

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

О РОЛИ ДИСПЕРСНЫХ ФРАКЦИЙ ПРИЗЕМНОЙ ДЫМКИ В ОСЛАБЛЕНИИ ВИДИМОГО И ИНФРАКРАСНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

Поступила в редакцию 2.09.98 г.

Принята к печати 30.10.98 г.

На примере нескольких массивов коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения $\alpha(\lambda)$ показана возможность статистического разделения коэффициентов $\alpha(\lambda)$ в широком диапазоне длин волн на составляющие, обусловленные частицами разной дисперсности. Для разделения применялся аппарат линейного множественного регрессионного анализа. Показано, в частности, что составляющая $\alpha(\lambda)$, обусловленная мелкодисперсной фракцией частиц, дает вклад не только в видимой части спектра (через рассеяние), но и заметно проявляется в инфракрасном диапазоне (через поглощение). Данный подход позволяет статистически выявить в реальной атмосфере весьма слабое аэрозольное поглощение в области длин волн $\lambda > 9$ мкм. По характеру спектральной зависимости можно предположить, что оно обусловлено поглощением радиации мелкими водными частицами, оптически неактивными в видимой области спектра.

1. При исследованиях закономерностей изменчивости спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления излучения $\alpha(\lambda)$ в видимом и инфракрасном диапазонах длин волн в атмосферных дымках крайне важна адекватная физическая интерпретация динамики спектральной структуры и величины коэффициентов $\alpha(\lambda)$ при изменении внешних условий. Сложность такой интерпретации связана с тем, что измеренные в реальной атмосфере коэффициенты аэрозольного ослабления обусловлены совокупным влиянием частиц разных размеров, имеющих различный вещественный состав и по-разному реагирующих на изменения внешних условий. Следовательно, для решения этой задачи необходимо каким-либо способом оценить дифференциальный вклад частиц разных размеров в общее аэрозольное ослабление в широком диапазоне длин волн, что даст возможность исследовать оптический отклик отдельно взятой фракции частиц на изменение метеорологических условий или каких-либо других факторов.

Для расчета компонент $\alpha(\lambda)$, обусловленных ослаблением частиц разных размеров, в общем случае нужны репрезентативная информация о функции распределения аэрозольных частиц по размерам и соответствующая модель оптических констант аэрозоля в заданном диапазоне длин волн. Функция распределения частиц по размерам, в свою очередь, может быть получена непосредственно из микрофизических измерений или из обращения измеренных коэффициентов аэрозольного ослабления в видимом и инфракрасном диапазонах длин волн. Общим недостатком этого подхода является субъективизм при выборе оптических констант аэрозоля, а также неизбежные погрешности, возникающие при получении функции распределения частиц по размерам как при микрофизических измерениях, так и при обращении оптических данных.

В настоящей статье рассматриваются возможности статистического подхода для оценки дифференциального вклада частиц разных размеров в общее аэрозольное ослабление оптического излучения, основанного на применении аппарата множественной линейной регрессии к массиву измеренных коэффициентов $\alpha(\lambda)$ в широком диапазоне длин волн. Возможность применения такого подхода в диапазоне длин волн 0,5–4 мкм описана в [1]. На рис. 1 показан результат разделения общего коэффициента аэрозольного ослабления в приближенной дымке (кривая 1) на

субмикронную (кривые 2 и 2') и грубодисперсную (кривые 3 и 3') компоненты, осуществленный разными методами. Кривые 2 и 3 рассчитывались статистическим методом, а 2' и 3' – по формулам Ми на основе микрофизических данных, полученных из обращения кривой 1. Хорошее соответствие этих кривых позволяет сделать вывод о применимости статистического подхода для разделения коэффициента $\alpha(\lambda)$ на вышеуказанные компоненты.

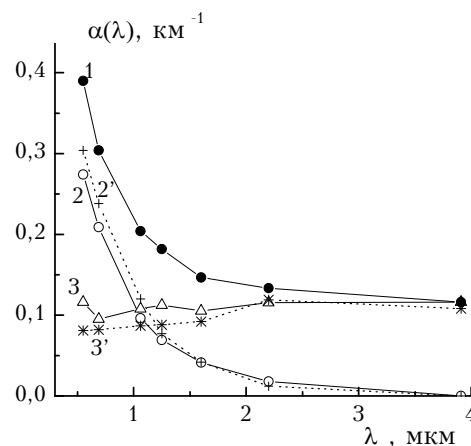


Рис. 1. Сравнение статистического и расчетного методов разделения спектральных коэффициентов общего аэрозольного ослабления излучения в атмосферной дымке (кривая 1) на субмикронную (кривые 2 и 2' соответственно) и грубодисперсную компоненты (кривые 3 и 3'). Расчет компонент 2' и 3' проведен по формулам Ми на основе микрофизических данных, полученных из обращения кривой 1 [1]

2. Рассмотрим возможности обсуждаемого метода в более широком диапазоне длин волн ($\lambda = 0,44\text{--}12$ мкм) на примере массива коэффициентов аэрозольного ослабления излучения, полученного в атмосферных дымках Крымского побережья Черного моря [2]. Соответствующие спектральные измерения пропускания атмосферы проводились на надводной трассе длиной 3800 м. Всего было получено 168 спектров коэффициентов $\alpha(\lambda)$. Средние значения и СКО метеорологических параметров атмосферы были следующими: температура воздуха $\bar{t} = (+20 \pm 3,3)$ °С, парциальное давление

паров воды – $\bar{e} = (17,4 \pm 4,1)$ мбар, относительная влажность воздуха – $\bar{f} = (73,6 \pm 12,4)$ %, коэффициент аэрозольного ослабления в видимой области $\bar{\alpha}(0,55) = (0,235 \pm 0,152)$ км⁻¹. Усредненная спектральная зависимость коэффициентов $\alpha(\lambda)$ для этого массива приведена на рис. 2 (кривая 1). Видно, что она монотонно убывает с ростом длины волны в диапазоне $\lambda = 0,48$ –3,9 мкм, а затем остается примерно на одном уровне с небольшим возрастанием в области $\lambda > 10$ мкм.

Такой характер спектрального хода коэффициентов $\alpha(\lambda)$ позволяет предположить, что общее аэрозольное ослабление в данном случае складывается из двух основных компонент, одна из которых определяет выраженность данной спектральной зависимости в коротковолновой части спектра, а вторая задает уровень нейтрального по спектру аэрозольного фона. Естественно предположить, что первая компонента определяется рассеянием и поглощением излучения субмикронным аэрозолем. Количественной мерой ее может быть выбрана величина $\Delta\alpha = [\alpha(0,48) - \alpha(3,9)]$, км⁻¹. Вторая компонента определяется либо рассеянием излучения на гигантских частицах, либо его поглощением тонкодисперсным сажевым аэрозолем, который не проявляется в рассеянии. Количественной мерой этой компоненты может служить коэффициент аэрозольного ослабления на длине волны 3,9 мкм – $\alpha(3,9)$, км⁻¹. Используя величины $\Delta\alpha$ и $\alpha(3,9)$ в качестве входных параметров регрессионного уравнения, последнее можно представить в виде

$$\alpha(\lambda) = K_0(\lambda) + K_1(\lambda) \Delta\alpha + K_2(\lambda) \alpha(3,9), \quad (1)$$

где $K_0(\lambda)$, $K_1(\lambda)$ и $K_2(\lambda)$ – спектральные коэффициенты регрессии, которые рассчитываются при известных дисперсиях величин $\alpha(\lambda)$, $\Delta\alpha$ и $\alpha(3,9)$, и коэффициентов корреляции между ними $\rho_{\alpha\lambda, \Delta\alpha}$, $\rho_{\alpha\lambda, \alpha(3,9)}$ и $\rho_{\Delta\alpha, \alpha(3,9)}$. Найденные значения коэффициентов $K_0(\lambda)$, $K_1(\lambda)$ и $K_2(\lambda)$ приведены в таблице. Заметим, что соотношение (1) и таблица представляют собой эмпирическую модель, которая позволяет, во-первых, по двум измеренным коэффициентам аэрозольного ослабления $\alpha(0,48)$ и $\alpha(3,9)$ восстанавливать весь спектр коэффициентов $\alpha(\lambda)$, а во-вторых, при наличии измеренных коэффициентов $\alpha(\lambda)$ в широком диапазоне длин волн, разделять любое значение $\alpha_i(\lambda)$ из данного массива на компоненты.

Спектральные коэффициенты регрессии к уравнению (1)

| λ , мкм | $K_0(\lambda)$, км ⁻¹ | $K_1(\lambda)$ | $K_2(\lambda)$ |
|-----------------|-----------------------------------|----------------|----------------|
| 0,44 | 0,001 | 0,973 | 0,94 |
| 0,48 | 0 | 1 | 1 |
| 0,55 | 0 | 0,842 | 0,885 |
| 0,69 | -0,001 | 0,585 | 0,781 |
| 0,84 | -0,003 | 0,371 | 0,745 |
| 1,06 | -0,005 | 0,249 | 0,909 |
| 1,25 | -0,005 | 0,193 | 0,933 |
| 1,6 | -0,003 | 0,107 | 0,931 |
| 2,2 | -0,001 | 0,05 | 0,97 |
| 3,9 | 0 | 0 | 1 |
| 4,6 | 0 | 0,044 | 0,961 |
| 8,1 | 0,003 | 0,029 | 0,912 |
| 8,3 | 0,002 | 0,036 | 0,871 |
| 8,6 | 0 | 0,041 | 0,909 |
| 9,15 | 0 | 0,063 | 0,909 |
| 10,2 | 0,005 | 0,051 | 0,87 |
| 10,7 | 0,008 | 0,069 | 0,857 |
| 11,1 | 0,012 | 0,08 | 0,805 |
| 11,6 | 0,02 | 0,074 | 0,906 |
| 11,9 | 0,023 | 0,123 | 0,816 |

При таких входных параметрах составляющая $K_1(\lambda)\Delta\alpha$ будет определять вклад субмикронной фракции в аэрозольное ослабление излучения, а $K_2(\lambda)\alpha(3,9)$ – величину аэрозольного фона. Заметим, что компонента $K_0(\lambda)$, по определению, включает в себя долю $\alpha(\lambda)$, которая не коррелирует с входными параметрами уравнения (1). Результаты расчета этих составляющих также приведены на рис. 2 (кривые 2, 3, и 4 соответственно).

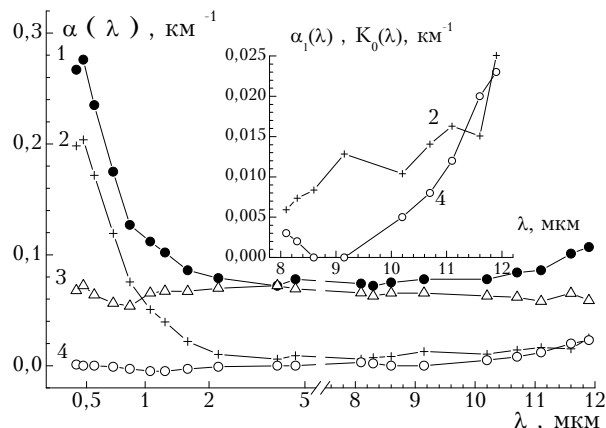


Рис. 2. Усредненная спектральная зависимость коэффициентов общего аэрозольного ослабления, полученных в дымках прибрежной зоны Черного моря (кривая 1), и его субмикронной (2) и грубодисперсной (3) компонент, рассчитанных по двухпараметрической модели (1). Кривая 4 – компонента K_0 , не коррелирующая с входными параметрами модели

Видно, что мелкодисперсная компонента $\alpha(\lambda)$, преобладающая в видимой области спектра, быстро убывает с ростом длины волны и достигает минимального уровня $\sim 0,01$ км⁻¹ в области $\lambda = 2,2$ мкм, который остается практически неизменным вплоть до $\lambda = 8,6$ мкм. Такой уровень ослабления и его нейтральность по спектру неплохо согласуются с выводами работ [3–5], в которых показано, что оно, возможно, связано с поглощением излучения сажевым аэрозолем. В области $\lambda = 8,6$ –12 мкм вклад мелкодисперсной составляющей несколько возрастает. Заметим, что в этом диапазоне длин волн кривая 2 имеет два слабо выраженных максимума (вставка на рис. 2). Поскольку мелкодисперсный аэрозоль в этом диапазоне длин волн практически не рассеивает излучение, то обнаруженную спектральную структуру следует интерпретировать как проявление полос поглощения вещества, входящего в состав мелких частиц. Так, например, максимум, расположенный в районе $\lambda = 9,2$ мкм, вероятней всего соответствует известной полосе поглощения сульфатов, а в области $\lambda = 11,1$ мкм – глиноземов или карбонатов [6]. Общий рост коэффициентов в области $\lambda > 10$ мкм хорошо согласуется со спектральным ходом поглощения излучения жидкой водой [7]. Хорошее соответствие полос поглощения аэрозольного вещества для дымки прибрежной зоны [2] и континентального района [6] подтверждает тезис о глобальном распространении мелкодисперсного аэрозоля.

Спектральная зависимость компоненты, связанной с аэрозольным фоном (кривая 3), оказалась практически нейтральной во всем диапазоне длин волн. Ее вклад является доминирующим в области от 2 до 12 мкм, составляя по абсолютной величине $\sim 0,06$ – $0,07$ км⁻¹. Такой высокий уровень аэрозольного фона и отсутствие выраженных по-

лос поглощения позволяют предположить, что в данном случае он обусловлен, в основном, рассеянием излучения на грубодисперсном аэрозоле, а не поглощением мелкодисперсной фракцией. Этот результат хорошо согласуется с многочисленными данными исследований функций распределения частиц по размерам в морской атмосфере, для которой характерна повышенная концентрация грубодисперсного аэрозоля.

Что касается компоненты $K_0(\lambda)$ (кривая 4), то ожидалось, что она будет близка к нулю во всем диапазоне длин волн. Однако расчеты показали, что она присутствует и дает заметный вклад в области длин волн $\lambda > 9$ мкм (см. кривую 4 на вставке рис. 2). Судя по характеру спектральной зависимости этой компоненты, качественно совпадающей с коэффициентом поглощения жидкой воды, можно предположить, что она обусловлена поглощением радиации очень мелкими водными частицами, оптически неактивными в видимой области спектра.

В тех случаях, когда спектральная зависимость коэффициентов аэрозольного ослабления излучения $\alpha(\lambda)$ имеет более сложный вид, для разделения следует использовать регрессионное уравнение с большим числом входных параметров.

Многопараметрический подход был апробирован нами на массиве общих коэффициентов аэрозольного ослабления излучения $\alpha(\lambda)$, полученного в дымках аридной зоны в районе озера Балхаш в весенний и осенний периоды. Средние значения и СКО метеорологических параметров в весенний период были следующими: температура воздуха $\bar{t} = (+6,2 \pm 4,34)^\circ\text{C}$, парциальное давление паров воды $\bar{e} = (6,91 \pm 2,29)$ мбар, относительная влажность воздуха $\bar{f} = (72,1 \pm 18,0)\%$, коэффициент аэрозольного ослабления в видимой области спектра $\bar{\alpha}(0,55) = (0,101 \pm 0,047) \text{ км}^{-1}$. Измерения проводились в диапазоне длин волн 0,44–11,5 мкм на приземной трассе длиной 4630 м. Всего было получено 230 спектров коэффициентов $\alpha(\lambda)$. Усредненная спектральная зависимость коэффициентов $\alpha(\lambda)$ для весеннего массива приведена на рис. 3, а (кривая 1). Видно, что спектральный ход коэффициентов $\alpha(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0,44–0,87; 0,87–2,2 и 2,2–11,5 мкм имеет разную крутизну. Это означает, что основной вклад в аэрозольное ослабление в данном случае вносят три различных фактора. В связи с этим для разделения коэффициентов $\alpha(\lambda)$ на компоненты было применено трехпараметрическое регрессионное уравнение

$$\alpha(\lambda) = K_0(\lambda) + K_1(\lambda)\Delta\alpha_1 + K_2(\lambda)\Delta\alpha_2 + K_3(\lambda)\alpha(3,97), \quad (2)$$

где $\Delta\alpha_1 = [\alpha(0,44) - \alpha(0,87)]$; $\Delta\alpha_2 = [\alpha(0,87) - \alpha(3,97)]$; $K_0(\lambda)$, $K_1(\lambda)$, $K_2(\lambda)$ и $K_3(\lambda)$ – спектральные коэффициенты регрессии, значения которых здесь не приводятся.

При заданных входных параметрах составляющая $K_1(\lambda)\Delta\alpha_1$ соответствует вкладу в $\alpha(\lambda)$ наиболее мелкодисперсной фракции частиц с модальным радиусом меньше 0,4 мкм, а составляющие $K_2(\lambda)\Delta\alpha_2$ и $K_3(\lambda)\alpha(3,97)$ – определяют вклад в $\alpha(\lambda)$ среднедисперсной (модальный радиус от 0,4 до 0,8 мкм) и грубодисперсной фракций аэрозоля соответственно. На компоненту $K_0(\lambda)$, так же как и в (1), приходится доля аэрозольного ослабления, не коррелирующая с входными параметрами. Результаты расчета спектральных составляющих $K_1(\lambda)\Delta\alpha_1$, $K_2(\lambda)\Delta\alpha_2$ и $K_3(\lambda)\alpha(3,97)$ при средних значениях входных параметров

для весеннего сезона представлены на рис. 3 кривыми 2, 3 и 4 соответственно. Компонента $K_0(\lambda)$ в данном случае оказалась пренебрежимо малой и на рисунке не показана.

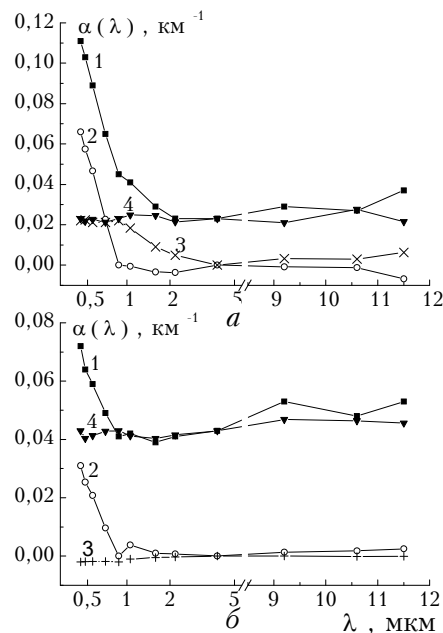


Рис. 3. Усредненная спектральная зависимость коэффициентов $\alpha(\lambda)$ для весеннего (а) и осеннего (б) массивов, полученных в аридной зоне Казахстана. Кривые 1 – общее аэрозольное ослабление, кривые 2–4 – аэрозольное ослабление мелкодисперсной, среднедисперсной и грубодисперсной фракциями частиц

Видно, что вклад мелкодисперсной фракции в общее аэрозольное ослабление (кривая 2) преобладает в видимой области спектра, а в ИК-диапазоне практически не ощущается. Вклад среднедисперсной фракции (кривая 3) отчетливо проявляется в видимой и ближней ИК-областях спектра, составляя $0,022 \text{ км}^{-1}$ в области спектра 0,44–1,06 мкм. Затем он убывает до нуля и вновь становится заметным в области длин волн 9,2 и 11,5 мкм, где, как уже указывалось, имеются полосы поглощения сульфатов, глиноземов и карбонатов. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что максимумы коэффициентов аэрозольного ослабления, выявленные на этих длинах волн в прибрежной дымке, возможно также связаны с частицами среднедисперсного диапазона.

Вклад грубодисперсной фракции в общее аэрозольное ослабление оптического излучения (кривая 4) имеет спектральный ход, очень близкий к нейтральному. Он определяет уровень $\alpha(\lambda)$ в области длин волн $\lambda > 1,6$ мкм, составляя по величине $\sim 0,02 \text{ км}^{-1}$, что примерно в 3 раза меньше, чем в прибрежной зоне. Заметим, что в летний период, когда мощные восходящие потоки выносят грубодисперсный почвенный аэрозоль в приземный слой атмосферы, вклад этой фракции возрастает до $0,05\text{--}0,07 \text{ км}^{-1}$ [8].

Аналогичный расчет спектральных составляющих общего коэффициента аэрозольного ослабления был проведен и для осеннего массива данных, полученных в аридной зоне. Результаты расчета, а также усредненный спектр общих коэффициентов аэрозольного ослабления для осеннего сезона показаны на рис. 3, б. Видно, что в отличие от весеннего сезона, средние значения коэффициентов $\alpha(\lambda)$ (кривая 1) монотонно спадают с ростом длины волны в области от 0,44 до 0,87 мкм, а затем практически не меняются. Подобный вид спектральной зависимости коэффициен-

тов α следует ожидать лишь при отсутствии в атмосфере среднедисперсной фракции частиц. Это предположение подтверждают результаты расчета компонент $K_1(\lambda) \Delta\alpha_1$, $K_2(\lambda) \Delta\alpha_2$ и $K_3(\lambda) \alpha(3,97)$, приведенные на рис. 3. Видно, что кривая 3, соответствующая вкладу среднедисперсных частиц в общем аэрозольном ослаблении, оказывается близкой к нулю во всем диапазоне длин волн.

Резюмируя сказанное, можно отметить, что аппарат линейного множественного регрессионного анализа является достаточно эффективным в задаче разделения общих коэффициентов аэрозольного ослабления излучения на компоненты в широком диапазоне длин волн. Он позволяет статистически оценить дифференциальный вклад частиц разных размеров в общее аэрозольное ослабление в широком диапазоне длин волн. Качественная (а в некоторых случаях и количественная) физическая интерпретация спектральных зависимостей отдельных компонент $\alpha(\lambda)$ указывает на возможность выявления в реальной атмосфере весьма слабого аэрозольного поглощения излучения как в видимой, так и в инфракрасной области длин волн, что является важным обстоятельством для климатических задач. Нужно также отметить, что с помощью разработанных регрессионных моделей (1) и (2) предоставляется интересная возможность выделить в каждой реализации коэффи-

циента $\alpha(\lambda)$ нужную компоненту, создать необходимый массив для этой компоненты и исследовать ее изменчивость в зависимости от различных факторов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №97-05-65994).

1. *Веретенников В.В., Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н.* // Оптика моря и атмосферы: Тез. докл. X пленум раб. группы по оптике океана. (Октябрь 1988, Ростов-на-Дону). Л.: тип. ГОИ, 1988. С. 332–333.
2. *Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок / М.В. Кабанов, М.В. Панченко, Ю.А. Пхалагов и др.* Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
3. *Розенберг Г.В.* // Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 11. С. 1192–1198.
4. *Любовцева Ю.С., Яскович Л.Г.* // Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 9. С. 922–932.
5. *Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н.* // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 4. С. 315–319.
6. *Андреев С.Д., Зуев В.Е., Ивлев Л.С., Кабанов М.В., Пхалагов Ю.А.* // Изв. АН СССР. ФАО. 1972. Т. 8. № 12. С. 1262–1267.
7. *Зуев В.Е.* Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Сов. радио, 1970. 496 с.
8. *Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н.* // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 10. С. 1318–1329.

Yu.A. Pkhalagov, V.N. Uzhegov, N.N. Shchelkanov. A Role of Dispersed Fraction of the Ground Haze in Attenuation of the Visible and IR-Radiation.

By the example of several arrays of coefficients of optical radiation aerosol attenuation $\alpha(\lambda)$, a possibility has been shown for statistical division of the coefficients $\alpha(\lambda)$ within wide range of wavelengths into components according to various dispersibility of the particles. The technique of linear multiple regression analysis was used for the division. It was shown, in particular, that the component of $\alpha(\lambda)$, stipulated by small-size fraction, contributes not only into the visible spectral range (through scattering) but as well manifests itself within the IR range (through absorption). The given approach is also shown to allow statistical discovery in the realistic atmosphere of weak enough aerosol absorption within wavelengths $\lambda > 9 \mu\text{m}$. In accordance with the character of the spectral dependence, it may be associated with the radiation absorption by very small water particles inactive within the visible spectral range.