

Ю.А. Пхалагов, В.Н. Ужegov, Н.Н. Щелканов

АЭРОЗОЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ АРИДНОЙ ЗОНЫ

Обсуждаются результаты измерений спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ в диапазоне длин волн $\lambda = 0,44 - 11,5$ мкм, проведенных в дымках аридной зоны Казахстана в 1984–1988 гг. Приведены статистические характеристики коэффициентов $\alpha(\lambda)$ и метеопараметров атмосферы для трех сезонов года (весна, лето, осень). Выявлена сезонная трансформация спектров $\alpha(\lambda)$ и дана ее физическая интерпретация.

Исследования оптических характеристик приземной атмосферы (и в частности, спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления) в разных регионах Земли представляются очень важными для разработки региональных эмпирических моделей атмосферы, которые наиболее адекватно отражают основные особенности той или иной климатической (географической) зоны. Анализ публикаций по исследованиям оптических характеристик атмосферы основных климатических зон Земли (океан, прибрежная зона морей и океанов, средние широты континентов, аридные зоны) показывает, что одной из наименее изученных в настоящее время является атмосфера районов с аридными условиями увлажнения (испаряемость намного превышает годовую сумму осадков [1]). В то же время в оптическом отношении пустынные районы очень интересны, поскольку они, занимая довольно большую часть суши (15–20 млн. км²), должны играть заметную роль в радиационном балансе Земли. Последнее обусловлено тем, что малооблачная погода, обычная для этих районов в теплые сезоны года, способствует интенсивному оттоку тепловой радиации в космос в ночное время суток.

Учитывая эти обстоятельства, Институтом оптики атмосферы СО РАН в 1984 г. были начаты экспериментальные исследования спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы субаридной зоны Казахстана (Западная часть озера Балхаш). Район измерений по своим климатическим характеристикам и типу подстилающей поверхности представляет собой типичную каменистую полупустыню. Поскольку в данном районе источников промышленных выбросов аэрозоля нет, то в отсутствие пыльных бурь можно считать, что в основном измерения проводились в условиях фоновой концентрации аэрозоля. Все оптические исследования сопровождались метеонаблюдениями, а в некоторых случаях проводились и микрофизические измерения аэрозоля с помощью оптического счетчика АЗ-5. Целью исследования было выявление особенностей аэрозольного ослабления видимого и ИК-излучения в дымках аридной зоны для разных сезонов года.

Измерения спектрального пропускания атмосферы (T_λ) осуществлялись в диапазоне длин волн $\lambda = 0,44 \div 11,5$ мкм (в 13 участках спектра) с помощью полностью автоматизированного измерителя прозрачности [2, 3]. Для выделения необходимой длины волны использовались интерференционные ($\lambda = 0,44 \div 2,2$ мкм) и комбинированные ($\lambda > 3$ мкм) светофильтры, центрированные в районе $\lambda_i = 0,44; 0,48; 0,55; 0,69; 0,87; 1,06; 1,22; 1,60; 2,17; 3,97; 9,2; 10,6$ и 11,5 мкм. Полуширина фильтров составляла около 10 нм в видимой области спектра, 15–20 нм в области $\lambda = 0,8 \div 2,2$ мкм и 0,15–0,30 мкм в диапазоне $\lambda = 3,9 \div 11,5$ мкм. Измерения проводились на приземной трассе протяженностью 4625 м. Среднеквадратическая погрешность измерений T_λ (при $T < 0,8$) не превышала 3% в диапазоне длин волн 0,44–1,06 мкм и 5% в области $\lambda > 1,06$ мкм.

Работы осуществлялись только в теплое время года в период с апреля по октябрь. В том числе весенних циклов было проведено два (1985 и 1987 гг.), летних – три (1984, 1986 и 1987 гг.) и осенних также три (1986, 1987 и 1988 гг.). Измерения проводились преимущественно круглосуточно с периодичностью один раз в час. Всего за время измерений было получено более тысячи усредненных спектров пропускания атмосферы. Усреднение проводилось по 3–4 реализациям, полученным за 30-минутную серию измерений. Для окончательной ста-

статистической обработки было отобрано 589 спектров пропускания атмосферы, измеренных в наиболее стабильных условиях, соответствующих атмосферным дымкам весны (230 реализаций), лета (167) и осени (192).

Первые результаты этих исследований были опубликованы нами в [4], где рассматривались особенности спектральной структуры коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения в весенних дымках на основе только массива 1985 г. В данной же статье приводятся результаты статистического анализа всего массива данных, полученных в период 1984 – 1988 гг.

Метеоусловия измерений

Средние значения температуры (\bar{t}), относительной влажности (\bar{R}) воздуха, парциального давления паров воды (\bar{e}), скорости ветра (\bar{v}) и коэффициента ослабления излучения в области $\lambda = 0,55$ мкм ($\bar{\epsilon}_{0,55}$), соответствующие указанному выше массиву данных для трех сезонов года, приведены в табл. 1. Здесь же указаны и среднеквадратические отклонения этих параметров (σ_x).

Из табл. 1 видно, что метеопараметры атмосферы аридной зоны в весенний и осенний сезоны очень близки друг к другу. Это относится к температуре воздуха, абсолютной и относительной влажности, а также к скорости ветра. В то же время значения коэффициентов $\bar{\epsilon}(0,55)$ для этих двух сезонов заметно различаются между собой, составляя $0,101 \text{ км}^{-1}$ для весны и $0,071 \text{ км}^{-1}$ для осени. Здесь следует обратить внимание на очень низкий уровень коэффициентов ослабления $\epsilon(0,55)$ в дымках аридной зоны. Для сравнения укажем, что в дымках европейской части России средние значения коэффициентов $\epsilon(0,55)$ в теплые сезоны составляют $0,25 \text{ км}^{-1}$ в Воейково [5], $0,31 \text{ км}^{-1}$ в Звенигороде [6], $0,36 \text{ км}^{-1}$ в Казани [7], $0,19 \text{ км}^{-1}$ в прибрежной зоне Черного моря [8]. Обнаруженная особенность свидетельствует о малом содержании аэрозоля в приземном слое атмосферы аридных районов в теплые сезоны года. Из данных табл. 1 можно также отметить, что вариации температуры воздуха и коэффициентов $\epsilon(0,55)$ в летний период заметно уменьшаются по сравнению с весной и осенью, а вариации относительной влажности воздуха при этом несколько возрастают. Это дает возможность предположить, что в летний период в аридной зоне изменчивость оптических свойств приземной атмосферы определяется не относительной влажностью воздуха, а другими физическими механизмами, в частности выносом аэрозоля с подстилающей поверхности вследствие турбулентной диффузии.

Таблица 1

Средние значения и СКО метеопараметров атмосферы (t, e, R, v) и коэффициентов аэрозольного ослабления ($\epsilon_{0,55}$) для массива данных, полученных в аридной зоне в 1984–1988 гг.

Измеряемый параметр	Весна (апрель)	Лето (июль)	Осень (октябрь)
$\bar{t}, ^\circ\text{C}$	6,2	26,75	4,16
σ_t	4,34	4,04	3,86
$\bar{e}, \text{мб}$	6,91	15,87	6,06
σ_e	2,29	4,54	1,47
$\bar{R}, \%$	72,1	45,4	72,9
σ_R	18,0	12,9	14,2
$\bar{\epsilon}_{0,55}, \text{км}^{-1}$	0,101	0,068	0,071
$\sigma_{\epsilon(0,55)}$	0,047	0,024	0,035
$\bar{v}, \text{м/с}$	3,90	3,63	4,12
σ_v	1,86	1,49	2,19
Число измерений	230	167	192

В табл. 2 приведены данные о распределении числа измерений по диапазонам метеопараметров e, R, t и коэффициента ослабления $\epsilon(0,55)$, характеризующие статистическую обеспеченность оптических измерений в различных метеорологических условиях, реализующихся в данном регионе.

В табл. 3 приведены коэффициенты взаимной корреляции между метеопараметрами атмосферы в каждом массиве данных, необходимые при анализе корреляционных связей между коэффициентами аэрозольного ослабления и метеопараметрами. Здесь же в последнем столбце указаны уровни значимой корреляции, соответствующие числу измерений в каждом из сезонов (см. табл. 1). Видно, что для всех трех сезонов года наблюдается значимая положительная корреляция между R и e , а также между e и t . Корреляционная связь между R и t во всех случаях отрицательная и также значимая. Нужно отметить, что в летнем массиве значения коэффициентов корреляции ρ_{Re} и ρ_{et} заметно отличаются от таковых для массивов весны и осени.

Таблица 2

Распределение числа измерений по диапазонам метеопараметров e , R , t и коэффициента ослабления $\varepsilon(0,55)$

Метеопараметр e , мб	Число измерений			Метеопараметр t , °C	Число измерений		
	Весна	Лето	Осень		Весна	Лето	Осень
< 2	–	–	2	< – 4	–	–	8
2–4	6	–	6	– 4 ÷ 0	6	–	12
4–6	105	–	45	0 ÷ 4	90	–	78
6–8	65	6	72	4 ÷ 8	63	–	67
8–10	28	10	17	8 ÷ 12	48	–	27
10–12	19	16	–	12 ÷ 16	19	–	–
12–14	3	12	–	16 ÷ 20	2	10	–
14–16	4	17	–	20 ÷ 24	2	35	–
16–18	–	15	–	24 ÷ 28	–	58	–
18–20	–	26	–	28 ÷ 32	–	42	–
20–22	–	15	–	32 ÷ 36	–	22	–
22–24	–	12	–	–	–	–	–
24–26	–	19	–	–	–	–	–
26–28	–	9	–	–	–	–	–
> 28	–	10	–	–	–	–	–
R , %	$\varepsilon(0,55)$, км ⁻¹						
< 20	–	2	–	< 0,03	5	13	32
20–30	8	29	–	0,03–0,06	38	62	55
30–40	8	32	2	0,06–0,09	64	56	51
40–50	16	37	13	0,09–0,12	50	31	29
50–60	20	46	20	0,12–0,15	26	3	15
60–70	45	19	50	0,15–0,18	22	2	6
70–80	48	2	43	0,18–0,21	18	–	3
80–90	39	–	37	> 0,21	7	–	–
90–100	45	–	27	–	–	–	–

Для получения массива коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ вначале из найденных значений спектрального пропускания атмосферы $T(\lambda)$ по формуле Бугера находились коэффициенты общего ослабления $\varepsilon(\lambda)$. Затем, используя массивы параметров $\varepsilon(0,55)$ и e с помощью метода последовательного разделения компонент, из общих коэффициентов ослабления в ИК-области длин волн выделялась аэрозольная компонента [9]. Из полученного таким образом массива коэффициентов $\alpha(\lambda)$ формировались отдельные подмассивы для трех сезонов года, по которым затем рассчитывались средние значения $\alpha(\lambda)$, их среднеквадратические отклонения (СКО), а также коэффициенты автокорреляции между $\alpha(\lambda_i)$ и $\alpha(\lambda_j)$ во всем диапазоне длин волн и коэффициенты взаимной корреляции между $\alpha(\lambda_i)$ и метеопараметрами атмосферы.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между метеопараметрами в атмосфере аридной зоны

Сезоны года	ρ_{Re}	ρ_{Rt}	ρ_{et}	$\rho_{знач}$
Весна	0,50	–0,40	0,56	0,15
Лето	0,67	–0,39	0,39	0,17
Осень	0,43	–0,36	0,65	0,15

Спектральная структура коэффициентов аэрозольного ослабления

Средние значения спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\bar{\alpha}(\lambda)$ и их среднеквадратические отклонения $\sigma_{\alpha(\lambda)}$ в дымках аридной зоны для трех сезонов года представлены в табл. 4. Анализ этих данных показывает, что в целом в дымках пустынных районов в теплые сезоны года реализуются очень низкие значения коэффициентов аэрозольного ослабления во всем диапазоне длин волн. Даже в весенний период, когда наблюдаются самые высокие значения α в видимой области спектра, метеорологическая дальность видимости S_m в среднем составляет 39 км. Летом и осенью средние значения S_m составляют соответственно 57 и 55 км. Физическая сущность этого феномена, по-видимому, состоит в том, что в теплый период года в аридной зоне вследствие хорошо развитой конвекции и турбулентной диффузии [10] аэрозоль приземного слоя атмосферы выносится в более высокие слои и распределяется по очень большому объему. Кроме того, в летний период низкая относительная влажность воздуха приводит к интенсивному высушиванию аэрозоля, что также увеличивает прозрачность атмосферы.

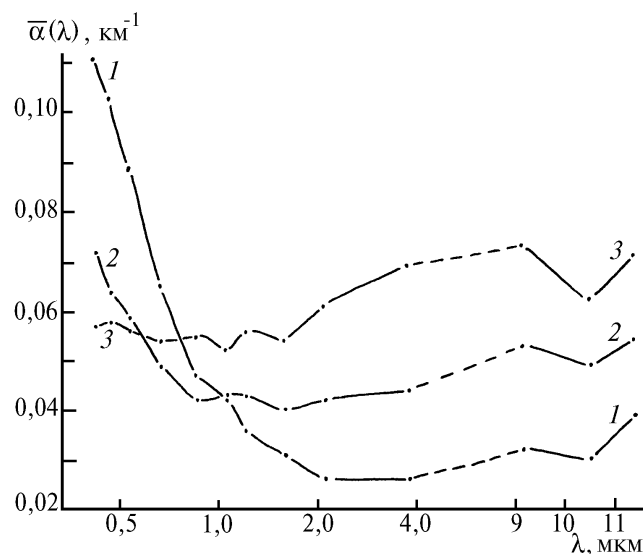
Таблица 4

Средние значения и СКО коэффициентов аэрозольного ослабления $\bar{\alpha}_\lambda$ (км^{-1}) в атмосфере аридной зоны

λ , мкм	Весна		Лето		Осень	
	$\bar{\alpha}_\lambda$	σ_α	$\bar{\alpha}_\lambda$	σ_α	$\bar{\alpha}_\lambda$	σ_α
0,44	0,111	0,058	0,057	0,025	0,072	0,043
0,48	0,103	0,054	0,058	0,025	0,064	0,038
0,55	0,089	0,047	0,056	0,024	0,059	0,035
0,69	0,065	0,034	0,054	0,023	0,049	0,029
0,87	0,047	0,024	0,055	0,024	0,042	0,025
1,06	0,042	0,022	0,052	0,022	0,043	0,025
1,22	0,036	0,018	0,056	0,024	0,043	0,025
1,60	0,031	0,016	0,054	0,023	0,040	0,024
2,17	0,026	0,013	0,061	0,026	0,042	0,025
3,97	0,026	0,013	0,069	0,030	0,044	0,026
9,20	0,032	0,015	0,073	0,031	0,053	0,031
10,6	0,030	0,015	0,062	0,026	0,049	0,029
11,5	0,039	0,019	0,071	0,030	0,054	0,032

Конкретный вид усредненных спектральных зависимостей коэффициентов аэрозольного ослабления, соответствующих весенним (кривая 1), осенним (2) и летним (3) дымкам аридной зоны приведен на рисунке. Видно, что спектральная структура коэффициентов $\bar{\alpha}$ имеет сезонные особенности. Так, для весенних дымок спектральная зависимость $\alpha(\lambda)$ характеризуется наличием хорошо выраженного максимума в видимой области спектра и минимальным уровнем коэффициентов аэрозольного ослабления в диапазоне длин волн 2–12 мкм. Для осенних дымок максимум в коротковолновой части спектра выражен уже слабее, а уровень коэффициентов $\bar{\alpha}(\lambda)$ в ИК-диапазоне длин волн оказывается несколько выше. Что же касается летних дымок, то здесь спектральный ход коэффициентов $\bar{\alpha}(\lambda)$ имеет необычный для дымки квазинейтральный характер с тенденцией возрастания по мере продвижения в ИК-область длин волн. Заметим, что подобный характер спектральной зависимости коэффициентов α в субаридной зоне в летний период был выявлен и в [11] на основе данных микрофизических исследований.

Сезонную трансформацию спектральной структуры $\bar{\alpha}(\lambda)$ на качественном уровне можно объяснить следующим образом. Весной (в апреле) в районе измерений после таяния небольшого снежного покрова и частых дождей почва сильно увлажнена, солончаки обводнены и интенсивно идут в рост различные травы и кустарники. Последнее, при наличии солнечной погоды, способствует образованию в приземном слое атмосферы мелкодисперсного аэрозоля фотохимического происхождения. При этом большая потеря тепла на испарение почвенной влаги существенно снижает мощность конвективных потоков. В связи с чем образовавшийся фото-химический аэрозоль остается в приземном слое. Кроме того, слабая конвекция и влажная поверхность почвы значительно ограничивают вынос грубодисперсного почвенного аэрозоля.



Усредненные спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления в дымках аридной зоны в весенних (1), осенних (2) и летних (3) условиях

В результате оказывается, что весной в атмосфере аридной зоны преобладает мелкодисперсный аэрозоль, а спектральная структура коэффициентов $\bar{\alpha}(\lambda)$ имеет вид, подобный зависимости $\bar{\alpha}(\lambda)$ для дымки средних широт России (см., например, [6, 7]). Анализ статистической связи коэффициентов $\alpha(\lambda)$ с относительной влажностью воздуха, проведенный в [4], позволяет сделать вывод о гигроскопичности субмикронного аэрозоля в весенних дымках аридного района. Возможно, что кроме фотохимического аэрозоля определенный вклад в концентрацию мелких частиц дают и солевые частицы с обводненных солончаков, которые поступают в атмосферу через пузырьковый механизм, подобно тому как это происходит на море. Возможность участия солончаков в формировании пустынного аэрозоля отмечалась в [12].

Летом в аридной зоне из-за отсутствия дождей площадь зеленой растительности значительно сокращается, солончаки полностью высыхают, что приводит к уменьшению концентрации мелкодисперсного аэрозоля. Кроме того, интенсивный прогрев почвы способствует образованию мощных конвективных потоков воздуха и турбулентной диффузии, что приводит к усилению выноса мелкодисперсного аэрозоля в более высокие слои атмосферы. Одновременно в приземном слое увеличивается концентрация наиболее крупных частиц, которые поступают с поверхности почвы и, вследствие своих размеров, не выносятся на большие высоты. В результате именно эти частицы формируют спектральную структуру коэффициентов аэрозольного ослабления в приземной дымке аридной зоны в летний период, которая имеет квазинейтральный характер во всем диапазоне длин волн (см. рисунок, кривая 3).

В осенний период, с уменьшением нагрева почвы, конвекция и турбулентная диффузия ослабевают, что приводит к уменьшению выноса мелкодисперсного аэрозоля из приземного слоя по сравнению с летними условиями. Одновременно с этим уменьшается поступление в атмосферу грубодисперсного почвенного аэрозоля, т.к. в это время года в районе измерений довольно часто идут дожди и почва зачастую бывает влажной. В результате одновременного проявления этих факторов спектральную структуру коэффициентов α в осенний период в аридной зоне в отличие от летнего формируют как мелкие, так и крупные частицы. По своему виду усредненный спектр коэффициентов α в осенний период своей коротковолновой частью больше соответствует весенней дымке, а длинноволновой — летней, занимая в результате некое промежуточное положение между ними (см. рисунок, кривая 2).

Результаты корреляционного анализа

Как указывалось выше, по имеющимся массивам коэффициентов $\alpha(\lambda)$ для трех сезонов года были рассчитаны нормированные коэффициенты автокорреляции между $\alpha(\lambda_i)$ и $\alpha(\lambda_j)$ во

всем диапазоне длин волн, а также коэффициенты взаимной корреляции между $\alpha(\lambda_i)$ и метеопараметрами атмосферы. Заметим, что изучение корреляционных связей между коэффициентами аэрозольного ослабления в различных участках спектра представляет самостоятельный научный интерес, т.к. позволяет сделать заключение о наличии или отсутствии генетической общности частиц разных размеров, о существовании общих факторов их изменчивости и т.п. Кроме того, эти данные необходимы для разработки эмпирических моделей восстановления коэффициентов $\alpha(\lambda_i)$ по небольшому числу измеряемых входных параметров. Результаты расчетов коэффициентов корреляции приведены в табл. 5–7.

Анализ коэффициентов автокорреляции $\rho_{\alpha(\lambda_i)\alpha(\lambda_j)}$ для весенней дымки (табл. 5) показывает, что в этот период наблюдается резкое уменьшение корреляции между коэффициентами $\alpha(\lambda)$ в видимой и ИК-областях спектра уже на длине волны 1,6 мкм и, особенно, на $\lambda = 2,17$ мкм. Этот результат свидетельствует о том, что мелкодисперсный и грубодисперсный аэрозоль в аридной зоне имеет совершенно разную природу. Выше было показано, что мелкодисперсный аэрозоль гигроскопичен и, по-видимому, имеет фотохимическую и солевую природу. Что касается грубодисперсных частиц, то они, вероятнее всего, имеют почвенное происхождение и слабо взаимодействуют с атмосферной влагой.

Таблица 5

Коэффициенты автокорреляции $\rho_{\alpha(\lambda_i)\alpha(\lambda_j)}$, взаимной корреляции $\rho_{\alpha_\lambda e}$, $\rho_{\alpha_\lambda R}$ и условной корреляции $\rho_{\alpha_\lambda R/e}$, $\rho_{\alpha_\lambda e/R}$ для весенней дымки аридной зоны

λ_i , мкм	0,44	0,55	0,69	0,87	1,06	1,60	2,17	3,97	9,20	10,6	11,5
	<i>Коэффициенты автокорреляции</i>										
0,44	1,0										
0,55	0,99	1,0									
0,69	0,97	0,98	1,0								
0,87	0,89	0,91	0,95	1,0							
1,06	0,83	0,84	0,90	0,97	1,0						
1,60	0,56	0,57	0,65	0,79	0,87	1,0					
2,17	0,38	0,42	0,48	0,64	0,71	0,89	1,0				
3,97	0,24	0,28	0,34	0,49	0,59	0,83	0,90	1,0			
9,20	0,34	0,39	0,44	0,54	0,59	0,73	0,73	0,78	1,0		
10,6	0,28	0,34	0,38	0,50	0,54	0,70	0,72	0,81	0,93	1,0	
11,5	0,23	0,28	0,32	0,42	0,46	0,54	0,56	0,61	0,90	0,90	1,0
	<i>взаимной корреляции</i>										
$\rho_{\alpha_\lambda e}$	-0,16	-0,19	-0,18	-0,16	-0,09	-0,03	-0,11	-0,10	-0,16	-0,20	-0,20
$\rho_{\alpha_\lambda R}$	0,37	0,38	0,33	0,23	0,22	0,07	-0,06	-0,08	-0,01	-0,01	-0,02
	<i>условной корреляции</i>										
$\rho_{\alpha_\lambda R/e}$	0,52	0,56	0,49	0,36	0,31	0,10	-0,06	-0,03	-0,08	-0,11	-0,09
$\rho_{\alpha_\lambda e/R}$	0,03	0,00	-0,02	-0,05	0,02	0,06	-0,09	-0,07	-0,18	-0,19	-0,19

В летний и особенно в осенний сезоны, в отличие от весеннего, реализуется сравнительно высокая корреляционная связь между коэффициентами аэрозольного ослабления в видимой и ИК-областях длин волн (см. табл. 6 и 7). Это обстоятельство однозначно указывает на существование общего фактора изменчивости коэффициентов $\alpha(\lambda)$ во всем диапазоне λ . Наиболее вероятно, что таким фактором здесь является грубодисперсный аэрозоль почвенного происхождения, вариации концентрации которого, вследствие процессов выноса и седиментации, адекватно отражаются на коэффициентах ослабления как в видимой, так и в ИК-областях спектра. В условиях слабых ветров (отсутствие пыльных бурь) основным физическим механизмом выноса грубодисперсного аэрозоля являются конвекция и турбулентная диффузия, интенсивность которой в аридной зоне по оценкам [10] более чем на порядок выше по сравнению с районами, покрытыми лесом.

Кроме этих наиболее общих выводов анализ табл. 5–7 позволяет отметить следующие моменты. Для весенних условий, когда значительную долю в атмосферном аэрозоле составляют мелкие частицы, имеется заметный максимум в корреляции между коэффициентами $\alpha(\lambda)$ в видимой области спектра и в области $\lambda = 9,2$ мкм. Поскольку в этом диапазоне длин волн имеется

сильная полоса поглощения сульфатов, можно предположить, что мелкодисперсный аэрозоль аридной зоны в весенний период имеет в своем составе какую-то часть сульфатных частиц.

Таблица 6

Коэффициенты автокорреляции $\rho_{\alpha(\lambda_i)\alpha(\lambda_j)}$, взаимной корреляции $\rho_{\alpha_\lambda e}$, $\rho_{\alpha_\lambda R}$ и условной корреляции $\rho_{\alpha_\lambda R/e}$, $\rho_{\alpha_\lambda e/R}$ для летней дымки аридной зоны

λ_i , мкм	0,44	0,55	0,69	0,87	1,06	1,60	2,17	3,97	9,20	10,6	11,5
<i>Коэффициенты автокорреляции</i>											
0,44	1,0										
0,55	0,91	1,0									
0,69	0,86	0,94	1,0								
0,87	0,84	0,91	0,95	1,0							
1,06	0,78	0,87	0,91	0,93	1,0						
1,60	0,70	0,80	0,84	0,87	0,95	1,0					
2,17	0,58	0,71	0,77	0,82	0,89	0,92	1,0				
3,97	0,51	0,66	0,71	0,77	0,83	0,91	0,94	1,0			
9,20	0,43	0,60	0,67	0,67	0,73	0,79	0,81	0,80	1,0		
10,6	0,53	0,65	0,71	0,76	0,81	0,85	0,87	0,84	0,86	1,0	
11,5	0,48	0,61	0,68	0,73	0,78	0,83	0,89	0,86	0,86	0,97	1,0
<i>взаимной корреляции</i>											
$\rho_{\alpha_\lambda e}$	0,35	0,29	0,29	0,30	0,30	0,21	0,24	0,15	0,11	0,21	0,19
$\rho_{\alpha_\lambda R}$	0,16	0,19	0,21	0,21	0,16	0,15	0,23	0,23	0,19	0,26	0,26
<i>условной корреляции</i>											
$\rho_{\alpha_\lambda R/e}$	-0,13	-0,02	-0,01	0,01	-0,07	0,01	0,08	0,16	0,16	0,16	0,17
$\rho_{\alpha_\lambda e/R}$	0,24	0,22	0,21	0,22	0,26	0,15	0,12	0,0	-0,02	0,05	0,02

Таблица 7

Коэффициенты автокорреляции $\rho_{\alpha(\lambda_i)\alpha(\lambda_j)}$, взаимной корреляции $\rho_{\alpha_\lambda e}$, $\rho_{\alpha_\lambda R}$ и условной корреляции $\rho_{\alpha_\lambda R/e}$, $\rho_{\alpha_\lambda e/R}$ для осенней дымки аридной зоны

λ_i , мкм	0,44	0,55	0,69	0,87	1,06	1,60	2,17	3,97	9,20	10,6	11,5
<i>Коэффициенты автокорреляции</i>											
0,44	1,0										
0,55	0,98	1,0									
0,69	0,92	0,96	1,0								
0,87	0,80	0,86	0,95	1,0							
1,06	0,80	0,86	0,93	0,95	1,0						
1,60	0,68	0,74	0,85	0,90	0,96	1,0					
2,17	0,64	0,71	0,82	0,87	0,93	0,98	1,0				
3,97	0,59	0,67	0,78	0,84	0,91	0,97	0,98	1,0			
9,20	0,57	0,63	0,73	0,78	0,86	0,90	0,92	0,92	1,0		
10,6	0,63	0,70	0,79	0,84	0,92	0,95	0,95	0,96	0,97	1,0	
11,5	0,57	0,63	0,71	0,75	0,83	0,87	0,88	0,87	0,98	0,95	1,0
<i>взаимной корреляции</i>											
$\rho_{\alpha_\lambda e}$	0,32	0,31	0,33	0,31	0,35	0,34	0,34	0,35	0,39	0,38	0,40
$\rho_{\alpha_\lambda R}$	0,45	0,46	0,40	0,30	0,31	0,24	0,20	0,21	0,14	0,25	0,17
<i>условной корреляции</i>											
$\rho_{\alpha_\lambda R/e}$	0,35	0,37	0,29	0,18	0,17	0,10	0,05	0,05	-0,05	0,08	-0,02
$\rho_{\alpha_\lambda e/R}$	0,16	0,15	0,19	0,21	0,25	0,27	0,29	0,29	0,37	0,31	0,37

В летней корреляционной матрице наоборот, на длине волны $\lambda = 9,2$ мкм отчетливо проявляется провал в корреляции со всеми длинами волн. Этот чрезвычайно интересный факт очень трудно интерпретировать, можно лишь предположить, что на этой длине волны проявляется поглощение аэрозольных частиц очень малых размеров, которые практически не рассеивают электромагнитные волны даже в области $\lambda = 0,44$ мкм. Кроме того, следует обратить внимание на значительный спад корреляции между коэффициентами $\alpha(0,44)$ и $\alpha(\lambda_i)$ во всей

ИК-области спектра, что, вообще говоря, представляется неожиданным при квазинейтральном спектральном ходе средних значений $\alpha(\lambda)$. Сравнение уровней коэффициентов автокорреляции $\rho_{\alpha(0,44)\alpha(\lambda_i)}$ с соответствующим уровнем $\rho_{\alpha(0,55)\alpha(\lambda_i)}$ показывает также, что в последнем случае наблюдается скачкообразный рост корреляции. Анализ этих фактов приводит к однозначному заключению о том, что в области $\lambda = 0,44$ мкм в летний период действует какой-то фактор ослабления, вариации которого не связаны с вариациями концентрации грубодисперсного аэрозоля, формирующего квазинейтральный характер спектральной структуры коэффициентов $\alpha(\lambda)$ в это время года. Естественно предположить, что таким фактором является рассеяние коротковолнового излучения достаточно мелкими частицами, действие которых существенно ослабевает уже в области $\lambda = 0,55$ мкм, и практически не ощущается в усредненной спектральной зависимости $\alpha(\lambda)$, но тем не менее присутствие таких частиц заметно влияет на характер автокорреляционной связи коэффициентов аэрозольного ослабления. Это свидетельствует о высокой чувствительности автокорреляционной матрицы к наличию в атмосфере даже небольшого количества аэрозольных частиц.

В осенней дымке, так же как и в весенней, наблюдается заметный спад коэффициентов $\rho_{\alpha(0,44)\alpha(\lambda_i)}$ после $\lambda = 1,06$ мкм, но уровень их остается здесь значительно выше, что, вероятно, является следствием повышенного содержания частиц грубодисперсной фракции. Кроме того, если весной максимум корреляции между аэрозольным ослаблением видимого и ИК-излучения (в области окна 8–12 мкм) приходился на длину волны 9,2 мкм, то осенью он сместился в область $\lambda = 10,6$ мкм. Дать физическую интерпретацию этого смещения пока не удастся. В целом же автокорреляционная матрица для осенней дымки оказалась очень близкой к летней (кроме $\rho_{\alpha(0,44)\alpha(\lambda_i)}$). Несколько большие коэффициенты корреляции для осеннего периода по сравнению с летним, видимо, связаны с тем, что осенью реализуются повышенные значения относительной влажности воздуха, которая выступает в качестве дополнительного фактора, приводящего к синхронным вариациям $\alpha(\lambda)$ в различных участках спектра.

Рассмотрим корреляционные связи коэффициентов аэрозольного ослабления с относительной влажностью воздуха и парциальным давлением паров воды, приведенные в табл. 5–7. Заметим сразу, что в этих таблицах даны как полные коэффициенты взаимной корреляции $\rho_{\alpha(\lambda)R}$ и $\rho_{\alpha(\lambda)e}$, так и частные – $\rho_{\alpha(\lambda)R/e}$ и $\rho_{\alpha(\lambda)e/R}$, т.е. коэффициенты корреляции между двумя параметрами при фиксированном третьем [13]. Рассмотрение частных коэффициентов корреляции в данном случае необходимо, поскольку в обсуждаемых массивах наблюдается довольно тесная связь между парциальным давлением водяного пара и относительной влажностью воздуха (см. табл. 3), что приводит к появлению опосредованных связей $\alpha(\lambda)$ с R или $\alpha(\lambda)$ с e . Поэтому все выводы по поводу корреляционных связей между коэффициентами аэрозольного ослабления и метеопараметрами мы будем делать на основе анализа только частных (условных) коэффициентов корреляции.

Для случая весенней дымки (табл. 5) отмечается хорошо выраженная связь коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ в коротковолновой области спектра ($\lambda < 1,06$ мкм) с относительной влажностью воздуха. В области спектра $\lambda > 1,06$ мкм значения коэффициентов корреляции становятся ниже уровня значимости. Такой характер связи между $\alpha(\lambda)$ и R подтверждает высказанное выше предположение о гигроскопичности мелкодисперсной фракции аэрозоля аридной зоны в весенний период. Также из таблицы видно, что в весенней дымке практически отсутствует связь между $\alpha(\lambda)$ и e во всем диапазоне длин волн.

В летний период (см. табл. 6) характер связи $\alpha(\lambda)$ с R и e резко меняется. Здесь уже почти полностью отсутствует корреляция между $\alpha(\lambda)$ и R во всем диапазоне длин волн и появляется значимая корреляция между $\alpha(\lambda)$ и e в коротковолновой части спектра ($\lambda < 1,06$ мкм). Последнее, вероятно, связано с тем, что летом вследствие мощных конвективных потоков происходит синхронный вынос мелкодисперсного аэрозоля и водяного пара [14, 15]. Нужно заметить, однако, что связь эта слишком слабая и указывает лишь на некую тенденцию, нежели на закономерность, присущую летней дымке аридной зоны.

В осенний период (см. табл. 7) характер корреляционной связи между $\alpha(\lambda)$ и R оказывается подобным весеннему сезону, как и следовало ожидать. В то же время связь $\alpha(\lambda)$ с e , которая, казалось бы, должна быть подобной летнему сезону, существенно отличается от нее. Здесь в види-

мой части спектра коэффициенты корреляции находятся на уровне значимости (0,15–0,16), а затем заметно возрастают с ростом длины волны и в области $\lambda = 9,2$ мкм достигают величины 0,37. Дать однозначную физическую интерпретацию такой спектральной зависимости коэффициентов корреляции не удастся. Можно лишь предполагать, что здесь проявляется опосредованная связь $\alpha(\lambda)$ с e через температуру воздуха за счет сравнительно высокой корреляции между e и t , которая в осеннем массиве составляет 0,65 (см. табл. 7). Заметим, что для летнего массива ρ_{et} составляет лишь 0,39 и там эта опосредованная связь не проявляется. Физическая же интерпретация связи $\alpha(\lambda)$ с температурой воздуха в данном случае довольно проста и обусловлена выносом грубодисперсного аэрозоля с поверхности почвы за счет конвективных потоков, мощность которых пропорциональна прогреву подстилающей поверхности.

1. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 567 с.
2. Волков А. Н., Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н. VII Всесоюзный симпозиум по распространению лазерного излучения в атмосфере (Тезисы докл.), Томск: ИОА СО АН СССР, 1983. С. 259–260.
3. Волков А. Н., Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н., Щелканов Н. Н. Материалы VIII Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере. Ч. III. Томск: ИОА СО АН СССР, 1986. С. 228–231.
4. Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н., Щелканов Н. Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1987. Т. 23. N 4. С. 409–414.
5. Парамонова Н. Н., Броунштейн А. М., Привалов В. И. // Труды ГГО. 1985. Вып. 496. С. 84–93.
6. Малкевич М. С., Георгиевский Ю. С., Чавро А. И. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1977. Т. 13. N 12. С. 1257–1267.
7. Филиппов В. Л., Макаров А. С., Иванов В. П. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. N 3. С. 257–265.
8. Кабанов М. В., Панченко М. В., Пхалагов Ю. А. и др. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
9. Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н., Щелканов Н. Н. Взаимодействие излучения с дисперсными средами. Томск. Изд.: ТФ СО АН СССР. 1988. С. 75–81.
10. Белан Б. Д., Заде Г. О., Рассказчикова Т. М., Пхалагов Ю. А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1987. Т. 23. N 6. С. 622–628.
11. Филиппов В. Л., Иванов В. П., Колобов Н. В. Динамика оптической погоды. Казань. Изд.: КГУ. 1986. 157 с.
12. Дмоховский В. И., Ивлев Л. С., Сомова Л. Ю. // Тр. ГГО. 1972. Вып. 276. С. 109–112.
13. Крамер Г. Математические методы статистики. М.: Мир, 1975. 648 с.
14. Сидоров В. Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. N 5. С. 555–558.
15. Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1987. Т. 23. N 9. С. 962–969.

Институт оптики атмосферы
СО РАН, Томск

Поступила в редакцию
20 июня 1994 г.

Yu. A. Pkhalagov, V. N. Uzhegov, N. N. Shchelkanov. **Aerosol Extinction of Optical Radiation in the Atmosphere of an Arid Zone.**

Measurement results of spectral extinction coefficients $\alpha(\lambda)$ ($\lambda = 0,44\text{--}11,5 \mu\text{m}$) of aerosol are discussed in the paper. The measurements had been conducted in hazes of an arid zone of Kazakhstan during the period from 1984 to 1988 years. Statistical characteristics of $\alpha(\lambda)$ and meteorological parameters of the atmosphere are presented for three seasons (spring, summer, and autumn). A seasonal variability of $\alpha(\lambda)$ spectra is revealed and a physical interpretation of the phenomena is presented.