

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОБЛАЧНОСТИ
И РАДИАЦИИ

УДК 551.576

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ
СПЛОШНОЙ ОБЛАЧНОСТИ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ЯРУСОВ
ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ПОТОКОВ ИЗЛУЧЕНИЯ В ТРЕХ ИНТЕРВАЛАХ
СОЛНЕЧНОГО СПЕКТРА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ
ПРИ ОТСУТСТВИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

© 1994 г. Т. А. Тарасова, Н. Е. Чубарова

*Институт физики атмосферы РАН,
Метеорологическая обсерватория МГУ*

Поступила в редакцию 12.08.93 г.

Получены простые формулы для определения оптической толщины сплошной облачности среднего и нижнего ярусов по измерениям суммарной солнечной радиации в ультрафиолетовом, видимом и интегральном диапазоне солнечного спектра. Формулы действительны при изменении в широком диапазоне оптических характеристик аэрозольного замутнения, влагосодержания атмосферы, высоты нижней границы облака, содержания озона и альбедо подстилающей поверхности при отсутствии снега. Для расчета оптических толщин использовались результаты измерений суммарной солнечной радиации во время проведения эксперимента по изучению радиационно-оптических свойств облаков разных форм в Звенигороде в сентябре 1992 г. Оптические толщины, полученные в трех спектральных диапазонах, согласуются в пределах погрешностей предлагаемых методик.

Облачность является одним из важнейших факторов, определяющих формирование климата и его изменение. На суммарную солнечную радиацию, приходящую к поверхности Земли, сильнее всего влияет количество облачности, а при сплошной облачности – ее оптическая толщина. Сравнения рассчитанного в моделях общей циркуляции количества облаков в разных географических зонах и полученного из радиационных измерений со спутников и из наблюдений на поверхности Земли проведены в работе [1]. Были выявлены существенные расхождения в зональном и сезонном распределении облачности, полученном в моделях и из наблюдений.

Еще более неопределенны знания об оптической толщине облаков. Наземные оценки этой величины, использующие измерения потоков и интенсивностей солнечного излучения в сравнении с результатами модельных расчетов, проводились в основном в натурных экспериментах [2 - 4]. В [5] по аналогичной методике получены предварительные оценки оптических толщин протяженной облачности по данным многолетних наблюдений за суммарной ультрафиолетовой солнечной радиацией. Оптическая толщина облаков, рассчитываемая по измеренной со спутников интенсивности отраженной солнечной радиации, требует дальнейшего осмысления и сравнений с наземными данными [6], так как даже тип облачности разных ярусов определяется со спутников с вероятностью около 70% [7]. Наиболее надежными являются самолетные оценки оптической толщины облаков разных форм, основанные на измерениях коэффи-

циента ослабления или водности и эффективного размера облачных частиц [8], однако эти данные эпизодические и могут быть использованы для создания средних моделей оптических характеристик облаков и для тестирования наземных и спутниковых непрерывных наблюдений.

Настоящая работа является развитием метода определения оптических толщин сплошной облачности, предложенного в [2, 5]. Оптическая толщина τ определяется из сравнения измеренного и рассчитанного отношения потоков суммарной солнечной радиации при облаках и при ясном небе $C_Q = Q/Q_0$. Этот параметр был выбран для того, чтобы устранить систематическую погрешность измерений и влияние безоблачной атмосферы при сравнении результатов измерений и расчетов.

Расчеты C_Q были проведены для трех интервалов солнечного спектра: ультрафиолетовой радиации (УФР) – 0.30 - 0.38 мкм, фотосинтетически активной (ФАР) – 0.38 - 0.71 мкм и интегральной (ИР) – 0.3 - 4 мкм. Учитывались поглощение и рассеяние на облачных и аэрозольных частицах, молекулярное рассеяние, поглощение водяным паром и озоном. Для расчета потоков в видимой и интегральной области использовалась восьмислойная модель атмосферы с двумя слоями облачности, расположенными на высотах 1 и 3 км. Каждый слой предполагался однородным по высоте. Горизонтальные неоднородности не учитывались. При вычислении ультрафиолетовой радиации вводился дополнительно 9-й слой, учитывающий максимум в распределении стратосферного озона. Коэффициенты поглощения

озона брались согласно [9] с учетом их температурной зависимости. Расчеты УФ радиации велись с шагом 1 нм.

Расчеты полусферических потоков излучения выполнялись в двухпоточном приближении к теории переноса излучения с использованием интегральной функции пропускания водяного пара [10]. Расчеты были проведены для широкого набора параметров безоблачной атмосферы, эффективного размера сферических облачных частиц и альбедо поверхности при отсутствии снега (табл. 1). В табл. 1 использованы следующие обозначения: аэрозольная оптическая толщина на длине волны $\lambda_0 = 0.55$ мкм — τ_{a, λ_0} , альбедо однократного рассеяния — ω_{a, λ_0} и средний косинус угла рассеяния g_{a, λ_0} аэрозоля, эффективный радиус облачных частиц — r_e , масса водяного пара в единичном столбе атмосферного воздуха — m_v , высота нижней границы облачности — $H_{нр}$, общее содержание озона — X и альбедо подстилающей поверхности для четырех диапазонов длин волн — $A_{н, \Delta\lambda}$. Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщины выражается степенным законом с показателем степени $n = 0.5 - 1.5$, ω_a и g_a — нейтральны по спектру или изменяются в соответствии со спектральными моделями аэрозоля [11]. Эффективный радиус облачных частиц определяется по формуле $r_e = \int r^3 n(r) dr / \int r^2 n(r) dr$, где $n(r)$ — функция распределения числа частиц по размерам. Оптические характеристики облачных частиц $\omega_{обл, \lambda}$ и $g_{обл, \lambda}$ рассчитывались в зависимости от эффективного радиуса по формулам, предложенным в [12] для пяти интервалов солнечного спектра: 0.3 - 0.38, 0.38 - 0.7, 0.7 - 1.2, 1.2 - 2.4 и 2.4 - 4 мкм, для которых определялись потоки солнечного излучения. Интегральные потоки были получены осреднением спектральных потоков с весом спектральной составляющей солнечной постоянной [13].

Распределение аэрозольного и молекулярного ослабления и массы водяного пара по высоте соответствует средним моделям атмосферы (Субарктические широты, Тропики, Лето средних широт), приведенным в [11, 14]. Аэрозольная оптическая толщина и альбедо однократного рассеяния на длине волны 0.55 мкм рассчитаны в моделях [11], а также получены из измерений прямой и суммарной солнечной радиации на поверхности в безоблачной атмосфере, проводимых в Метеорологической обсерватории Московского государственного университета [15, 16]. Среднее значение τ_{a, λ_0} по данным многолетних измерений за летний период 1955 - 1991 гг. равно 0.22, а оценки величины ω_{a, λ_0} дают значения от 0.90 до 0.95. В ультрафиолетовом диапазоне учитывалось изменение альбедо однократного рас-

сеяния и фактора вытянутости индикатрисы рассеяния, согласно [11].

Альбедо подстилающей поверхности рассчитывалось по радиационным измерениям с самолетов и спутников в работах [17, 18]. В них анализировались разные типы подстилающей поверхности: город, пригород, деревья, другие виды растительности, вода. Во всех случаях при отсутствии снега интегральное альбедо поверхности не превышает 0.23, что существенно для данной методики, так как отражение от облака сильно растет с увеличением отражения от поверхности. Альбедо города даже при наличии снежного покрова не превышает 0.2, что объясняется сильными вертикальными неоднородностями поверхности и регулярной очисткой улиц и крыш от снега. Только интегральное альбедо пустыни может достигать величины 0.44, и для этого случая в будущем предполагается провести дополнительные расчеты.

Для некоторых типов поверхностей, например зеленой растительности летом, альбедо подстилающей поверхности в ближнем инфракрасном диапазоне (0.7 - 4 мкм) увеличивается до 0.45, но интегральное альбедо также не превышает 0.23. При этом величина отраженного от облака интегрального излучения существенно не возрастает из-за уменьшения альбедо в видимом диапазоне. В ультрафиолетовом диапазоне задавалось изменение альбедо по спектру при среднем значении порядка 0.037 [19].

Для всех указанных в табл. 1 параметров были проведены расчеты величины C_Q в зависимости от оптической толщины облаков среднего ($\tau = 5 - 20$, $H_{нр} = 3$ км) и нижнего ($\tau = 5 - 100$, $H_{нр} = 1$ км) ярусов и зенитного угла Солнца θ . В качестве основной модели для расчетов использовались подчеркнутые в табл. 1 параметры, представительные для средних широт летом. Полученные зависимости C_Q от τ и θ для "основной" модели с помощью метода наименьших квадратов были аппроксимированы степенными и экспоненциальными функциями:

$$C_Q = (a + b\theta) \exp((c + d \cos \theta) \tau), \quad (1)$$

$$C_Q = \exp(-\tau / (a(1 + \tau/b)^{0.5})), \quad (2)$$

$$C_Q = (a + b\theta) \tau^{(c + d \cos \theta)}. \quad (3)$$

В табл. 2 приведены постоянные коэффициенты a, b, c, d для трех интервалов солнечного спектра. Там же показаны максимальные погрешности определения оптической толщины — $\Delta\tau$, получаемые при расчетах τ по аппроксимационным формулам по сравнению с прямыми расчетами, использующими "основную" модель.

Используя формулы (1) - (3), легко рассчитать оптическую толщину облака τ , зная отношение потоков солнечного излучения при сплошной облачности и при безоблачном небе C_Q и зенитный угол Солнца θ . Величина погрешности определе-

ния оптической толщины $\delta\tau$ приведена в табл. 3 и объясняется возможными отклонениями параметра атмосферы и поверхности от "основной" модели (см. табл. 1). Для всех трех диапазонов спектра величины погрешностей $\delta\tau/\tau$ приблизительно равны и не превышают 30%.

Заметим, что некоторые параметры атмосферы, такие как масса водяного пара, высота нижней границы облака при $\tau < 20$, а также общее содержание озона при их изменении в диапазонах, указанных в табл. 1, очень слабо влияют на величину C_Q . Погрешность определения τ при этом меньше 5%. Из проведенных расчетов также следует, что при многослойной облачности с помощью данной методики определяется суммарная оптическая толщина всех слоев.

Оптическая толщина аэрозоля τ_{a,λ_0} может существенно повлиять на $C_Q = Q/Q_0$ при больших τ облаков из-за слабой чувствительности в этом случае суммарной солнечной радиации при облаках (Q) к τ_{a,λ_0} и сильной чувствительности суммарной солнечной радиации в безоблачной атмосфере (Q_0) к τ_{a,λ_0} . Поэтому, выбрав для сравнений параметр C_Q , мы не устраняем влияние безоблачной атмосферы при плотной облачности. Но оцененная погрешность использования в расчетах определенной аэрозольной модели все же меньше систематической погрешности измерений, которая отсутствует в C_Q . Максимальная чувствительность C_Q к эффективному размеру облачных частиц равна 30% и объясняется малыми изменениями среднего косинуса угла рассеяния облачных частиц от $g_{обл,\lambda_0} = 0.84$ для эффективного радиуса $r_e = 4$ мкм до $g_{обл,\lambda_0} = 0.86$ при $r_e = 12$ мкм.

Расчеты, выполненные для сильно поглощающего аэрозоля ($\omega_{a,\lambda_0} = 0.6$) в подоблачной атмосфере или для интегрального альбеда поверхности, покрытой снегом ($A_n = 0.8$), показывают, что погрешность определения τ по предлагаемым формулам (1) - (3) может составлять сотни процентов. Но такое сильное аэрозольное поглощение может присутствовать только в отдельных выбросах индустриального аэрозоля в тонких слоях атмосферы и, вероятно, быстро уменьшается со временем при перемешивании в атмосфере. Для зимних месяцев со снежным покрытием необходимо в формулы (1) - (3) ввести зависимость от альбеда поверхности, что предполагается сделать в дальнейшем. При этом останется неопределенность в выборе величины альбеда поверхности, которая сильно зависит от толщины снежного покрова, гранулированности снега, вертикальных неоднородностей и типа поверхностей зимой. Дополнительные сложности возникают зимой из-за недостаточной информации о микроструктуре облаков, содержащих несферические ледяные частицы.

Таблица 1. Используемые в расчетах C_Q параметры атмосферы, альбеда подстилающей поверхности $A_{n,\Delta\lambda}$ в четырех диапазонах солнечного спектра и косинус зенитного угла Солнца μ_0 . Подчеркнуты параметры модели, принятой за основную в расчетах C_Q

τ_{a,λ_0}	0.15 - <u>0.22</u> - 0.6
ω_{a,λ_0}	0.9 - <u>0.95</u>
g_{a,λ_0}	<u>0.65</u> - 0.7
r_e	4 - <u>7</u> - 8 - 12 мкм
m_v	0.69 - <u>2.4</u> - 3.4 г/см ²
$H_{нг}$	<u>1</u> - 3 км
X	0.25 - 0.45 атм. см
$\Delta\lambda = 0.3 - 4$ мкм	$A_{n,\Delta\lambda}$ 0.03 - <u>0.23</u>
0.3 - 0.38 мкм	0.037
0.38 - 0.7 мкм	0.03 - 0.1
0.7 - 4 мкм	0.1 - 0.44
μ_0	0.2 - 1

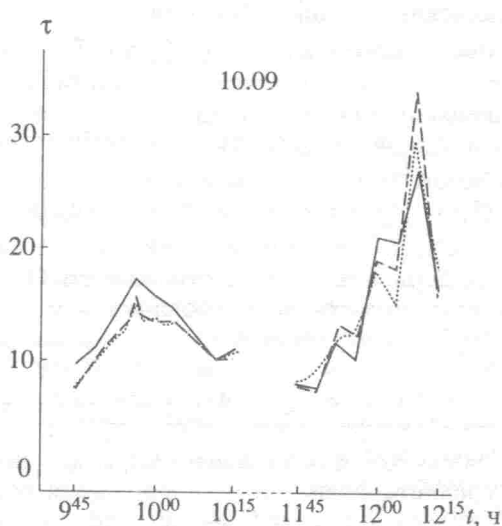
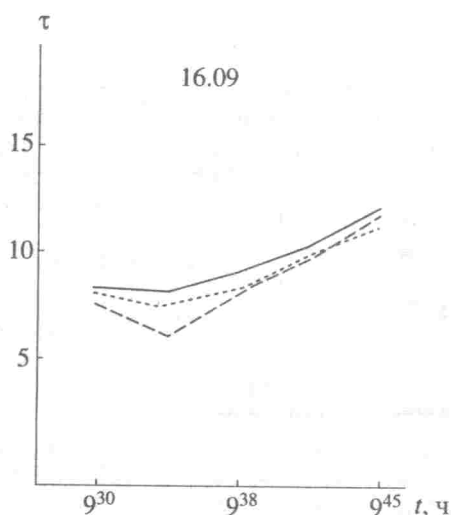
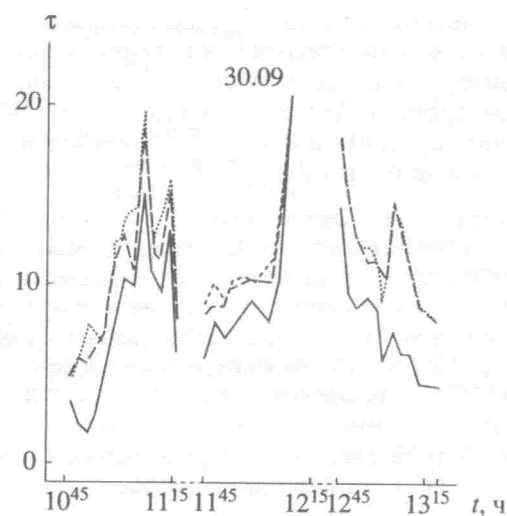
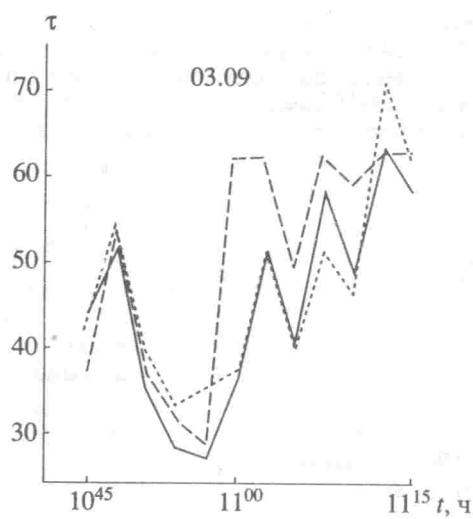
Таблица 2. Коэффициенты a, b, c, d предложенных аппроксимационных зависимостей C_Q от τ и θ для трех интервалов солнечного спектра; θ [рад] - зенитный угол Солнца; $\Delta\tau$ - погрешность аппроксимации

τ	Спектр	a	b	c	d	Формула	$\Delta\tau$
5 - 20	ИР	0.961	-0.145	-0.053	-0.004	(1)	<1.0
	ФАР	0.97	-0.117	-0.05	0.005	(1)	<1.3
	УФР	14.965	14.347	-	-	(2)	<1.2
20 - 50	ИР	5.138	-1.073	-0.856	-0.01	(3)	<1.7
	ФАР	4.412	-0.735	-0.791	0.002	(3)	<1.9
	УФР	4.569	-0.447	-0.738	-0.028	(3)	<1.3
50 - 100	ИР	9.477	-1.447	-1.043	0.024	(3)	<1.9
	ФАР	10.128	-1.903	-0.984	-0.007	(3)	<2.7
	УФР	12.145	-1.074	-0.983	-0.023	(3)	<2.8

Таблица 3. Чувствительность C_Q к τ при $\mu_0 = 0.6$ в трех интервалах солнечного спектра и величины максимальной погрешности определения оптической толщины облаков $\delta\tau$, возникающей из-за возможного отклонения параметров атмосферы и поверхности от "основной" модели (см. табл. 1)

τ	$\partial C_Q / \partial \tau$			$\delta\tau$	$\delta\tau/\tau$
	ИР	ФАР	УФР		
5	0.041	0.040	0.039	1.5	30%
20	0.011	0.011	0.012	3	15%
50	0.0024	0.0026	0.0035	8	16%
100	0.0007	0.0008	0.0011	20	20%

По данным, полученным в эксперименте по изучению радиационных свойств облаков (Звенигород, сентябрь, 1992), была проведена апробация данной методики определения оптических толщин облаков. Для измерения потоков солнечного излучения использовались следующие приборы: пиранометр (0.3 - 4 мкм), красно-белый пиранометр (0.38 - 0.71 мкм) и ультрафиолетметр



Временная изменчивость оптических толщин слоисто-кучевых облаков, определенных по измерениям суммарной радиации в трех диапазонах спектра (сплошная линия – по УФР, пунктир – по видимому диапазону, точки – по интегральной радиации) во время Звенигородского эксперимента, сентябрь 1992 г.

(≤ 0.38 мкм). Подробно методика измерений, приборы и их погрешности описаны в [20]. Сравнение оптических толщин, полученных одновременно в трех интервалах солнечного спектра,

Таблица 4. Сравнение оптических толщин, определенных по измерениям S_0 в диапазонах УФР, ФАР, ИР в Звенигороде в сентябре 1992 г.

Дата	Время	Тип облачности	УФР	ФАР	ИР
03.09	10 ч 45 мин - 11 ч 15 мин	Sc	43	50	47
04.09	9:45 - 10:15	Sc	21	28	29
10.09	9:45 - 10:15	Sc	14	14	13
	11:45 - 12:15	Sc			
16.09	9:30 - 9:45	Sc	9	9	9
25.09	13:45 - 14:30	Sc	9	12	11
30.09	10:45 - 11:15	Sc	8	11	12
	11:45 - 12:15	Sc			
	12:45 - 13:15	Sc			
29.09	10:00 - 14:45	Ns	86	81	79

проводились при сплошном покрове слоисто-кучевой (Sc) и слоисто-дождевой облачности (Ns) (табл. 4.) Полученные оптические толщины для измерений суммарной солнечной радиации с дискретностью 3 мин осреднялись по указанным в таблице временным интервалам. Величины τ , соответствующие разным спектральным диапазонам, согласуются в пределах погрешностей предложенных методик.

Примеры изменения τ для мгновенных значений S_0 приведены на рисунке для четырех дней и семи временных интервалов. Сильная изменчивость мгновенных значений τ на рисунке указывает на то, что с помощью предложенного метода определяется не среднее τ по небосводу, а, скорее всего, τ по направлению на Солнце. Для подтверждения этого вывода необходимы расчеты переноса излучения для неоднородной облачности. По временной изменчивости мгновенных значений τ можно определить степень неоднородно-

сти облачного поля. Видно, что 16.09 облако было довольно однородным, а 30.09 наблюдалась сильно неоднородная облачность, возможно, с просветами.

Предлагаемая методика определения оптической толщины сплошной облачности может быть использована в натурных экспериментах по изучению радиационно-облачного взаимодействия и при проведении многолетних наблюдений на сети актинометрических станций, на которых рекомендуется более подробное изучение сезонных изменений альbedo подстилающей поверхности. Причем для определения τ необходимы именно самолетные измерения $A_{п, \Delta \lambda}$ для поверхностями с сильными вертикальными неоднородностями (городская застройка, лес) и последующее осреднение $A_{п, \Delta \lambda}$ по большой площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mokhov I.I. Global cloudiness: tendencies of change // ISPP-7 "Piero Caldirola" Controlled Active Global Experiments (CAGE) / Eds. E. Sindoni and A.Y. Wong. SIF. Bologna, 1991. P. 19 - 37.
2. Тарасова Т.А. Исследование чувствительности потоков солнечного излучения на поверхности океана к оптической толщине облачности трех ярусов. Препринт. М.: ИФА РАН, 1992. Ч. II. С. 28 - 32.
3. Абакумова Г.М., Изакова О.М., Незваль Е.И., Чубарова Н.Е., Ярхо Е.В. О влиянии облачности на суммарную радиацию в различных участках спектра // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. Наст. вып.
4. Абакумова Г.М., Аникин П.П., Ромашева Е.В. К вопросу об определении оптической толщины перистых облаков по данным измерений прямой солнечной радиации термоэлектрическим актинометром // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 9. С. 951 - 957.
5. Chubarova N.Ye. The determination of the cloud optical thickness from measurements of global uv radiation at ground // Accepted in the Proc. of International Radiation Symposium. Tallinn, 1992.
6. Изакова О.М., Фейгельсон Е.М. Использование спутниковой, наземной и аэрологической информации для расчета потоков солнечного излучения, сравнения с измерениями // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 1. С. 51 - 56.
7. Романов П.Ю. Анализ состояния облачности по данным радиометра AVHRR спутника NOAA в период эксперимента на Звенигородской научной станции в сентябре 1992 г. // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. Наст. вып.
8. Облака и облачная атмосфера / Ред. Мазин И.П. и Хргиан А.Х. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 646 с.
9. Bass A.M., Pour R.J. The ultraviolet cross sections of ozone. 1. The measurements // Atmospheric ozone / Eds. Zerefos C.S. and Chazi A. Dordrecht: D. Reidel, 1984. P. 606 - 610.
10. Фейгельсон Е.М., Краснокутская Л.Д. Потоки солнечного излучения и облака. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 157 с.
11. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme. № 112. WMO-TD-NO 24. 1986. USA. 57 p.
12. Slingo A. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds // J. Atmos. Sci. 1989. V. 46. № 10. P. 1419 - 1427.
13. World Climate Research Programme. № 7. WMO-TD-No 149. October. Geneva, 1986. 140 p.
14. Вельтищев Н.Н., Тарасова Т.А., Фролькис В.А. Практические методы учета поглощения солнечного излучения водяным паром в различных радиационных схемах. Препринт. М.: ИФА АН СССР, 1990. 27 с.
15. Абакумова Г.М., Ярхо Е.В. Изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в Москве за последние 37 лет // Метеорология и гидрология. 1992. № 11. С. 107 - 113.
16. Тарасова Т.А., Абакумова Г.М., Плахина И.Н. Определение поглощающих свойств аэрозольной дымки по измерениям прямой и суммарной интегральной солнечной радиации при безоблачном небе // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. № 4. С. 384 - 390.
17. Brest C.L. Seasonal albedo of an urban / rural landscape from satellite observations // J. Climate and Appl. Met. 1987. V. 26. № 9. P. 1169 - 1187.
18. Robinson D.A., Kukla G. Albedo of a dissipating snow cover // J. Climate and Appl. Met. 1984. V. 23. № 12. P. 1626 - 1634.
19. Чубарова Н.Е. Влияние перистых облаков на ослабление суммарной ультрафиолетовой радиации по результатам моделирования // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 9. С. 1022 - 1028.
20. Изакова О.М., Тарасова Т.А., Чубарова Н.Е., Шиловецова О.А. Пропускание суммарной радиации слоисто-кучевыми облаками и оптические толщины облаков по данным многолетних измерений в различных участках спектра // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 3. (в печати).

On Calculation of Optical Thickness of Extended Low and Middle Clouds Using Measurements of Solar Radiation in Three Solar Spectrum Ranges on Earth Surface without Snow Cover

© 1994 T. A. Tarasova, N. E. Chubarova

Simple formulae were obtained to calculate optical thickness of extended low and middle clouds using measurements of visible, ultraviolet and integral solar radiation. These formulae can be used for broad variety of aerosol optical parameters, water vapor amount, height of clouds, ozone amount and surface albedo without snow cover. Solar radiation measurements have been made during the field experiment in Zvenigorod on September 1992. Optical thicknesses of stratocumulus clouds obtained in three spectral intervals show a good agreement with each other.