

## Пыльная мгла на Северо-Китайской равнине

Г.И. Горчаков<sup>1</sup>, О.И. Даценко<sup>1</sup>, В.М. Копейкин<sup>1</sup>, А.В. Карпов<sup>1</sup>,  
Р.А. Гушчин<sup>1</sup>, И.А. Горчакова<sup>1</sup>, С.Ф. Мирсайтов<sup>2</sup>, Т.Я. Пономарева<sup>3\*</sup>

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН  
119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 3

<sup>2</sup>МИРЭА – Российский технологический университет  
107996, г. Москва, ул. Стромынка, 20

<sup>3</sup>Гидрометцентр России  
123242, г. Москва, пер. Б. Предтеченский, 11–13

Поступила в редакцию 7.10.2021 г.

По данным мониторинга в XXI в. на станциях AERONET в регионе Пекина установлено, что при заносах пыльной мглы с аэрозольной оптической толщиной до 4,0–4,5 оптические и микрофизические характеристики пылевого аэрозоля определяются его грубодисперсной фракцией с модальным радиусом частиц ~ 2–4 мкм и массовым содержанием пылевого аэрозоля, достигающим 11–12 г/м<sup>2</sup>. Согласно данным мониторинга на станциях Beijing и Xinglong в апреле 2006 г. и на станции Beijing-CAMS в марте 2021 г., мнимая часть показателя преломления вещества пылевого аэрозоля в условиях оптически плотной пыльной мглы сравнительно мала: ~ 0,0005–0,003 с вероятностью обнаружения 54 и 77% на станциях Beijing и Xinglong соответственно в апреле 2006 г. Анализ пространственного распределения аэрозольной оптической толщины и данных реанализа полей ветра показал, что в апреле 2006 г. наблюдался дальний перенос пылевого аэрозоля из пустыни Такла-Макан на Северо-Китайскую равнину (СКР). Рассчитаны аэрозольные радиационные форсинги на верхней и нижней границах атмосферы в период распространения пыльной мглы на территории КНР. Показано, что при интенсивных заносах пылевого аэрозоля в регион Пекина эффективность аэрозольного радиационного форсинга достигала 85 Вт/м<sup>2</sup> на верхней границе атмосферы и 135–140 Вт/м<sup>2</sup> на нижней границе атмосферы. С использованием данных реанализа полей ветра, данных спутникового мониторинга аэрозольной оптической толщины и результатов восстановления оптических и микрофизических характеристик тропосферного аэрозоля получена оценка массового потока пылевого аэрозоля из пустыни Такла-Макан на СКР в апреле 2006 г. (~ 1,5 т/с) и суммарной массы перенесенного на СКР за сутки пылевого аэрозоля (~ 1,5 млн т).

*Ключевые слова:* пылевой аэрозоль, оптические и микрофизические характеристики, распределение частиц по размерам, массовое содержание аэрозоля, циркуляция атмосферы, дальний перенос, массовой поток аэрозоля, аэрозольный радиационный форсинг; dust aerosol, optical and microphysical characteristics, particle size distribution, aerosol mass content, circulation of atmosphere, long-range transport, aerosol mass flux, aerosol radiative forcing.

### Введение

Пылевой аэрозоль (ПА) заметно влияет на радиационный режим атмосферы в глобальном масштабе, на процессы в биосфере и на здоровье населения [1–8]. Основным источником минерального ПА – опустыненные территории, где ПА генерируется с подстилающей поверхности под воздействием ветропесчаного потока [1, 2, 9–12]. Существенный вклад в глобальное запыление атмосферы

вносит конвективная турбулентная эмиссия пылевого аэрозоля (convective turbulent dust emission) на засушливых территориях [13–18].

При некоторых погодных условиях на опустыненных территориях возникают пыльные бури, что приводит к крупномасштабному переносу ПА на большие расстояния. Пример – перенос ПА из пустыни Сахара в Южную и Центральную Америку [19, 20].

Крупномасштабные заносы пылевого аэрозоля из пустынь Гоби, Такла-Макан и др. часто наблюдаются на Северо-Китайской равнине (СКР), включая регион Пекина, что приводит к сильной запыленности атмосферы, радикальному изменению ее радиационного режима и значительному превышению допустимой концентрации аэрозоля в приземном слое [21–23]. Процессы и последствия крупномасштабных заносов ПА на СКР до сих пор недостаточно изучены. В частности, мало внима-

\* Геннадий Ильич Горчаков (gengor@ifaran.ru); Олег Игоревич Даценко (datsenko@ifaran.ru); Владимир Михайлович Копейкин (kopeikin@ifaran.ru); Алексей Владимирович Карпов (karpov@ifaran.ru); Роман Альбертович Гушчин (gushchin@ifaran.ru); Ираида Александровна Горчакова (gorchakova@ifaran.ru); Сергей Фаритович Мирсайтов (msf\_25@mail.ru); Татьяна Яковлевна Пономарева (ponomareva\_tya@mail.ru).

ния уделяется исследованию влияния регионально-го смогообразования на трансформацию ПА [24–26].

Цель настоящей работы – исследование вариаций оптических и микрофизических характеристик (ОМХ) пылевого аэрозоля, оценка вкладов в ОМХ грубодисперсной и тонкодисперсной фракций аэрозоля, анализ изменчивости мнимой части показателя преломления вещества ПА при заносах оптически плотной пыльной мглы в регион Пекина, определение массового содержания ПА в столбе атмосферы и оценка эффективности радиационных форсингов ПА на верхней и нижней границах атмосферы. Оценка интенсивности переноса ПА на СКР из пустыни Такла-Макан в апреле 2006 г. выполняется с использованием информации о пространственном распределении аэрозольной оптической толщины (АОТ) над Китайской Народной Республикой (КНР), результатов реанализа полей ветра в атмосфере и результатов восстановления ОМХ при заносах пыльной мглы в регион Пекина.

## 1. Оптические и микрофизические характеристики пылевого аэрозоля

В XXI в. в весенние сезоны на СКР, включая регион Пекина, часто наблюдались крупномасштабные заносы пылевого аэрозоля. В частности, сильное запыление воздушного бассейна Пекина произошло в марте 2021 г.

Об интенсивности заносов ПА можно судить по данным мониторинга спектральных зависимостей АОТ ( $\tau(\lambda)$ , где  $\lambda$  – длина волны света), в области спектра 440–1020 нм на станциях AERONET [27].

На рис. 1 показаны корреляционные связи АОТ1020 и АОТ440 по данным мониторинга (уровень L1.0) на станции AERONET Beijing (39.977° с.ш., 116.381°) в апреле 2001 г., в апреле 2006 г., в марте 2021 г., а также на станции AERONET Beijing\_RADI (40.005° с.ш., 116.379° в.д.) в апреле 2020 г. (данных уровня L2.0 слишком мало для адекватной оценки изменчивости). Выделены ситуации с значениями отношения  $k = \tau_{1020} / \tau_{440} \approx 1,0$  (линия 1) и 0,91 (линия 2). Поскольку в рассматриваемой области спектра АОТ ПА слабо зависит от длины волны, то, очевидно, что при  $k = 0,9–1,0$  АОТ определяется в основном ПА. Согласно данным рис. 1 в видимой области спектра АОТ при заносах ПА в регионе Пекина может достигать 4,0–4,5.

Были проанализированы вариации микроструктуры ПА в воздушном бассейне Пекина. На рис. 2 представлены результаты восстановления функции распределения частиц тропосферного аэрозоля по размерам  $\psi(r) = dV(r)/d\ln r$ , где  $r$  – радиус частицы;  $V(r)$  – накопленный объем по данным мониторинга (уровень L1.5) на станциях AERONET Beijing в апреле 2006 г. (1 – 16.04 в 7:38; 2 – 23.04 в 0:11; 3 – 30.04 в 9:46); на станции Xinglong (40,396° с.ш., 117,578° в.д.) в апреле 2006 г. (4 – 26.04 в 6:11; 5 – 17.04 в 6:10; 6 – 30.04 в 8:19); на станции Beijing-CAMS (39,933° с.ш., 116,317° в.д.) в марте 2021 г. (7 – 22.03 в 0:18; 8 – 28.03 в 02:31); на станции Beijing\_RADI в апреле 2018 г. (9 – 17.04 в 23:22) и в апреле 2020 г. (10 – 16.04 в 7:41).

Видно, что при интенсивных заносах ПА вариации функции распределения  $\psi(r)$  определяются

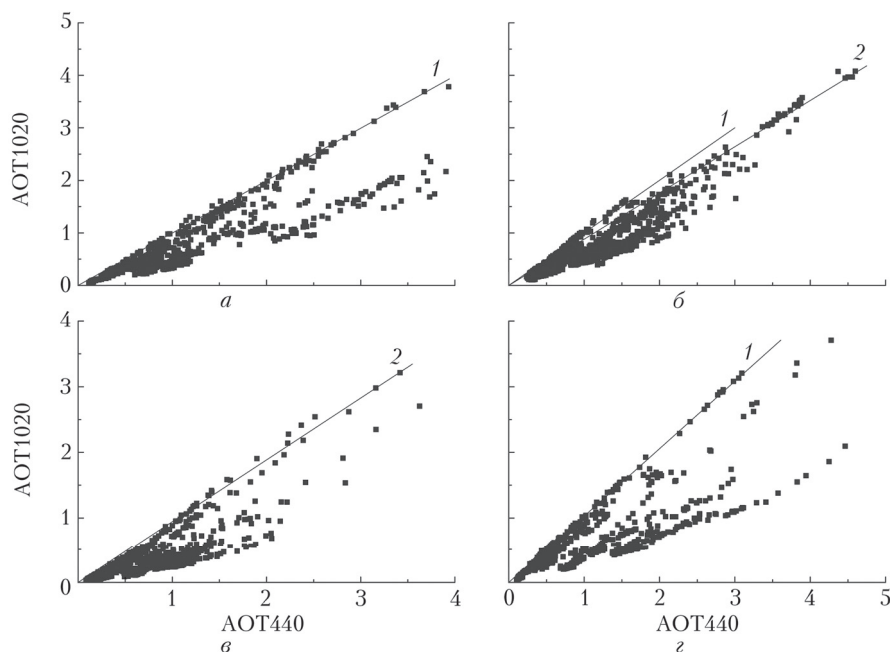


Рис. 1. Корреляционные связи в АОТ на  $\lambda = 1020$  и  $440$  нм по данным мониторинга (черные квадраты) на станции AERONET Beijing в апреле 2001 г. (а), в апреле 2006 г. (б), в марте 2021 г. (з) и на станции Beijing\_RADI в апреле 2020 г. (е);  $\text{АОТ}_{1020} / \text{АОТ}_{440} = 1,0$  (прямые 1) и 0,91 (прямые 2)

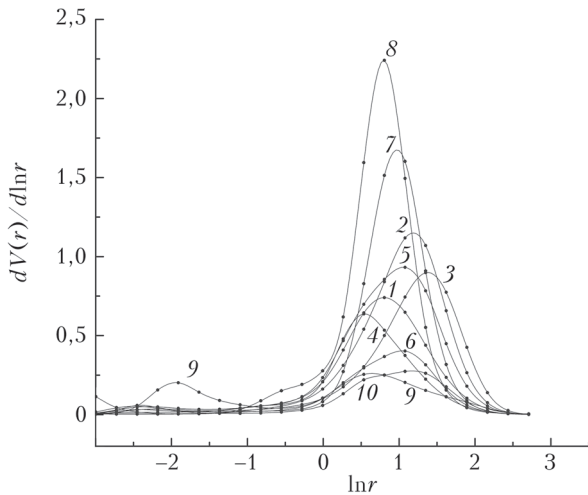


Рис. 2. Распределения частиц тропосферного аэрозоля по радиусам по данным мониторинга на станциях AERONET Beijing (1–3) в апреле 2006 г., Xinglong (4–6) в апреле 2006 г., Beijing-CAMS (7, 8) в марте 2021 г., Beijing\_RADI в апреле 2018 г. (9) и в апреле 2020 г. (10)

в основном его грубодисперсной фракцией. При снижении уровня запыления, как правило, становится заметным вклад тонкодисперсной фракции аэрозоля в вариации  $\psi(r)$ .

Сведения о вариациях оптических и микрофизических характеристик аэрозоля при заносах пыльной мглы в регион Пекина представлены в табл. 1 для вышеперечисленных 10 случаев.

Спектральные зависимости АОТ для грубодисперсной и тонкодисперсной фракций аэрозоля  $\tau_c(\lambda)$  и  $\tau_f(\lambda)$  с удовлетворительной точностью аппроксимируются формулой Ангстрема  $\tau(\lambda) = \tau_0(\lambda_0/\lambda)^\alpha$ , где  $\tau_0$  – аэрозольная оптическая толщина для фиксированной длины волны  $\lambda_0$ ;  $\alpha$  – показатель Ангстрема. Спектры ослабления могут быть восстановлены по приведенным в табл. 1 значениям  $\tau_{675}^{(f)}$ ,  $\tau_{675}^{(c)}$ ,  $\alpha_f$  и  $\alpha_c$ . Показатель Ангстрема  $\alpha_c$  для фракции грубодисперсного аэрозоля меняется (согласно данным табл. 1) в сравнительно узких пределах от  $-0,11$  до  $-0,19$ , а параметр  $\alpha_f$  – от  $1,06$  до  $2,35$ . В табл. 1 приведены максимальные значения  $\psi_f$  и  $\psi_c$  функции распределения  $\psi(r)$  для тонкодис-

персной и грубодисперсной фракций аэрозоля и соответствующие модальные радиусы частиц  $r_f$  и  $r_c$ , при которых достигаются вышеуказанные максимумы. Отметим, что при больших значениях  $\psi_c$ , как правило, наблюдаются меньшие значения  $\delta_{675}^{(f)} = \tau_{675}^{(f)} / (\tau_{675}^{(f)} + \tau_{675}^{(c)})$  ( $0,06$ – $0,07$  в случаях 7 и 8;  $0,11$ – $0,27$  в случаях 1–6;  $0,62$  в случае 9).

Функции распределения частиц грубодисперсного аэрозоля по радиусам были аппроксимированы логнормальными распределениями, что позволило определить соответствующие параметры полуширины распределений  $\gamma_c$  и уточнить модальные радиусы  $r_c$ , значения которых приведены в табл. 1. Оказалось, что  $r_c$  варьируется в диапазоне  $\sim 1,92$ – $3,67$  мкм (среднее значение  $2,65$  мкм). Параметры  $\gamma_c$  и  $r_c$  оценивались по результатам аппроксимации нормированной функции распределения  $\psi_c^*(r)$  логнормальным распределением  $\phi(r) = \exp[-(\ln r - \ln r_c)^2 / 2\gamma_c^2]$ . Среднее значение параметра  $\gamma_c = 0,50$  и  $\sim 0,35$  для случаев интенсивного запыления Пекина в марте 2021 г. (7 и 8 в табл. 1).

Алгоритм и методика восстановления микрофизических параметров тропосферного аэрозоля по данным измерений оптических характеристик атмосферы с помощью фотометров CIMEL описаны в работе [28]. В частности, в рассматриваемом случае, согласно данным измерений в регионе Пекина в апреле 2006 г. и марте 2021 г., действительная часть показателя преломления пылевого аэрозоля на  $\lambda = 675$  нм (табл. 1) менялась чаще всего в пределах от  $1,50$  до  $1,60$  при слабо выраженной спектральной зависимости в диапазоне длин волн от  $440$  до  $1020$  нм.

На радиационный режим атмосферы влияет поглощательная способность аэрозоля [29, 30]. Из табл. 1 следует, что при интенсивном запылении атмосферы Пекина ( $\tau_{675}^{(c)} > 1,0$ ) мнимая часть показателя преломления  $\kappa_{675}$ , как правило, не превышала  $0,003$ . О спектральной зависимости  $\kappa$  можно судить по данным, приведенным в табл. 2. Повышенные значения  $\kappa$  на  $\lambda = 440$  нм обусловлены влиянием коричневого углерода на оптические характеристики аэрозоля в воздушном бассейне Пекина [31–34].

Таблица 1

Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля по данным мониторинга на станциях AERONET Beijing в апреле 2006 г. (1–3), Xinglong в апреле 2006 г. (4–6), Beijing-CAMS в марте 2021 г. (7, 8) и Beijing\_RADI в апреле 2018 (9) и 2020 гг. (10)

№	$\tau_{440}$	$k$	$\tau_{675}^{(c)}$	$\alpha_c$	$\tau_{675}^{(f)}$	$\alpha_f$	$n_{675}$	$10^3 \kappa_{675}$	$\omega_{675}$	$\psi_f$	$\psi_c$	$\gamma_c$	$r_f$ , МКМ	$r_c$ , МКМ
1	1,77	0,77	1,11	-0,15	0,39	1,64	1,60	1,1	0,974	0,05	0,74	0,51	0,11	2,46
2	1,33	1,01	1,20	-0,23	0,15	1,06	1,60	2,3	0,929	0,01	1,16	0,47	0,05	3,12
3	1,32	0,77	0,84	-0,11	0,28	1,70	1,60	3,0	0,917	0,04	0,90	0,48	0,11	3,67
4	1,44	0,82	0,98	-0,16	0,29	1,68	1,55	0,5	0,989	0,05	0,65	0,45	0,09	1,92
5	1,66	0,93	1,32	-0,15	0,28	1,33	1,60	1,1	0,974	0,02	0,93	0,58	0,15	2,61
6	0,91	0,74	0,55	-0,14	0,20	1,82	1,60	1,7	0,959	0,03	0,41	0,55	0,09	2,51
7	1,39	1,01	1,32	-0,11	0,09	1,43	1,52	0,6	0,980	0,01	0,74	0,37	0,05	2,64
8	2,41	1,01	2,29	-0,14	0,18	1,61	1,47	1,1	0,972	0,01	2,22	0,33	0,05	2,32
9	1,74	0,43	0,42	-0,19	0,69	1,76	1,45	3,0	0,956	0,20	0,26	0,64	0,15	2,24
10	0,66	0,63	0,39	-0,15	0,12	2,35	1,54	3,4	0,916	0,07	0,30	0,63	0,09	2,94

Таблица 2

Мнимая часть показателя преломления ( $10^3 \kappa$ ) аэрозоля по данным мониторинга на станциях AERONET Beijing-CAMS 22.03.2021 г. в 00:18 (1), Xinglong 16.04.2006 г. в 06:11 (2) и 30.04.2006 г. в 08:19 (3), Beijing 23.04.2006 г. в 00:11 (4) и Beijing\_RADI 16.04.2020 г. в 07:41 (5)

№	$\lambda$ , нм			
	440	675	870	1020
1	3,0	0,6	0,5	0,5
2	2,2	0,5	1,0	1,2
3	5,2	1,7	1,9	2,1
4	4,3	2,3	2,4	2,6
5	4,3	3,4	3,4	3,5

Был выполнен статистический анализ вариаций  $\kappa_{675}$  по данным мониторинга (уровень L1.5) на станциях AERONET Beijing и Xinglong в апреле 2006 г. На рис. 3 показаны соответствующие эмпирические функции распределения  $\kappa_{675}$  для полных ансамблей (уровень L1.5) наблюдательных данных (57 реализаций для станции Beijing и 64 — для станции Xinglong). Оказалось, что значения  $\kappa_{675} < 0,003$  наблюдались на станции Beijing в 54% случаев, а на станции Xinglong — в 77% случаев.

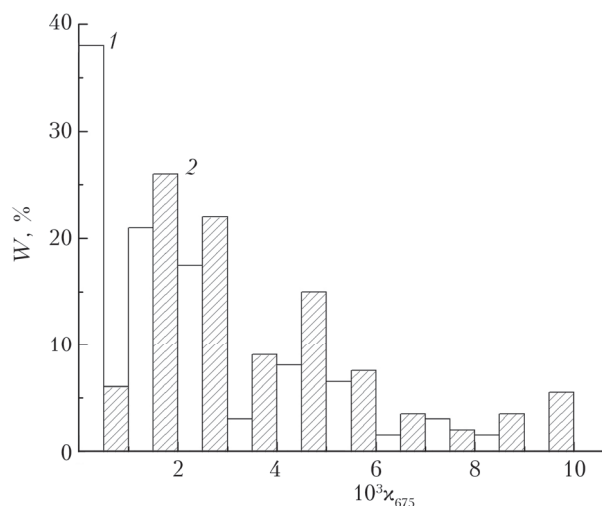


Рис. 3. Эмпирические функции распределения мнимой части показателя преломления по данным мониторинга на станциях AERONET Xinglong (1) и Beijing (2) в апреле 2006 г.

Таким образом, ОМХ тропосферного аэрозоля при заносах оптически плотной мглы в регион Пекина определяются его грубодисперсной фракцией, которая отличается сравнительно слабой поглощательной способностью по сравнению с результатами некоторых научных исследований.

## 2. Крупномасштабная циркуляция атмосферы на территории КНР в апреле 2006 г.

Появление оптически плотной пыльной мглы на СКР, в частности в регионе Пекина, обусловле-

но дальним переносом ПА из пустынь Гоби, Такла-Макан и др. С целью выяснения причин интенсивного запыления воздушного бассейна Пекина была проанализирована циркуляция атмосферы над КНР в апреле 2006 г. по данным реанализа полей ветра (Гидрометцентр РФ). Анализ показал, что в середине апреля этого года над КНР сформировалось тропосферное течение шириной более 1000 км, способное перенести ПА на территорию СКР из пустыни Такла-Макан.

На рис. 4, *a–в* показаны поля ветра 13, 14 и 15 апреля 2006 г. на уровне 500 мб, а на рис. 4, *г* — поле ветра 14 апреля 2006 г. на уровне 700 мб. Скорость ветра в указанном течении достигала 20 м/с и выше.

## 3. Пространственное распределение аэрозольной оптической толщины

О пространственном распределении оптически плотной пыльной мглы можно судить по данным мониторинга АОТ. В настоящей работе использованы данные мониторинга АОТ на  $\lambda = 550$  нм, полученные с помощью спектрорадиометров MODIS, установленные на спутниках Aqua и Terra [35, 36].

На рис. 5 показано пространственное распределение АОТ над КНР 12–13 апреля 2006 г. Видно, что область больших значений АОТ почти полностью накладывается на область вышеупомянутого струйного тропосферного течения. Повышенные значения АОТ (до 3,5–4,0) наблюдались над пустыней Такла-Макан, которая в рассматриваемом случае является источником ПА. В целом пространственное распределение АОТ соответствует западно-восточному переносу ПА струйным течением. При ширине потока в узкой части сформировавшегося пылевого факела ~400–500 км АОТ варьируется примерно от 0,8 до 1,2.

## 4. Радиационные эффекты пылевого аэрозоля

С использованием радиационной модели ИФА [37–39] были рассчитаны радиационные форсинги тропосферного аэрозоля на верхней ( $R_1$ ) и нижней ( $R_2$ ) границах атмосферы при крупномасштабных задымлениях воздушного бассейна КНР. На рис. 6 показаны пространственные распределения  $R_1$  и  $R_2$  14–15 апреля 2006 г. Над пустыней Такла-Макан аэрозольный радиационный форсинг на верхней границе атмосферы превышает (по модулю) 170 Вт/м<sup>2</sup>, а на нижней границе достигает примерно 290 Вт/м<sup>2</sup>.

На СКР на аэрозольный радиационный форсинг заметно влияют процессы смогообразования [24]. Следует отметить, что пространственное распределение аэрозольных радиационных форсингов  $R_1$  и  $R_2$  подобно пространственному распределению АОТ. По рис. 5 и 6 можно судить об эволюции пыльной мглы за 12–15 апреля 2006 г.



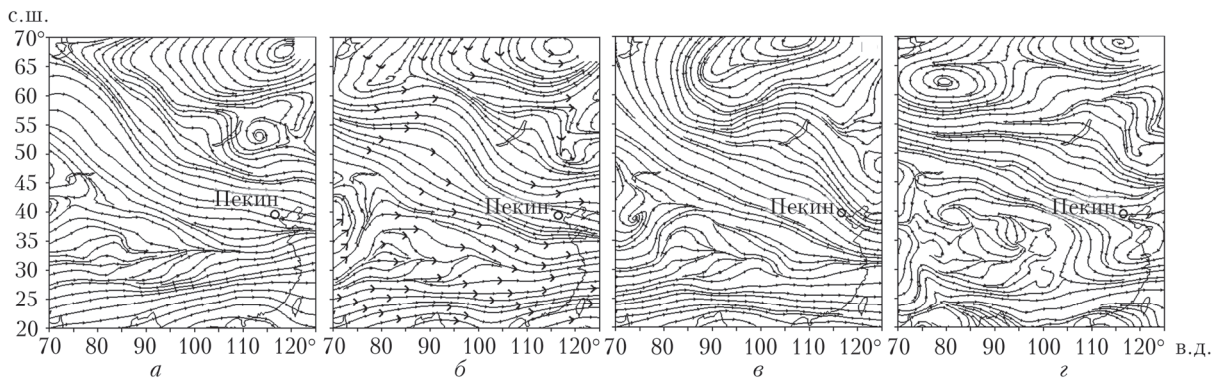


Рис. 4. Поле ветра над КНР на уровне 500 мб 13 (а), 14 (б) и 15 (в) апреля и на уровне 700 мб 14 апреля 2006 г. (г)

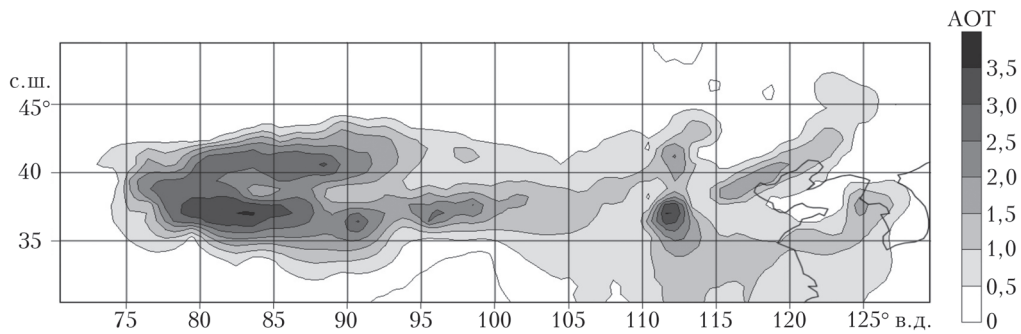


Рис. 5. Пространственное распределение АОТ над КНР на  $\lambda = 550$  нм 12–13 апреля 2006 г.

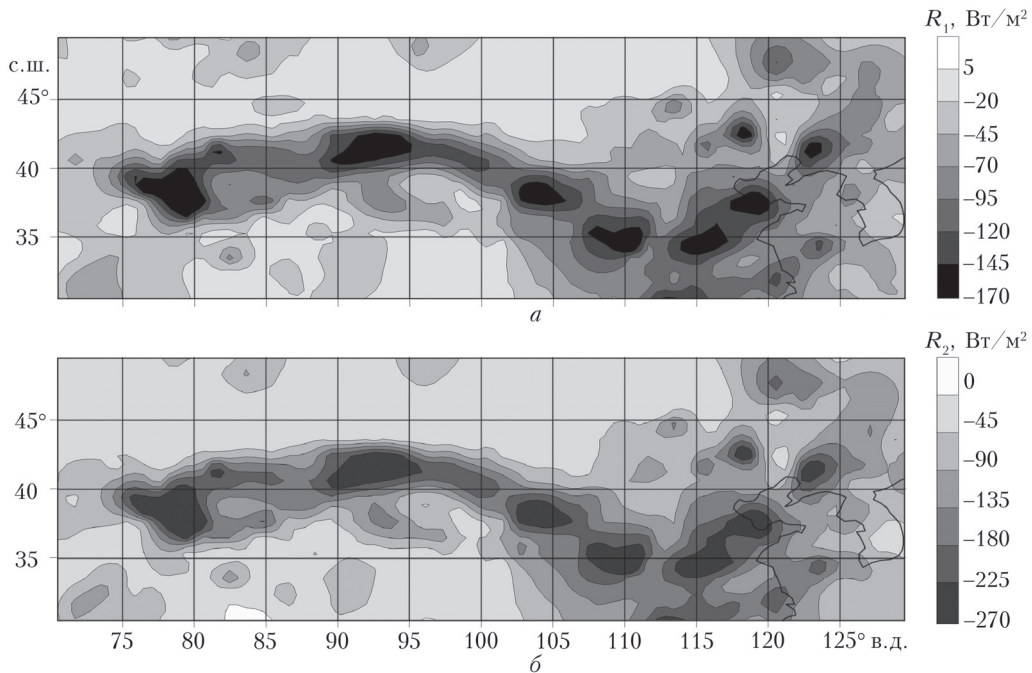


Рис. 6. Аэрозольный радиационный форсинг на верхней (а) и нижней (б) границах атмосферы на территории КНР 14–15 апреля 2006 г.

Были рассчитаны эффективности аэрозольных радиационных форсингов  $\eta = -R/\tau$  для пыльной мглы. Согласно данным мониторинга на станциях AERONET Beijing и Xinglong в апреле 2006 г. и на станции Beijing-CAMS в марте 2021 г., в случаях интенсивного запыления

и слабого поглощения коротковолновой радиации ПА эффективность радиационного форсинга на верхней границе атмосферы составляла  $\sim 85$  Вт/м<sup>2</sup>, что существенно больше, чем в смоге на СКР (45 Вт/м<sup>2</sup> [24]), а на нижней границе атмосферы – 135–140 Вт/м<sup>2</sup> (в смоге на СКР

145 Вт/м<sup>2</sup>). Отсюда следует, что эффективность аэрозольного радиационного форсинга для толщи атмосферы ( $R_3$ ) составляет 50–55 Вт/м<sup>2</sup> (в смоге 100 Вт/м<sup>2</sup> [24]).

## 5. Оценка интенсивности переноса пылевого аэрозоля на СКР

Интенсивность переноса ПА из пустыни Такла-Макан на СКР оценим для периода 12–15 апреля 2006 г., когда перенос аэрозоля обеспечивался описанным выше тропосферным течением. О пространственном распределении ПА в этот период можно судить по данным мониторинга АОТ 12–13 апреля 2006 г. (см. рис. 5) и по результатам восстановления аэрозольного радиационного форсинга на верхней и нижней границах атмосферы 14–15 апреля 2006 г. (см. рис. 6). Анализ данных мониторинга АОТ показал, что ширина потока пылевого аэрозоля на меридианах 105° в.д. и 110° в.д. при среднем уровне АОТ550 = 1,0 составляет 400–500 км.

При интенсивных заносах ПА, как показано выше, вклад тонкодисперсной фракции аэрозоля в распределение объемов по размерам частиц и в наблюдаемую аэрозольную оптическую толщину сравнительно мал. Поэтому в первом приближении его можно не учитывать. Суммарный объем пылевого аэрозоля  $V_0$  в столбе атмосферы оценим по данным AERONET из соотношения  $V_0 =$

$$= \int \psi(r) d \ln r \cong \Delta \ln r \sum_{k=1}^n \psi(r_k), \text{ где } \Delta \ln r = 0,27.$$

В соответствии с данными табл. 1 средний медианный радиус частиц ПА  $r_0 = \bar{r}_c = 2,65$  мкм, а среднее значение параметра полуширины  $\gamma = \bar{\gamma}_c = 0,50$ . Отсюда следует, что  $\psi_{\max} = \psi(r_0) = \bar{\psi}_c = V_0 / \bar{\gamma}_c \sqrt{2\pi} = 0,8V_0$ . Аэрозольная оптическая толщина ПА  $\tau(\lambda) = \int K(x) \pi r^2 N(r) d \ln r$ ;  $x = 2\pi r / \lambda$ ,  $K(x)$  – фактор эффективности ослабления;  $N(r)$  – содержание частиц ПА в столбе атмосферы. Для ПА в области спектра 440–1020 нм положим  $K(x) = \text{const} = 2,0$ , откуда следует, что  $\tau(\lambda) = \text{const} = \tau_0$ . Следовательно,  $\tau_0 = 2\pi \int r^2 N(r) d \ln r$ .

Произведение  $r^2 N(r)$  можно выразить через  $\psi(r)$ , что приводит к соотношению

$$\tau_0 = \frac{3}{2} \int \frac{\psi(r)}{r} d \ln r.$$

Запишем

$$\frac{V_0}{\tau_0} = \frac{2r_0}{3} \xi,$$

где  $\xi = \sum_{k=1}^n \psi_k / \sum_{k=1}^n \frac{r_0}{r_k} \psi(r_k)$ . Суммирование распространяется на диапазон  $r \geq 0,5$  мкм.

Для рассматриваемого нами среднего распределения частиц пылевого аэрозоля по размерам  $\xi = 0,77$ . Учитывая, что среднее значение  $\tau_0 = 1,0$ , получим  $V_0 = 1,36 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/см<sup>2</sup>. Массовое содержание ПА в столбе атмосферы  $M_0 = \rho V_0$ , где  $\rho$  – плотность вещества ПА. Принимая  $\rho = 2,0$  г/см<sup>3</sup>, получим  $M_0 = 2,7$  г/м<sup>2</sup>.

Согласно максимальным наблюдаемым значениям АОТ в пыльной мгле на СКР (рис. 1) массовое содержание ПА в регионе Пекина достигало 11–12 г/м<sup>2</sup>.

Поскольку перенос ПА на СКР происходил в выделенном слое атмосферы, будем считать, что средняя скорость ветра  $U$  в слое переноса постоянна и равна 15 м/с. В таком случае локальный поток аэрозоля  $f_0 = M_0 U = 2,7$  г/м<sup>2</sup> · 15 м/с  $\cong 40$  г/м/с. Полагая, что ширина потока ПА ( $\tau_0 = 1,0$ ) равна 400 км, получим, что полный массовый поток ПА на СКР  $F = B f_0 = 16$  т/с.

При постоянном потоке масса переносимого на СКР ПА за сутки составляет  $\sim 1,4$  млн т. Отметим, что в монодисперсном приближении  $\xi = 1,0$  и масса перенесенного на СКР пылевого аэрозоля в течение суток равна 1,8 млн т.

Таким образом, суммарная масса переносимого за сутки на СКР ПА достигает 1,5 млн т.

## Заключение

По данным мониторинга на станциях AERONET в XXI в., установлено, что в весенние сезоны иногда происходят интенсивные заносы ПА в регион Пекина, когда АОТ на длине волны 440 км увеличивается до 4,0–4,5, а массовое содержание ПА достигает 11–12 г/м<sup>2</sup>. Показано, что в распределении объемов по размерам частиц доминирует грубодисперсная фракция с модальным радиусом  $\sim 1,9$ –3,7 мкм (в среднем 2,64 мкм) и полушириной 0,33–0,64 (среднее значение 0,50).

По данным мониторинга оптических и микрофизических характеристик ПА в 2006 и 2021 гг. обнаружено, что при интенсивных заносах ПА в регион Пекина мнимая часть показателя преломления вещества аэрозоля сравнительно мала (в среднем  $\sim 0,0015$ ). Согласно данным мониторинга на станциях Beijing и Xinglong, где антропогенное загрязнение атмосферного воздуха меньше, чем в г. Пекине, в апреле 2006 г. вероятность обнаружения значений  $\kappa < 0,003$  для полных (уровень L1.5) массивов данных (Beijing-57, Xinglong-64) составляла 54 и 77% соответственно.

По данным реанализа полей ветра, в середине апреля 2006 г. над КНР обнаружено широкое течение в тропосфере, способное переносить пылевой аэрозоль из пустыни Такла-Макан на СКР.

Анализ пространственных распределений АОТ на  $\lambda = 550$  нм по данным мониторинга с использованием спектрорадиометров MODIS, установленных на спутниках Aqua и Terra, позволил визуализировать дальний перенос ПА из пустыни Такла-Макан

в апреле 2006 г. (в середине апреля наблюдалось максимальное содержание ПА).

Определены аэрозольные радиационные форсинги на верхней и нижней границах атмосферы при крупномасштабном запылении территории КНР. Установлено, что при заносах оптически плотной пыльной мглы на СКР эффективность аэрозольного радиационного форсинга составляла на верхней границе атмосферы  $\sim 85$  Вт/м<sup>2</sup>, на нижней границе атмосферы — 130–140 Вт/м<sup>2</sup>.

С использованием оценок параметров микроструктуры ПА, результатов спутникового мониторинга АОТ и данных реанализа полей ветра над КНР оценена интенсивность переноса ПА из пустыни Такла-Макан на СКР. Согласно полученным оценкам полный массовый поток пылевого аэрозоля на СКР достигает 16 т/с, а суммарная масса переносимого за сутки ПА —  $\sim 1,5$  млн т.

Авторы благодарят команду AERONET за возможность использования данных мониторинга и О.Г. Чхетиани за обсуждение результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 20-17-00214).

1. Mahowald N., Albani S., Kok J.F., Engelstaedter S., Scanza R., Ward D.S., Flanner M.G. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system // *Aeolian Res.* 2014. V. 15. P. 53–71.
2. Kok J.F., Parteli E.J., Michaels T.I., Bou Karam D. The physics of wind blown sand and dust // *Rep. Prog. Phys.* 2012. V. 75. P. 1–119.
3. Miller R., Tegen I., Perlwitz J. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109D. P. 04203.
4. Balkanski Y., Schulz M., Claquin T., Guibert S. Re-evaluation of mineral aerosol radiative forcings suggest a better agreement with satellite and AERONET data // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 81–95.
5. DeMott P., Sassen K., Poellot M., Baumgardner D., Rogers D., Brooks S., Prenni A., Kreidenweis S. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N 14. P. 1732.
6. Mather B.A., Prospero J.M., Mackie D., Gaiero D., Hesse P.P., Balkanski Y. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 99. P. 61–97.
7. Brunekreef B., Holgate S.T. Air pollution and health // *Lancet.* 2002. V. 360. P. 1233–1242.
8. Morman S.A., Plumlee G.S. The role of airborne mineral dusts in human disease // *Aeolian Res.* 2013. V. 9. P. 203–212.
9. Shao Y. *Physics and Modeling of Wind Erosion.* New York: Springer, 2000. 393 p.
10. Alfaro S.C., Gaudichet A., Gomes L., Maille M. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102D. P. 11239–11249.
11. Shao Y., Raupach M.R., Findlater P.A. The effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98D. P. 12719–12726.
12. Gillette D.A., Blifford D.A., Fryrear D.W. The influence of wind velocity on the size distributions of aerosols generated by the wind erosion of soils // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. P. 4068–4075.
13. Loosmore G.A., Hunt J.R. Below-threshold, nonabraded dust resuspension // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105D. P. 20.663–20.671.
14. Chkhetiani O.G., Gledzer E.B., Artamonova M.S., Iordanskii M.A. Dust resuspension under weak wind conditions: Direct observations and model // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 5147–5162.
15. Klose M., Shao Y. Stochastic parameterization of dust emission and application to convective atmospheric conditions // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 7309–7320.
16. Li X.Y., Klose M., Shao Y., Zhang H.S. Convective turbulent dust emission (CTDE) observed over Horqin Sandy Land area and validation of CTDE scheme // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2014. V. 119. P. 9980–9992.
17. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О. Организованная валиковая циркуляция и перенос минеральных аэрозолей в атмосферном пограничном слое // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2019. Т. 55, № 2. С. 17–31.
18. Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г. Об условиях ветрового выноса частиц почвы // *Вычислительная механика сплошных сред.* 2020. Т. 13, № 2. С. 175–188.
19. Swap R., Garstang M., Greco S., Talbot R., Kallberg P. Saharan dust in the Amazon Basin // *Tellus B.* 1992. V. 44. P. 133–144.
20. Grini A., Zender C. Roles of saltation, sandblasting, and wind speed variability on mineral dust aerosol size distribution during the Puerto Rican Dust Experiment (PRIDE) // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. D07202.
21. In H., Park S.U. Estimation of dust emission amount for a dust storm event occurred in April 1998 // *Water, Air, Soil Pollut.* 2003. V. 148. P. 201–221.
22. Liu M., Westphal D.L., Wang S. A high-resolution numerical study of the Asian dust storms of April 2001. // *J. Geophys. Res.* 2003. V. D 108. P. 8653.
23. Papayannis A.H., Zhang U., Amiridis V., Ju H.B., Chourdakis E. Extraordinary dust event over Beijing, China, during April 2006. Lidar, Sun photometric, satellite observations and model validation // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. P. L07806.
24. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Горчакова И.А., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Смог и дымная мгла на Северо-китайской равнине в июне 2007 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2019. Т. 32, № 6. С. 458–464; *Gorchakov G.I., Karpov A.V., Gorchakova I.A., Gushchin R.A., Datsenko O.I.* Smog and smoke haze over the North China plain in June 2007 // *Atmos. Ocean.* 2019. V. 32, N 6. P. 643–649.
25. Горчаков Г.И., Голицын Г.С., Ситнов С.А., Карпов А.В., Горчакова И.А., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Крупномасштабные дымки Евразии в июле 2016 г. // *Докл. РАН.* 2018. Т. 482. № 2. С. 209–212.
26. Горчаков Г.И., Ситнов С.А., Карпов А.В., Горчакова И.А., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Крупномасштабные дымки Евразии летом 2016 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2019. Т. 55, № 3. С. 41–51.
27. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima N., Lavenu F., Jakowiac L., Smirnov A. AERONET — a federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sens. Environ.* 1998. V. 66, N 1. P. 1–16.
28. Dubovik O., King M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 20673–20696.
29. Dubovik O., Holben B., Eck T., Smirnov A., Kaufman Y., King M., Tanre D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types



- observed in worldwide locations // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. P. 590–608.
30. *Russell P.B., Redemann J.B., Schmid B., Bergstrom R.W., Livingston J.M., McIntosh D.M., Ramirez S.A., Hartley S., Hobbs P.V., Quinn P., Carrico C.M., Rood M., Öström E., Noone K.J., von Hoyningen-Huene W., Remer L.* Comparison of aerosol single scattering albedos derived by diverse techniques in two North Atlantic experiments // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. P. 609–619.
  31. *Feng Y., Ramanathan V., Kotamarthi V.R.* Brown carbon: A significant atmospheric absorber of solar radiation? // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 8607–8621.
  32. *Горчаков Г.И., Васильев А.В., Веричев К.С., Семутникова Е.Г., Карпов А.В.* Тонкодисперсный коричневый углерод в задымленной атмосфере // *Докл. АН.* 2016. Т. 471, № 1. С. 91–97.
  33. *Горчаков Г.И., Карпов А.В., Васильев А.В., Горчакова И.А.* Коричневый и черный углерод в смогах мегаполисов // *Оптика атмосф. и океана.* 2017. Т. 30, № 1. С. 5–11; *Gorchakov G.I., Karpov A.V., Vasiliev A.V., Gorchakova I.A.* Brown and black carbons in megacity smogs // *Atmos. Ocean. Opt.* 2017. V. 30, N 3. P. 248–254.
  34. *Горчаков Г.И., Ситнов С.А., Семутникова Е.Г., Копейкин В.М., Карпов А.В., Горчакова И.А., Панкратова Н.В., Пономарева Т.Я., Кузнецов Г.А., Лоскутова О.В., Козловцева Е.А., Родина К.В.* Крупномасштабное задымление европейской территории России и Белоруссии в июле 2016 г. // *Исслед. Земли из космоса.* 2018. № 1. С. 27–42.
  35. *Salomonson V.V., Barnes W.L., Maymon P.W., Montgomery H.E., Ostrow H.* MODIS, advanced facility instrument for studies of the Earth as a system // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1989. V. 27. P. 145–153.
  36. *Levy R.C., Remer L.A., Mattoo S., Vermote E.F., Kaufman Y.J.* Second-generation operational algorithm: retrieval of aerosol properties over land from inversion of moderate resolution imaging spectroradiometer spectral reflectance // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. P. D13211.
  37. *Мохов И.И., Горчакова И.А.* Радиационный и температурный эффекты летних пожаров 2002 г. в Московском регионе // *Докл. АН.* 2005. Т. 400, № 4. С. 528–531.
  38. *Горчакова И.А., Мохов И.И.* Радиационный и температурный эффекты дымового аэрозоля в московском регионе в период летних пожаров 2010 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2012. Т. 48, № 5. С. 558–565.
  39. *Gorchakov G.I., Sitnov S.A., Sviridenkov M.A., Semoutnikova E.G., Emilenko A.S., Isakov A.A., Kopeikin V.M., Karpov A.V., Gorchakova I.A., Verichev K.S., Kurbatov G.A., Ponomareva T.Ya.* Satellite and ground-based monitoring of smoke in the atmosphere during the summer wildfires in European Russia in 2010 and Siberia in 2012 // *Int. J. Remote Sens.* 2014. V. 35, N 15. P. 5698–5721.

*G.I. Gorchakov, O.I. Datsenko, V.M. Kopeikin, A.V. Karpov, R.A. Gushchin, I.A. Gorchakova, S.F. Mirsaitov, T.Ya. Ponomareva.* **Dust haze over Northern China Plain.**

According to monitoring data at AERONET stations in Beijing region in the 21st century, the aerosol optical depth can attain 4.0–4.5 during a dust haze. The optical and microphysical characteristic of the tropospheric aerosol are determined by the coarse mode, with a modal radius of particles of ~2–4 μm and a mass content of dust aerosol of 11–12 g/m<sup>3</sup>. In accordance with monitoring data at the Beijing and Xinglong stations in April 2006 and at the Beijing-CAMS station in March 2021, the imaginary part of the refractive index of dust aerosol in an optically dense dust haze was comparatively small, from 0.0005 to 0.003, with the detection probability 54 and 77% at the Beijing and Xinglong stations, respectively. The spatial distribution of the aerosol optical depth and the wind field reanalysis data are analyzed. The analysis has shown the long-range dust aerosol transport from Takla-Makan desert to Northern China Plain in April 2006. The aerosol radiative forcing at the top and bottom of the atmosphere are calculated for the period of dust haze propagation in China. Its efficiency is shown to be 85 W/m<sup>2</sup> at the top of the atmosphere and attains 135–140 W/m<sup>2</sup> at the bottom in the Beijing region. Using the wind field reanalysis data, aerosol optical depth monitoring data, and retrievals of the optical and microphysical characteristics of the tropospheric aerosol, the dust aerosol mass flux from Takla-Makan desert to Northern China Plain and the daily total dust aerosol mass transport are estimated to be ~1.5 ton/s and 1.5 million tons, respectively.