

*М.В. Шатунова, Л.Р. Дмитриева-Арраго*

## **ЗАВИСИМОСТЬ ПОТОКОВ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЕ ОТ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБЛАЧНОСТИ**

### **Введение**

Облака вносят существенную перестройку в вертикальное распределение температуры атмосферы и в температуру подстилающей поверхности, по сравнению с безоблачными условиями. Формирование температуры атмосферы в значительной степени определяется вертикальным распределением радиационных притоков тепла, которые являются компонентой теплового баланса атмосферы в сочетании с другими видами притоков. Притоки тепла, обусловленные конденсацией водяного пара, турбулентным переносом тепла от подстилающей поверхности, собственным излучением атмосферы и облачных слоев, в значительной степени зависят от той энергии, которую получили подстилающая поверхность и атмосфера от Солнца. Температура подстилающей поверхности определяется соотношением количества поглощенной солнечной радиации и расходом этой энергии на тепловое излучение поверхности и другие компоненты теплового баланса.

Наличие облачности и ее свойства определяются тепловым режимом атмосферы и содержанием водяного пара в атмосфере. Вместе с тем эволюция облачности и ее оптических свойств вносит ощутимый вклад в радиационную энергетику системы земля – атмосфера. Этот механизм обратной связи является одной из важных составляющих гидродинамических моделей атмосферы, который необходимо описывать с максимальной точностью.

В современных моделях прогноза погоды учет оптических свойств облаков осуществляется путем вычисления их оптической толщины, которая зависит от характеристик, определяющих степень рассеяния и поглощения падающего на облако излучения. Проблема в этом вопросе заключается в том, что отсутствуют регулярные данные измерений микрофизических характеристик облаков, необходимые для задания их начальных значений при интегрировании по времени входящих в модели уравнений переноса водности и ледности, а также для тестирования получаемых результатов. Отсюда следует, что возможны серьезные погрешности в определении микрофизических характеристик облаков, не говоря о несовершенстве методов расчета количества облаков в гидродинамических моделях атмосферы. В настоящее время, как и ранее, этому вопросу уделяется внимание. Исследование зависимости радиационных характеристик атмосферы и подстилающей поверхности от вариаций микрофизических характеристик облаков является актуальной научной и практической задачей.

В связи с этим важнейшей частью алгоритмов расчета радиационных характеристик в облачной атмосфере является описание механизма взаимодействия излучения с облаками. Методы, применяемые для этой цели в гидродинамических моделях атмосферы, определяются наличием информации о микрофизических характеристиках облаков, таких, как водность, функция распределения частиц облака по размерам, фазовое состояние и др.

В настоящее время существует достаточно большая информационная база данных измерений микрофизических характеристик облаков, полученных в ходе многочисленных натурных экспериментов. Измерения проводились в различных регионах земного шара с различных измерительных платформ – самолетов, спутников, а также наземных станций. В рамках исследовательских программ NASA и NOAA (AMSR-E, GOES, MODIS, CLAVR-x, MSPPS, SSM/I и др.) со спутников регулярно поступает информация об интегральном влаго- и водосодержании атмосферы, высоте верхней границы облаков, интенсивности осадков, фазовом состоянии облаков, альbedo облаков и других характеристиках. Однако существует ряд ограничений, связанных с использованием спутниковых данных: во-первых, спутники не всегда дают единовременную глобальную картину распределения

измеряемых параметров; во-вторых, ряд характеристик измеряется только над водной поверхностью, другие имеются только для отдельных территорий.

Использование упомянутых данных при построении и тестирования методов описания взаимодействия излучения и облачности весьма полезно. Данные измерений могут быть использованы и для получения характерных величин микрофизических характеристик облаков в различных метеорологических условиях и для различных типов облаков. Кроме того, они могут быть использованы для оценки качества моделирования характеристик облаков в отдельных районах и условиях. Однако проблема начальных данных для решения соответствующих уравнений этим не решается.

В статье представлен метод расчета потоков солнечного излучения с учетом взаимодействия излучения и облачности. В основе метода лежит приближенное решение уравнения переноса излучения в двухпоточковом приближении  $\delta$ -Эддингтона в многослойной атмосфере [8, 9, 13]. Метод широко используется в гидродинамических моделях атмосферы в разных прогностических центрах. Подробное изложение метода представлено в [14]. Для применения метода к облачной атмосфере необходимо знать оптические свойства облаков и учесть влияние перекрывания облачных слоев, особенно в случае несплошной многослойной облачности [17].

## **1. Метод определения оптических свойств облаков и его применение в гидродинамической модели атмосферы**

Методы расчета оптических свойств облаков, используемые в российских и зарубежных исследованиях, основаны на классических работах К.С. Шифрина [15, 16], Ван де Хюлста [3] и Ку-Нан Лиоу [18]. Как было показано в [14], для определения потоков излучения на различных уровнях в атмосфере требуется знать оптические свойства слоев атмосферы: это оптическая толщина слоев  $\tau$ , вероятность выживания кванта  $\omega$  и параметр вытянутости индикатрисы рассеяния  $g$ .

Оптические параметры слоя атмосферы с учетом ослабления облаками, а также влияние газового поглощения и рэлеевского рассеяния определяются по формулам [19]:

$$\begin{aligned} \tau &= \tau_p + \tau_r + \tau_{обл}, \\ \omega &= \frac{\tau_p + \tau_{обл} \omega_{обл}}{\tau}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$g = \frac{\tau_{обл} \omega_{обл} g_{обл}}{\tau \omega},$$

где  $\tau_p$  – оптическая толщина рэлеевского рассеяния;  $\tau_r$  – оптическая толщина газового поглощения;  $\tau_{обл}$  – оптическая толщина облака;  $\omega_{обл}$  – альbedo однократного рассеяния облачного слоя;  $g_{обл}$  – облачная индикатриса рассеяния.

Оптические характеристики облаков могут быть определены через известные микрофизические свойства облаков.

Используемый алгоритм расчета указанных характеристик построен при следующих предположениях:

- облако считается однородным в пределах ячейки сетки и модельного слоя атмосферы;
- серединами облачных слоев являются основные уровни гидродинамической модели атмосферы, облачный слой образуется из полонины выше- и нижележащих слоев модели;
- микрофизические параметры облака заданы или рассчитываются на основных уровнях модели;
- потоки излучения рассчитываются на границах слоев;
- частицы облаков разного фазового состава имеют форму сфер;
- распределение частиц облака по размерам задано в виде двухпараметрического гамма-распределения [6]:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha+1}} r^\alpha \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right), \quad (2)$$

где  $n(r)$  – количество частиц радиуса  $r$ ;  $N_0$  – концентрация частиц;  $\alpha$  и  $\beta$  – параметры распределения.

Выражение для среднего радиуса (первого момента распределения) через параметры распределения имеет вид:

$$\bar{r} = \int_0^\infty r f(r) dr = (\alpha + 1) \beta.$$

Оптическая толщина и альbedo однократного рассеяния рассчитываются через коэффициенты ослабления и рассеяния облачного слоя:

$$\begin{aligned} \tau_{обл} &= \sigma_{осл} \Delta h, \\ \omega_{обл} &= \sigma_{рел} / \sigma_{осл}, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $\Delta h$  – толщина облачного слоя;  $\sigma_{осл}$  и  $\sigma_{рел}$  – коэффициенты ослабления и рассеяния.

Для определения коэффициентов ослабления и поглощения используются приближенные формулы, полученные В.И. Хворостьяновым [12] путем упрощения формул Ми:

$$\sigma_{осл} = \frac{3\delta}{2r\rho} \frac{\alpha + 1}{\alpha + 3} \left[ 1 + \frac{\lambda^2}{8\pi^2 r^2} \frac{(\alpha + 1)(n - 1)^2 - k^2}{(\alpha + 2)[(n - 1)^2 + k^2]} \right], \quad (4)$$

$$\sigma_{рел} = \frac{3\delta}{4r\rho} \frac{\alpha + 1}{\alpha + 3} \left[ 1 - \left( \frac{8\pi r k}{\lambda(\alpha + 1)} \right)^{-(\alpha+3)} \right], \quad (5)$$

где  $\rho$  – плотность воды;  $\delta$  – водность облака;  $\bar{r}$  – средний радиус распределения;  $\alpha$  – параметр гамма-распределения;  $\lambda$  – длина волны;  $n$  – действительная часть коэффициента преломления среды, отвечающая за рассеяние излучения;  $k$  – мнимая часть, отвечающая за поглощение излучения средой.

Коэффициент рассеяния определяется как разность коэффициентов ослабления и коэффициента поглощения:

$$\sigma_{рел} = \sigma_{осл} - \sigma_{рел}. \quad (6)$$

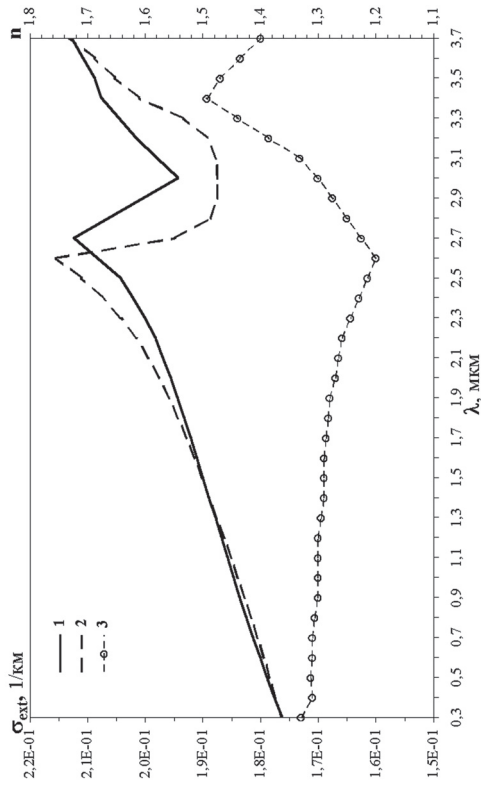
Такой вид формул для  $\sigma_{осл}$  и  $\sigma_{рел}$  удобен тем, что в них непосредственно входит водность облака, которая может быть рассчитана в гидродинамических моделях атмосферы. Оценка точности приближенных формул (4) и (5) путем сравнения с расчетами по формулам Ми, выполненная В.И. Хворостьяновым, показала, что в области  $\lambda < 2,4$  мкм погрешность в расчете коэффициентов ослабления и поглощения меньше 5 %, а в области 2,4–4,5 мкм – не более 9 % [12]. Поскольку доля солнечной энергии, приходящей на ВГА в спектральном интервале 2,4–4,5 мкм, составляет менее 3 % от общего потока, то погрешность в определении указанных коэффициентов даст незначительный вклад в ошибку расчета потоков.

Авторами статьи были выполнены оценки точности расчета коэффициента ослабления (4) и альbedo однократного рассеяния, оп-

ределяемого по (3) с учетом (4)–(6), путем сравнения спектральных величин с точным решением по теории Ми, выполненным А.Н. Рублевым [7].

Сравнение выполнено для случая облака с водностью  $0,3 \text{ г/м}^3$  и концентрацией капель  $253,7 \text{ см}^{-3}$  с заданной функцией распределения в виде (2) при  $\alpha=2$ . Средний радиус распределения при этом был равен  $4,5 \text{ мкм}$ .

На рис. 1 представлен спектральный ход коэффициента ослабления, полученный с помощью приближенного и точного методов расчета. Здесь же представлен спектральный ход действительной части коэффициента преломления воды.

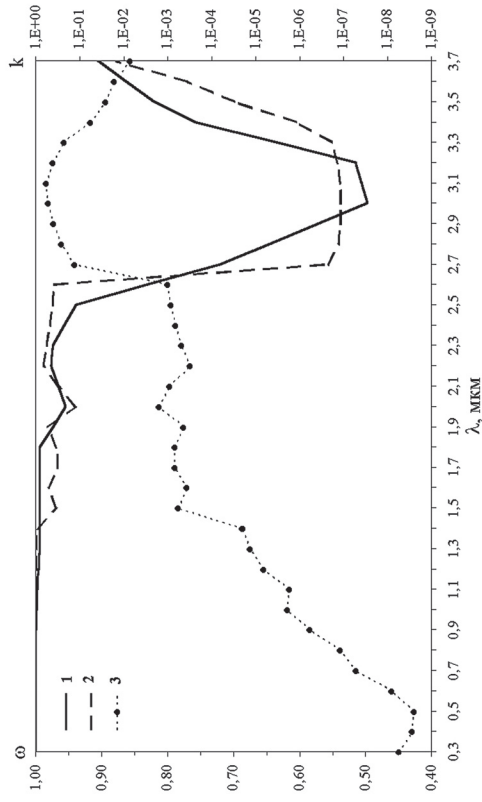


**Рис. 1. Сравнение спектрального хода коэффициента ослабления каплями:**  
1 — точное решение; 2 — по формуле (4); 3 — спектральный ход действительной части коэффициента преломления воды

Максимум в спектральном ходе коэффициента ослабления, рассчитанного по формуле (4), находится при  $\lambda = 2,6 \text{ мкм}$  и согласован с минимумом  $n$ . В точном решении максимум находится при  $\lambda = 2,7 \text{ мкм}$ . Минимальные значения коэффициента приходятся приблизительно на спектральный интервал  $2,8–3,2 \text{ мкм}$ , что объясняется наличием

в этом участке спектра сильных полюсов поглощения водой. В сравнении с точным решением значения коэффициента ослабления оказываются заниженными примерно на 5 % в интервале длин волн  $2,7–3,7 \text{ мкм}$ .

На рис. 2 представлено сравнение спектральных величин альbedo однократного рассеяния. Здесь же показан спектральный ход мнимой части коэффициента преломления. Расхождение в величинах, полученных с помощью приближенных формул и точного решения, отмечаются в том же интервале длин волн, что и для коэффициента ослабления —  $2,6–3,7 \text{ мкм}$ , однако они здесь значительно больше — в пределах  $15–20 \%$ .



**Рис. 2. Сравнение спектрального хода альbedo однократного рассеяния излучения:** 1 — точное решение; 2 — по формулам (3)–(6); 3 — спектральный ход мнимой части коэффициента преломления воды

Общий вывод о точности расчета по формулам (4) и (5), который следует из представленного сравнения, согласуется с оценками В.И. Хворостьянова. Оценки для альbedo однократного рассеяния В.И. Хворостьяновым не проводились.

Расчет параметра  $g_{обл}$ , характеризующего степень вытянутости облачной индикатрисы рассеяния, является чрезвычайно сложной задачей. Причина этого состоит в многообразии взаимодействия

солнечного излучения, содержащего большой диапазон длин волн, с частицами облака, имеющими разные размеры, форму и коэффициенты преломления.

Диапазон изменения параметра  $g_{обл}$  лежит в пределах 0,7–0,9 для облаков различного фазового состава и слабо зависит от длины волны падающего излучения [10, 21, 24]. Во многих случаях этот параметр задают постоянным значением на основании характерных величин, известных из измерений или полученных в результате сложных расчетов.

Существует также ряд методов параметризации [21, 22], позволяющих рассчитать спектральные величины параметра  $g_{обл}$  при известных микрофизических характеристиках облака. В разработанном алгоритме используется метод параметризации, предложенный Б. Рокелем с соавторами [21], который представляет собой аппроксимацию точных расчетов по теории Ми, выполненных для большого набора радиусов капель, для четырех спектральных интервалов и для облаков разного фазового состава в зависимости от влажности облака  $\delta$ :

$$g_{обл} = -a_i(\ln\delta) + b_i, \quad (7)$$

где  $a_i$  и  $b_i$  – коэффициенты, определенные для отдельных спектральных интервалов, представлены в табл. 1.

Таблица 1

Коэффициенты формулы (7) для воды и льда

Спектральный интервал, мкм	Вода		Лед	
	$a_i$	$b_i$	$a_i$	$b_i$
0,20–0,69	1,83e–03	0,890	5,22e–03	0,868
0,69–1,19	2,68e–06	0,893	7,59e–03	0,863
1,19–2,38	3,36e–04	0,895	9,48e–03	0,858
2,38–4,00	5,74e–03	0,922	1,22e–02	0,864

Указанный метод применялся в радиационном алгоритме модели общей циркуляции атмосферы Института Макса Планка – ЕСНАМ4. В последней версии этой модели – ЕСНАМ5 [20] – предложен новый метод параметризации для вычисления параметра  $g$  в зависимости от размера облачных частиц для облаков разного фазового состава в виде:

$$g_{обл} = \sum_{n=0}^4 c_n (\log kr_3)^n, \quad (8)$$

где  $c_n$  – коэффициенты для  $n$ -ого спектрального интервала (табл. 2 и 3);  $k$  – коэффициент, равный 0,67 для континентальных облаков, и 0,8 – для морских;  $r_3$  может быть представлен через параметры распределения в виде:  $r_3 = (\alpha+3)\beta$ .

Таблица 2

Коэффициенты формулы (8) для воды

Спектральный интервал, мкм	$c_0$	$c_1$	$c_2$	$c_3$	$c_4$
0,20–0,69	0,78063	0,126	-0,042412	0	0
0,69–1,19	0,74102	0,16315	-0,050268	0	0
1,19–2,38	0,7073	0,18299	-0,045693	0	0
2,38–4,00	0,70554	0,88798	-1,8214	1,5775	-0,46293

Таблица 3

Коэффициенты формулы (8) для льда

Спектральный интервал, мкм	$c_0$	$c_1$	$c_2$	$c_3$	$c_4$
0,20–0,69	0,79602	0,10183	0,10183	-0,028648	
0,69–1,19	0,77176	0,11995	0,11995	-0,030557	
1,19–2,38	0,74691	0,13514	0,13514	-0,02714	
2,38–4,00	0,77614	0,15186	0,15186	-0,031452	

## 2. Исследование зависимости компонент радиационной энергетики системы земля – атмосфера в облачной атмосфере от микрофизических свойств облачности

Для расчета радиационных характеристик системы использована модель атмосферы «лето средних широт» из базы LOWTRAN-7, имеющая вертикальное разрешение 50 уровней, на которых задано давление, температура, содержание водяного пара и озона.

Капельное облако было расположено в слое 2–3 км. Его микрофизические свойства заданы согласно информации о реальных интервалах изменения влажности и среднего радиуса капель, известных из результатов самолетного зондирования [1, 2, 4, 5, 23 и др.]. Параметр функции распределения капель по размерам  $\alpha$  принят равным 2.

Представленные ниже результаты получены при задании зенитного угла Солнца 60°. Альbedo подстилающей поверхности было принято равным нулю для исключения влияния потока, рассеянного подстилающей поверхностью, на величину альbedo облака.

Величина радиационного баланса солнечного излучения на подстилающей поверхности в общем случае есть величина поглощенного поверхностностью излучения:

$$B = (1 - A_s)(F^{\downarrow} + S),$$

где  $A_s$  — альbedo поверхности;  $S$  и  $F^{\downarrow}$  — потоки приходящего на подстилающую поверхность прямого и рассеянного излучения.

Альbedo системы определяется как отношение восходящего потока излучения к приходящему на верхнюю границу атмосферы (ВГА).

В табл. 4 и 5 представлены рассчитанные радиационные характеристики атмосферы, подстилающей поверхности и облачного слоя в зависимости от микрофизических параметров облака — водности и среднего радиуса распределения капель по размерам. Величина потока на ВГА — 1367 Вт/м<sup>2</sup>. В таблицах также представлены результаты расчетов для безоблачных условий.

Таблица 4  
Зависимость радиационных характеристик атмосферы и подстилающей поверхности от водности облака при среднем радиусе капель 6 мкм. Зенитный угол Солнца — 60°

Характеристики	Безоблачно	Водность облака, г/м <sup>3</sup>				
		0,05	0,10	0,15	0,20	0,25
Баланс на поверхности, Вт/м <sup>2</sup>	482	157	97	70	54	44
Поглощение в атмосфере, Вт/м <sup>2</sup>	152	174	182	186	188	190
Альbedo облачного слоя	0,03	0,64	0,75	0,79	0,82	0,83
Поглощение в облачном слое, Вт/м <sup>2</sup>	16	37	44	47	49	50
Нагрев облачного слоя, К/сут	1,4	3,4	4,1	4,4	4,5	4,6
Баланс на ВГА, Вт/м <sup>2</sup>	634	331	279	256	242	234
Альbedo системы	0,07	0,52	0,59	0,63	0,65	0,66

Таблица 5  
Зависимость радиационных характеристик атмосферы и подстилающей поверхности от среднего радиуса капель при водности облака 0,1 г/м<sup>3</sup>. Зенитный угол Солнца — 60°

Характеристики	Безоблачно	Средний радиус капель, мкм		
		3	6	9
Баланс на поверхности, Вт/м <sup>2</sup>	482	55	97	129
Поглощение в атмосфере, Вт/м <sup>2</sup>	152	183	182	181
Альbedo облачного слоя	0,03	0,83	0,75	0,68
Поглощение в облачном слое, Вт/м <sup>2</sup>	16	42	44	45
Нагрев облачного слоя, К/сут	1,4	3,9	4,1	4,1
Баланс на ВГА, Вт/м <sup>2</sup>	634	237	279	310
Альbedo системы	0,07	0,65	0,59	0,55

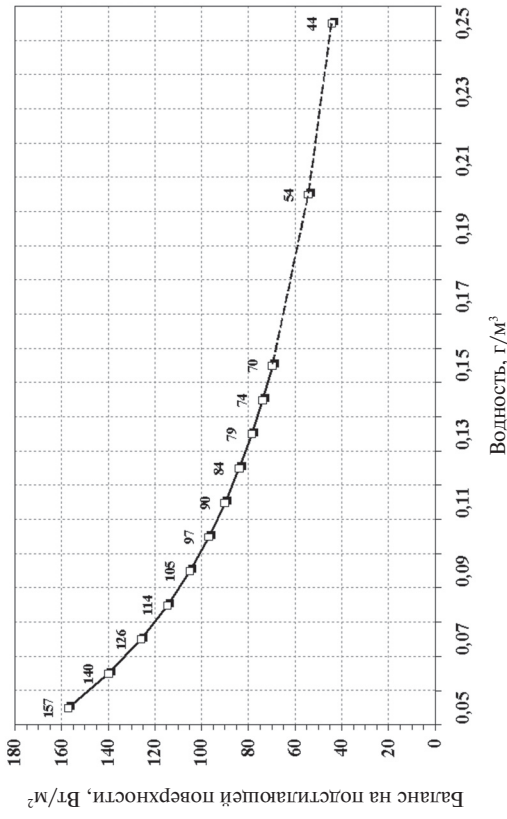
Из анализа таблиц видно, что появление облака резко изменяет величины радиационных характеристик. Как следует из табл. 4, даже при незначительной водности 0,05 г/м<sup>3</sup> радиационный баланс на подстилающей поверхности уменьшается в три раза, а альbedo системы возрастает от 0,07 до 0,52, по сравнению с безоблачными условиями. С ростом водности облака увеличивается как поток излучения, поглощенного облаком, так и отраженного облаком вверх, что приводит к уменьшению потока излучения, приходящего на подстилающую поверхность, и к уменьшению поглощенной поверхностностью радиации.

Вариации водности облака в пределах 0,05 г/м<sup>3</sup> приводят к изменению радиационного баланса на подстилающей поверхности в пределах 10–60 Вт/м<sup>2</sup> в зависимости от величины водности. Увеличение суммарного поглощения солнечного излучения в атмосфере возрастает с ростом водности облака, что определяется увеличением поглощения в облачном слое с 37 Вт/м<sup>2</sup> при водности 0,05 г/м<sup>3</sup> до 50 Вт/м<sup>2</sup> при водности 0,25 г/м<sup>3</sup>. При этом величины нагрева облачного слоя меняются в пределах 3,4–4,6 К/сут.

С ростом водности возрастает и альbedo облака от 0,64 до 0,83, что приводит к уменьшению баланса на ВГА и росту альbedo системы, т.е. к уменьшению энергии, остающейся в системе земля — атмосфера.

Из анализа таблиц видно, что наибольшие изменения в потоке на поверхность и радиационном балансе происходят в области малых значений водности.

На рис. 3 представлено изменение баланса на подстилающей поверхности в зависимости от влажности облака.



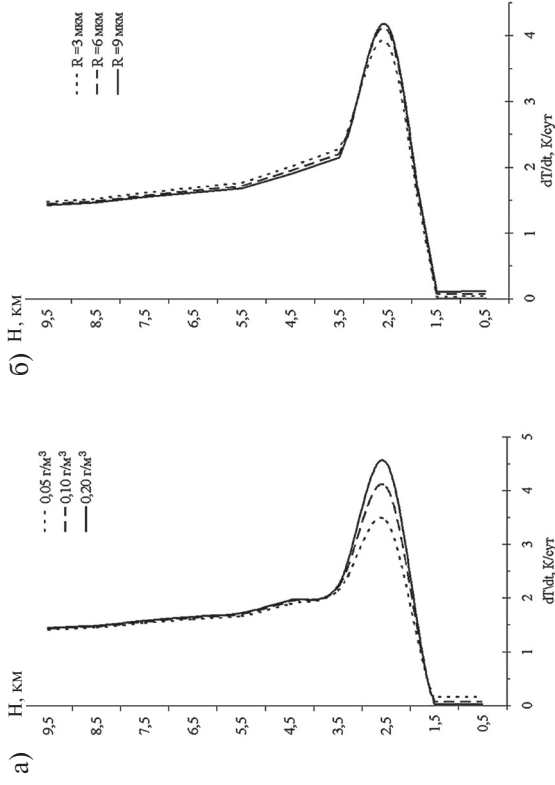
**Рис. 3. Зависимость радиационного баланса на подстилающей поверхности от влажности облака при среднем радиусе капель 6 мкм**

Как следует из формулы (4), ослабление потока излучения облаком определяется не только влажностью, но и размерами облачных частиц. Для исследования зависимости компонент радиационной энергии от среднего радиуса распределения капель по размерам были выполнены эксперименты, результаты которых представлены в табл. 5. В реальных условиях средний радиус облачных частиц является весьма изменчивой характеристикой и определяется типом облачности, характером подстилающей поверхности, над которой формируется облачность, температурным режимом.

При численном моделировании микрофизических процессов точность определения среднего радиуса невелика. Из табл. 5 видно, что роль среднего радиуса капель облака наиболее заметна в вариациях балансов на границах атмосферы и альбедо системы. Изменение среднего радиуса приводит к перераспределению потоков рассеянного и прямого излучения, т.е. нисходящего и восходящего потоков. С ростом

среднего радиуса увеличивается пропускание облака и уменьшается его альбедо, что приводит к росту величины потока, приходящего на подстилающую поверхность, уменьшению уходящего потока рассеянного излучения и альбедо системы.

Из табл. 5 следует, что влияние изменения среднего радиуса капель на вариации суммарного поглощения в атмосфере и нагрев облачного слоя мало. Вариации указанных характеристик определяются главным образом изменением влажности облака. Эти связи можно проследить на рис. 4, где представлено вертикальное распределение радиационных изменений температуры при наличии облачности в зависимости от влажности (а) и среднего радиуса капель (б).



**Рис. 4. Вертикальный профиль радиационного изменения температуры при сплошной облачности нижнего яруса: а) в зависимости от влажности облака при среднем радиусе капель 6 мкм; б) в зависимости от среднего радиуса капель при влажности 0,1 г/м³**

При изменении влажности от 0,05 до 0,20 г/м³ величина нагрева облачного слоя меняется от 3,4 до 4,5 К/сут. При постоянной влажности, равной 0,1 г/м³, и разных радиусах нагрев в облачном слое достигает

4 К/сут, незначительно уменьшаясь с ростом среднего радиуса капли. В обоих случаях в надоблачном слое атмосферы величины притоков составляют 1,5–2 К/сут и обусловлены поглощением нисходящего и рассеянного вверх потока атмосферными газами, в первую очередь водяным паром. В результате резкого сокращения прихода солнечного излучения величины притоков в подоблачном слое составляют менее 0,1 К/сут.

### Заключение

При численном моделировании микрофизических процессов в гидродинамических моделях атмосферы точность определения влажности, и особенно среднего радиуса облачных частиц, невелика. Результаты численных экспериментов дают представление о возможных погрешностях в расчете радиационных характеристик системы земля – атмосфера при неточностях в определении микрофизических параметров облаков.

В статье рассмотрены вариации влажности и среднего радиуса в диапазонах их реальных значений.

Рассмотрен случай однослойной капельной облачности нижнего яруса, выбранный для оценки максимального эффекта слоистой облачности нижнего яруса.

Анализ полученных результатов показал, что определяющую роль в величине нагревания облачного слоя, в величине потоков и баланса на подстилающей поверхности (поглощенная энергия) играет влажность облака. Погрешность в определении величины влажности в 0,05 г/м<sup>3</sup> может привести к погрешностям в расчете потоков и баланса на подстилающей поверхности в 20–50 Вт/м<sup>2</sup> в зависимости от степени развития облака, при этом погрешность в величине нагревания облачного слоя составляет около 0,5 К/сут.

Влияние неточности в определении среднего радиуса капель проявляется в первую очередь в величине оптической толщины и альбедо облака. Погрешности в определении радиационного баланса могут достигать 30–40 Вт/м<sup>2</sup> при погрешностях в величинах среднего радиуса в 3–6 мкм.

Из анализа результатов следует, что наиболее чувствительными к неточностям в определении величины влажности облаков и среднего радиуса капель являются радиационные характеристики на границах, имеющие ведущее значение для энергетики всей системы в целом.

Погрешности в определении радиационного баланса на подстилающей поверхности могут привести к завышению или занижению величин температуры подстилающей поверхности. Это в свою очередь приведет к изменению других компонент теплового баланса на поверхности – эффективного длинноволнового излучения, турбулентного потока тепла, затраты тепла на испарение, и далее к изменению температуры атмосферы.

Баланс на верхней границе атмосферы в меньшей степени чувствителен к вариациям микрофизических параметров облака, чем поглощенная радиация. Однако следует помнить, что баланс на ВГА определяет количество солнечной энергии, остающейся в системе и являющейся источником циркуляции атмосферы и ее температурного режима.

Отсюда следует, что для гидродинамических моделей прогноза погоды важной задачей является тестирование алгоритмов расчета компонент радиационной энергии модели, которые являются источником в уравнении притока тепла в атмосфере и теплового баланса подстилающей поверхности.

Полученные результаты не являются представительными для кучевых облаков, которые характеризуются большими значениями влажности и средних радиусов. Кроме того, в кучевых облаках имеют большое значение краевые эффекты взаимодействия излучения с боковыми границами развитого по вертикали облака.

Авторы выражают благодарность А.Н. Рублеву за представленные результаты точных расчетов оптических свойств облаков.

### Список литературы

1. Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Статистические характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков. Том 1. Вып. 3. – М.: Гидрометеоздат, 1975. – 160 с.
2. Боровиков А.М., Гайворонский И.И., Зак Е.Г., Костарев В.В., Мазин И.П., Минеерин В.Е., Хргиан А.Х., Шмелер С.М. Физика облаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 460 с.
3. Ван де Холст Г. Рассеяние света малыми частицами. – М., 1961. – 536 с.
4. Мазин И.П., Шмелер С.М. Облака: строение и физика образования. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 280 с.
5. Мэйсон Б. Дж. Физика облаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 542 с.
6. Облака и облачная атмосфера: справочник / под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 647 с.



7. Рублев А.Н., Троценко А.Н., Романов П.Ю. Использование данных спутникового радиометра AVHRR для определения оптических толщин облачности // Изв. Академии наук. Серия «Физика атмосферы и океана». — 1997. — Т. 33, № 5. — С. 670—675.
8. Соболев В.В. Перенос лучистой энергии в атмосферах звезд и планет. — М.: ГИТТЛ, 1956. — 292 с.
9. Соболев В.В. Рассеяние света в атмосферах планет. — М.: Наука, 1972. — 336 с.
10. Фейсельсон Е.М., Краснокутская Л.Д. Поток солнечного излучения и облака. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 158 с.
11. Фихтенгольц Г.М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. — М.: Физматгиз, 1962. — 800 с.
12. Хворостьянов В.И. К расчету коэффициентов рассеяния и поглощения коротковолновой радиации в облаках // Труды УкрНИИ. — 1980. — Вып. 178. — С. 64—85.
13. Чандрасекар С. Перенос лучистой энергии. — М.: ИЛ, 1953. — 432 с.
14. Шатунова М.В., Рублев А.Н., Дмитриева-Арраго Л.Р. Метод расчета потоков солнечного излучения в системе земля — атмосфера // Труды Гидрометцентра России. — 2010. — Вып. 344. — С. 25—42.
15. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. — М.: ГИТТЛ, 1951. — 294 с.
16. Шифрин К.С. О вычислении радиационных свойств облаков // Труды ГГО. — 1955. — Вып. 46 (108). — С. 5—33.
17. Hogan R.J., O'Connor E.J., Illingworth A.J. Verification of cloud-fraction forecasts // Quart. J. Royal Meteorological Society. — 2009. — Vol. 135, Issue 643. — P. 1494—1511.
18. Liao K.-N. Radiation and cloud processes in the atmosphere: theory, observation and modeling. — N.Y.: Oxford University Press, 1992. — 487 p.
19. Liou K.-N., Freedman K.P., Sasamori T. Cloud and aerosol effects on the solar heating rate of the atmosphere // Tellus. — Vol. 30. — P. 62—70.
20. Roeckner E. et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I // Max Planck Institute for Meteorology, Report. — 2003. — N 349. — 140 p.
21. Rockel B., Raschke E., Weyres B. A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds // Beitr. Phys. Atmos. — 1991. — Vol. 64. — P. 1—12.
22. Slingo A. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds // J. Atmos. Sci. — 1989. — Vol. 46. — P. 1419—1427.
23. Stephens G.L. Radiation profiles in extended water clouds. I. Theory // J. Atmos. Sci. — 1978. — Vol. 35. — P. 2111—2122.
24. Stephens G.L., Tsay S.C., Stackhouse P.W., Flatau P.J. The Relevance of the Microphysical and Radiative Properties of Cirrus Clouds to Climate and Climatic Feedback // J. Atmos. Sci. — 1990. — Vol. 47. — P. 1742—1754.