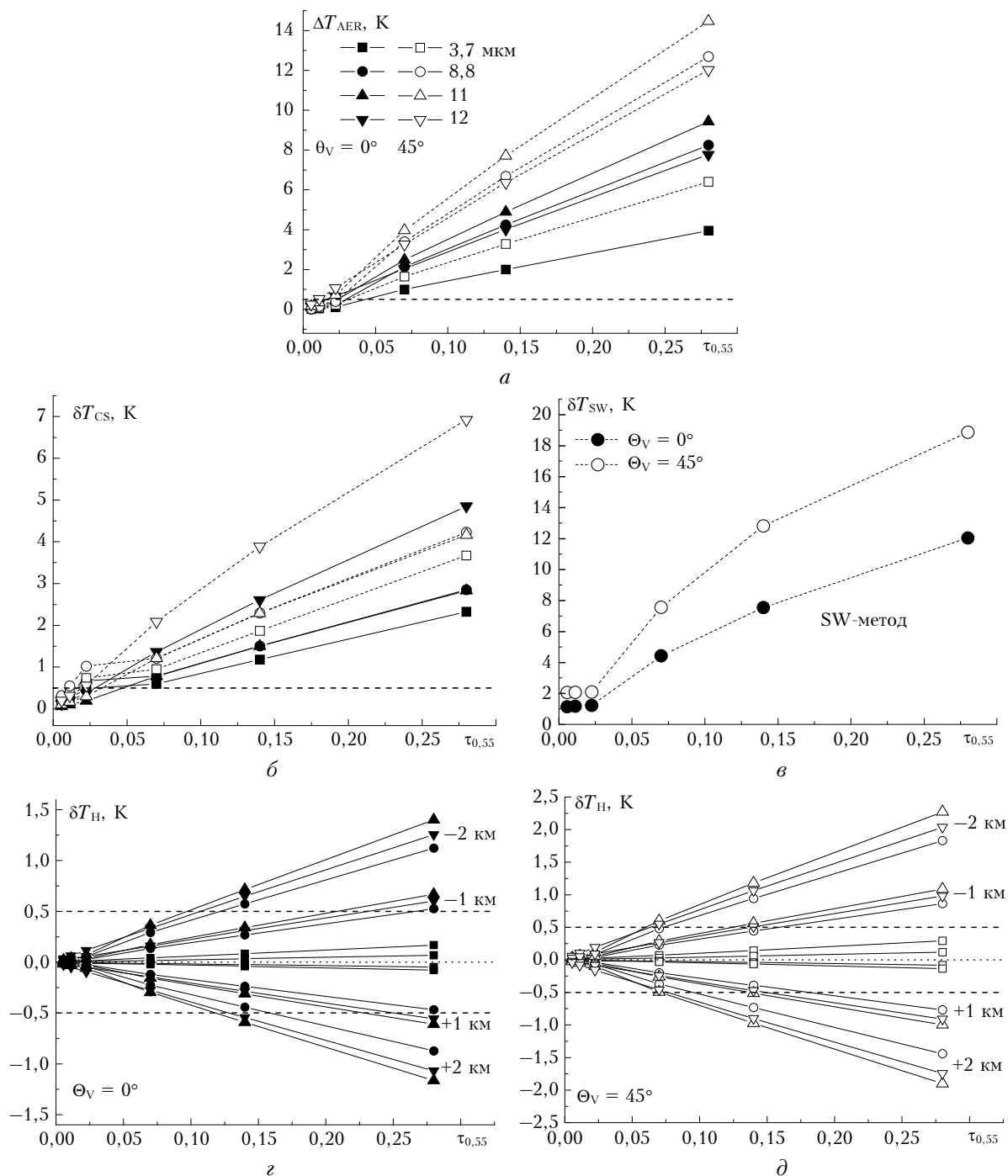


Рис. 3. Расчетные данные для перистой облачности: аэрозольная поправка ΔT_{AER} (а), погрешность δT_{CS} модели «консервативного» рассеяния (б) и погрешность δT_{SW} регрессионного SW-метода (в); δT_H – погрешность расчета T_λ за счет ошибки задания высоты слоя ($\delta H = -2 \dots +2$ км) (г, д)

Согласно этим данным δT_{SW} по крайне мере в 1,5 раза превышает ΔT_{AER} для каналов $\lambda = 11$ и 12 мкм. То есть здесь также присутствует эффект, когда в условиях замутненной атмосферы SW-метод усиливает ошибку восстановления ТПП по сравнению с одноканальными ИК-измерениями.

Далее проанализируем данные табл. 4 и оценим влияние ошибок δX задания оптических пара-

метров аэрозоля ($X = \tau, \omega_0, g$) на точность моделирования ΔT_{AER} . В среднем соотношения вкладов $\delta \tau, \delta \omega_0$ и δg в δT_Σ для разных каналов и значений Θ_V будут следующими:

Θ_V	$\lambda, \text{ мкм}$			
	3,7	8,8	11	12
0°	60:26:14	67:20:13	71:17:13	63:26:11
45°	61:26:13	68:20:13	71:17:12	64:25:10

То есть во всех спектральных каналах доминирующий вклад (свыше 60–70%) в δT_{Σ} принадлежит $\delta\tau$, далее следует $\delta\omega_0$, средний вклад которой составил 17–26%.

Как и для стратосферного аэрозоля, для этого типа оптических ситуаций необходимо знать влияние на точность расчета ΔT_{AER} погрешности δH задания высоты перистой облачности. Соответствующие оценки (δT_H) представлены на рис. 3, где H_{CIR} смещалась в пределах $\delta H = -2 \dots +2$ км. Анализ данных позволяет сделать следующие выводы:

- в канале $\lambda = 3,7$ мкм условие $\delta T_H < 0,5$ К выполняется во всем диапазоне значений Θ_V и $\tau_{0,55}$;
- для зенитного угла $\Theta_V = 0^\circ$ в каналах длинноволнового диапазона (8–13 мкм) оно выполняется для $\delta H = 2$ км при $\tau_{0,55} < 0,10 \div 0,16$, а при $\delta H = 1$ км $\delta T_H > 0,5$ К при значениях $\tau_{0,55} > 0,2$; для $\Theta_V = 45^\circ$ соответствующие оценки $\tau_{0,55}$ уменьшаются примерно в 1,7 раза.

В заключение рассмотрим результаты восстановления ТПП в условиях замутненной атмосферы с помощью RTM-метода в четырех ИК-каналах EOS/MODIS: № 20 ($\lambda = 3,69 \div 3,88$ мкм), 29 ($\lambda = 8,36 \div 8,71$ мкм), 31 ($\lambda = 10,76 \div 11,28$ мкм) и 32 ($\lambda = 11,78 \div 12,30$ мкм). Результаты восстановления

$T_{S,\lambda}$ для оптически плотного аэрозоля в приземном слое ($S_M = 2$ км) и стратосфере ($\tau_{0,55} = 0,265$), а также для относительно плотной перистой облачности с $\tau_{0,55} = 0,280$ приведены на рис. 4.

Анализ этих данных позволяет подтвердить выдвинутые выше предположения о наличии индивидуальных соотношений восстановленных значений $T_{S,\lambda}$ для каждого из рассмотренных типов оптических ситуаций. Что же касается классификации типов приземного аэрозоля на основе $T_{S,\lambda}$, то она представляется затруднительной за счет возможных ошибок учета молекулярного поглощения и излучательной способности подстилающей поверхности. В этом случае, пожалуй, возможна идентификация только высокого содержания континентального (*rural*) и аридного (*desert*) типов аэрозоля.

Заключение

Анализ данных численного моделирования позволяет сформулировать следующие основные выводы и результаты.

1. Исследование чувствительности результатов моделирования T_{λ} к ошибкам задания трех ключевых параметров аэрозоля и перистой облачности

Таблица 4

Влияние ошибок задания оптических параметров перистой облачности на величину ΔT_{AER}

Тип	$\tau_{0,55}$	ΔT_{AER}	Σ	$\delta\tau$	$\delta\omega_0$	δg	ΔT_{AER}	Σ	$\delta\tau$	$\delta\omega_0$	δg
		$\Theta_V = 0^\circ$						$\Theta_V = 45^\circ$			
$\lambda = 3,7$ мкм											
cir-04	0,0056	0,007	0,021	0,01	-0,01	0,00	0,026	0,039	0,01	-0,02	0,01
	0,0112	0,041	0,044	0,01	-0,03	0,00	0,095	0,077	0,03	-0,04	0,01
	0,0224	0,113	0,086	0,03	-0,05	0,01	0,236	0,152	0,06	-0,07	0,02
cir-64	0,0700	0,999	0,326	0,20	-0,08	-0,05	1,648	0,525	0,33	-0,12	-0,07
	0,1400	2,000	0,643	0,40	-0,16	-0,09	3,278	1,030	0,65	-0,25	-0,14
	0,2800	3,958	1,259	0,78	-0,31	-0,17	6,406	1,975	1,23	-0,49	-0,25
$\lambda = 8,8$ мкм											
cir-04	0,0056	0,009	0,032	0,01	-0,02	0,00	0,028	0,053	0,02	-0,03	0,00
	0,0112	0,076	0,063	0,03	-0,04	0,00	0,147	0,107	0,05	-0,05	0,00
	0,0224	0,215	0,127	0,06	-0,07	0,00	0,390	0,212	0,10	-0,11	0,01
cir-64	0,0700	2,137	0,625	0,43	-0,11	-0,09	3,404	0,978	0,68	-0,17	-0,13
	0,1400	4,244	1,214	0,83	-0,22	-0,16	6,682	1,864	1,29	-0,33	-0,24
	0,2800	8,250	2,293	1,57	-0,42	-0,31	12,688	3,381	2,32	-0,62	-0,44
$\lambda = 11$ мкм											
cir-04	0,0056	0,096	0,028	0,02	0,00	0,00	0,158	0,045	0,04	-0,01	0,00
	0,0112	0,210	0,056	0,05	-0,01	0,00	0,344	0,088	0,07	-0,01	0,00
	0,0224	0,436	0,110	0,09	-0,02	0,00	0,714	0,176	0,15	-0,03	0,00
cir-64	0,0700	2,483	0,696	0,49	-0,11	-0,09	3,964	1,090	0,78	-0,17	-0,14
	0,1400	4,887	1,345	0,95	-0,22	-0,17	7,705	2,065	1,47	-0,34	-0,26
	0,2800	9,423	2,519	1,77	-0,42	-0,33	14,476	3,692	2,60	-0,62	-0,47
$\lambda = 12$ мкм											
cir-04	0,0056	0,154	0,043	0,03	-0,01	0,00	0,255	0,072	0,05	-0,01	0,00
	0,0112	0,320	0,086	0,07	-0,02	0,00	0,527	0,141	0,11	-0,03	0,01
	0,0224	0,651	0,171	0,13	-0,03	0,00	1,069	0,281	0,22	-0,05	0,01
cir-64	0,0700	2,033	0,651	0,40	-0,17	-0,08	3,260	1,011	0,64	-0,25	-0,12
	0,1400	4,014	1,261	0,78	-0,32	-0,15	6,361	1,918	1,22	-0,49	-0,21
	0,2800	7,777	2,369	1,47	-0,62	-0,28	12,025	3,438	2,18	-0,89	-0,37

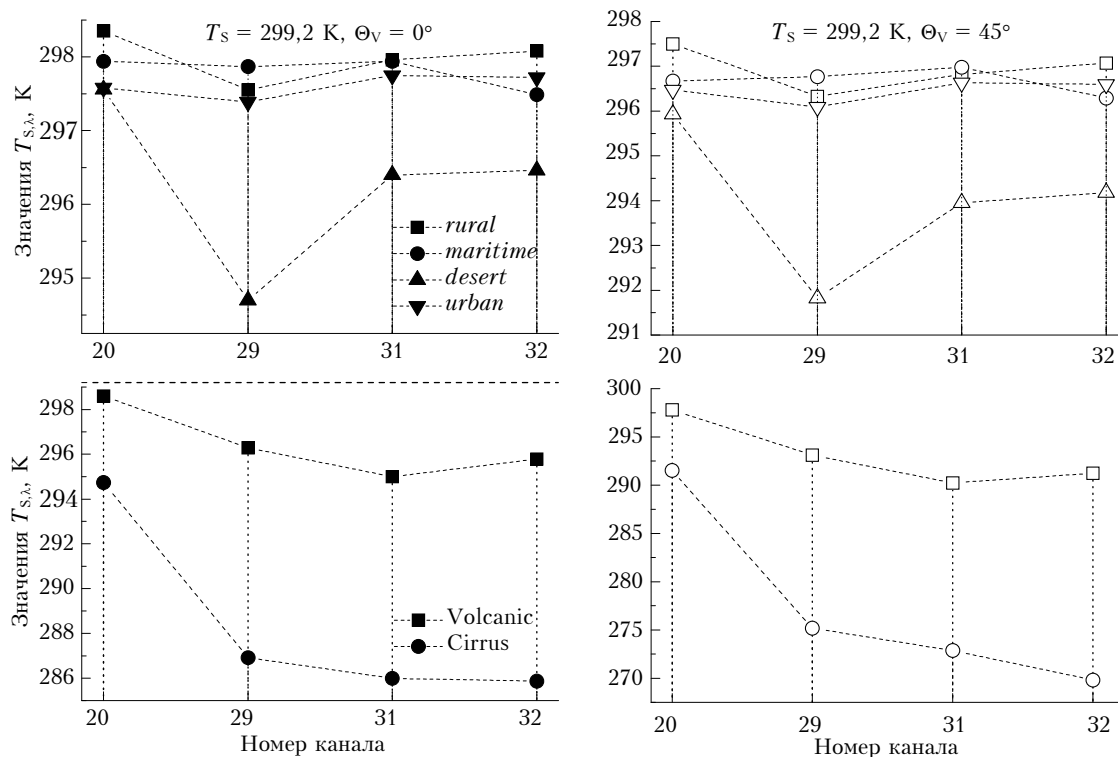


Рис. 4. Результаты восстановления мультиспектральных значений ТПП ($T_{S,\lambda}$) в условиях замутненной атмосферы

показало доминирующее влияние погрешности АОТ на точность расчета T_λ (соответственно и восстановления $T_{S,\lambda}$). Исключением является случай поствулканического стратосферного аэрозоля в канале $\lambda = 3,7$ мкм, где доминируют ошибки задания Θ_0 .

2. В канале $\lambda = 3,7$ мкм для условия $\delta T_H < 0,5$ К допустима погрешность δH задания высоты перистой облачности H_{CIR} в пределах свыше ± 2 км. Точность задания H_{CIR} в диапазоне 8–13 мкм определяется $\tau_{0,55}$ и Θ_V , которые для условия $\delta T_H < 0,5$ К связаны приближенным соотношением $\tau_{0,55} < 0,28 / (\delta H \sec \Theta_V)$. Для стратосферных аэрозольных слоев с высотой $H_{VLC} > 15$ км влияние ошибок задания высоты составляет менее 0,15 К и не является значимым.

3. Применение приближенной модели консервативного рассеяния в целом допустимо для каналов диапазона 8–13 мкм (в большей степени для приземного аэрозоля). В канале $\lambda = 3,7$ мкм применение модели CS ограничено достаточно узким диапазоном значений АОТ и фактически не является эффективным.

4. С помощью RTM-подхода после корректного учета молекулярного поглощения удастся для каждой из трех рассмотренных оптических ситуаций определить индивидуальные спектральные признаки, с помощью которых можно идентифицировать тип оптической ситуации – аэрозоль приземного слоя, поствулканический стратосферный аэрозоль и перистую облачность.

1. *Griggs M.* A method to correct satellite measurements of sea surface temperature for the effects of atmospheric

aerosols // *J. Geophys. Res. D.* 1985. V. 90, N 7. P. 12951–12959.

2. *Walton C.* Satellite Measurement of Sea Surface Temperature in the Presence of Volcanic Aerosols // *J. Appl. Meteorol.* 1985. V. 24, N 6. P. 501–507.

3. *Rao C.R.N.* Aerosol radiative corrections to the retrieval of sea surface temperatures from infrared radiances measured by the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) // *Int. J. Remote Sens.* 1992. V. 13, N 9. P. 1757–1769.

4. *Brown O.B., Minnett P.J.* MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document (SST ATBD), 1999 (version 2.0), 91 p. [Электронный ресурс]: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf

5. *Wan Z.* MODIS Land-Surface Temperature Algorithm. MODIS Algorithm Theoretical Background Document (LST ATBD) No. ATBD-MOD-11, 1999 (version 3.3), 75 p. [Электронный ресурс]: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf

6. *Афонин С.В., Соломатов Д.В.* Методика учета оптико-метеорологического состояния атмосферы для решения задач атмосферной коррекции спутниковых ИК-измерений // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 2. С. 147–153.

7. *Афонин С.В., Белов В.В., Соломатов Д.В.* Решение задач температурного мониторинга земной поверхности из космоса на основе RTM-метода // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 12. С. 1056–1063.

8. *Афонин С.В.* Результаты тестирования двух методов атмосферной коррекции спутниковых ИК-измерений температуры земной поверхности // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 4. С. 308–310.

9. *Соломатов Д.В.* Алгоритмы и программные средства атмосферной коррекции спутниковых ИК-измерений на основе RTM-метода: Автореф. дис. ... канд. тех. наук. Томск: ИОА СО РАН, 2010. 21 с.

10. *Афонин С.В.* К вопросу о применимости восстановленных из космоса метеоданных MODIS для атмосферной коррекции спутниковых ИК-измерений // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 8. С. 684–690.
11. *Remer L.A., Tanre D., Kaufman Y.* Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: Collection 5. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-02 (2006). 87 p. [Электронный ресурс]: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod02.pdf
12. *Hu R.-M., Martin R. V., Fairlie T.D.* Global retrieval of columnar aerosol single scattering albedo from space-based observations // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, D02204. doi:10.1029/2005JD006832.
13. *Lee K.H., Li Z., Wong M.S., Xin J., Wang Y., Hao W.-M., Zhao F.* Aerosol single scattering albedo estimated across China from a combination of ground and satellite measurements // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, D22S15. doi:10.1029/2007JD009077.
14. *Ignatov A.* Estimation of the Aerosol Phase Function in Backscatter from Simultaneous Satellite and Sun-Photometer Measurements // J. Appl. Meteorol. 1997. V. 36, N 6. P. 688–694.
15. *Kneizys F.X., Abreu L.W., Anderson G.P., Chetwynd J.H., Shettle E.P., Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.C., Acharya P., Rothman L.S., Selby J.E.A., Gallery W.O., Clough S.A.* The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Model, Phillips Laboratory, Hanscom AFB contract F19628-91-C-0132 with Ontar Corp., 1996.
16. *King M.D., Tsay S.C., Platnick S.E., Wang M., Liou K.N.* Cloud Retrieval Algorithms for MODIS: Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic Phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-05, 1997 (version 5), 78 p. [Электронный ресурс]: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod04.pdf
17. *Menzel W.P., Frey R.A., Baum B.A., Zhang H.* MODIS Cloud top properties and cloud phase algorithm. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-04, 2006 (version 7). 55 p. [Электронный ресурс]: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod05.pdf
18. *Roskovensky J.K., Liou K.N.* Simultaneous determination of cirrus optical depths over oceans from MODIS data: some case studies // J. Atmos. Sci. 2006. V. 63, N 9. P. 2307–2323.
19. *Ackerman S.A.* Using the radiative temperature difference at 3.7 μm and 11 μm to trace dust outbreaks // Remote Sens. Environ. 1989. V. 27, N 2. P. 129–133.
20. *Ackerman S.A.* Remote sensing aerosols using satellite infrared observations // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102, N 14. P. 17069–17079.
21. *Merchant C.J., Embury O., Le Borgne P., Bellec B.* Saharan dust in nighttime thermal imagery: detection and reduction of related biases in retrieved sea surface temperature // Remote Sens. Environ. 2006. V. 104, N 1. P. 15–30
22. *Qu J.J., Hao X., Kafatos M., Wang L.* Asian dust storm monitoring combining Terra and Aqua MODIS SRB measurements // IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens. 2006. V. 3, N 4. P. 484–486.
23. *Hao X., Qu J.J.* Saharan dust storm detection using moderate resolution imaging spectroradiometer thermal infrared bands // J. Appl. Remote Sens. 2007. V. 1, N 013510. P. 1–9.

S.V. Afonin. Exploring the capabilities of IR monitoring of aerosol and cirrus clouds from space, aiming at atmospheric correction of satellite images of the underlying surface.

Data of numerical simulation are used to explore the capability of IR monitoring of aerosol and cirrus clouds from space for the purposes of atmospheric correction of satellite images of the Earth's surface under conditions of the turbid atmosphere. Three types of the optical situations are considered: aerosol of the near-ground layer, stratospheric volcanic aerosol, and cirrus clouds. We estimated the sensitivity of numerical simulation results to errors of specifying the optical depth, single scattering albedo, as well as aerosol or cloud scattering phase function. We separated the spectral characteristics, which help to classify different optical situations with a subsequent retrieval of optical depth.