

В.Я. Галин

СХЕМА УЧЕТА РАЗОРВАННОЙ ОБЛАЧНОСТИ В АТМОСФЕРНОЙ МОДЕЛИ ИВМ РАН

Институт вычислительной математики РАН, Москва

Поступила в редакцию 21.10.98 г.

Принята к печати 10.11.98 г.

Приводятся диагностические формулы расчета количества облаков в атмосферной модели ИВМ РАН, излагается алгоритм учета многослойной разорванной облачности при вычислении радиационных притоков тепла к атмосферным слоям. Результаты моделирования сопоставляются с данными спутниковых наблюдений.

Атмосферная модель ИВМ РАН является трехмерной глобальной, основанной на системе полных нелинейных уравнений гидротермодинамики атмосферы. В настоящее время она охватывает всю тропосферу и стратосферу до высоты порядка 50 км, а также почву до глубины 10 м. В модели представлены все основные физические процессы. Горизонтальное разрешение модели составляет 5° по долготе и 4° по широте. По вертикали атмосфера разбита на 21 слой, из них на тропосферу приходится около 13 слоев. Подробное описание модели ИВМ РАН дано в [1], радиационная схема опубликована в [2]. Облака в модели определяются диагностически на всех уровнях в тропосфере. Они прежде всего имеют многослойный характер, т.е. облака могут присутствовать одновременно во всех тропосферных слоях.

В расчетах потоков радиации каждая разностная ячейка интегрирования рассматривается отдельно, независимо от других ячеек. Горизонтальные размеры таких ячеек составляют сотни километров. По высоте они занимают всю атмосферу. Общая высота всех облачных образований достигает 10–12 км. Таким образом, горизонтальные размеры ячейки на порядок превосходят вертикальные. Внутри каждой ячейки используется уравнение переноса радиации для горизонтально однородной среды. Для этого каждый неоднородный слой с частичными облаками предварительно аппроксимируется однородным слоем с учетом вертикального перекрытия многоярусных облаков. Затем используются хорошо известные методы расчета потоков излучения, направленных вниз и вверх. В частности, для расчета потоков солнечной радиации в поглощающей и рассеивающей среде применяется двухпоточковый метод δ -Эдингтона [2].

Кратко рассмотрим способы получения облаков в модели ИВМ РАН. Количество облаков внутри каждого k -го слоя модели обозначим через C_k , при $0 \leq C_k \leq 1$. Толщина облаков в слое совпадает с геометрической толщиной соответствующего модельного слоя. О горизонтальных размерах облаков не делаем никаких предположений. Образование облаков в модели параметрически связано с конвективными и крупномасштабными процессами.

Количество конвективных облаков в модели, следуя [3], вычисляется по количеству конвективных осадков $P_{\text{конв}}$:

$$A_{\text{конв}} = a + b \ln(1 + P_{\text{конв}}), \quad (1)$$

где постоянные $a = 0,2$ и $b = 0,125$ определены по результатам статистического анализа связей между рассматриваемыми параметрами атмосферы. Границы расположения этих облаков по высоте обусловлены областью конвективной активности. Пусть ими являются модельные уровни КТ и КВ, которые соответствуют верхней и нижней границам конвективных облаков. Значения КТ и КВ рассчитываются в модели вместе с $P_{\text{конв}}$ на каждом временном шаге, равном в данной версии модели 1 ч. Считается, что $A_{\text{конв}}$ представляет собой полное количество конвективных облаков (суммарное по всем конвективным слоям) при случайном перекрытии слоев между уровнями КТ и КВ. Поэтому количество конвективных облаков $C_{\text{конв}}$ в каждом из отдельных слоев между КТ и КВ будет определяться по формуле

$$m = 1 / [(КВ - КТ) + 1],$$

$$C_{\text{конв}} = 1 - (1 - A_{\text{конв}})^m. \quad (2)$$

Как правило, широтная зона действия этого механизма возникновения облаков не выходит за пределы тропической области, но определяет в ней основную массу облаков. Вне высот КТ и КВ величина $C_{\text{конв}}$ равна нулю.

Количество крупномасштабных облаков мы параметризуем через относительную влажность:

$$C_{\text{круп}} = \max \left(\frac{RH - RH_{cr}}{1 - RH_{cr}}, 0 \right), \quad (3)$$

где RH – относительная влажность на любом модельном уровне; RH_{cr} – критическая относительная влажность. Такая линейная, а не квадратичная форма зависимости балла облаков от относительной влажности в нашей модели идет традиционно от первых версий нашей модели. Во многих моделях в настоящее время принята квадратичная зависимость.

Наличие облаков в модели ИВМ РАН допускается во всех тропосферных слоях. Для отдельных ярусов введены следующие границы: выше 400 мбар – верхний ярус, ниже 700 мбар – нижний ярус, между ними – средний. На каждый ярус приходится несколько слоев с облаками. Значения критической влажности фиксированы по ярусам сверху вниз значениями, равными 0,77, 0,75, 0,87, которые были найдены в ходе численных экспери-

ментов путем сопоставления полей наблюдаемых и модельных облаков. Эти константы зависят от разрешения модели, от перекрывания облаков и в каждой версии модели являются подгоночными параметрами. Для самых нижних трех уровней модели внутри километрового пограничного слоя максимально допустимые значения количества облаков дополнительно ограничиваются некоторыми предельными величинами. Формулы, связывающие крупномасштабные облака с относительной влажностью, как правило, эффективно срабатывают в средних и высоких широтах, в тропической зоне вклад их невелик. В высокогорных районах в соответствии с ходом изобар облака упираются в склоны гор и вершины гор могут быть безоблачными. Полное количество облаков каждого модельного слоя определяется далее комбинацией крупномасштабных и конвективных облаков:

$$C = (1 - C_{\text{конв}}) C_{\text{круп}} + C_{\text{конв}}. \quad (4)$$

В ряде современных моделей климата прогностической величиной является также и водность облаков $W_{\text{обл}}$. В модели ИВМ РАН схема прогноза водности еще не введена. Для диагностической оценки водности облаков используется формула И.П. Мазина – формула зависимости водности от температуры [4], которая была несколько уточнена в [5]:

$$W_{\text{обл}} = 0,12669 + 6,7773 \cdot 10^{-3} T + 1,2937 \cdot 10^{-4} T^2 + 8,6684 \cdot 10^{-7} T^3, \quad (5)$$

где T – температура слоя, °C. Если температура слоя выше нуля, то $W_{\text{обл}}$ берется для нулевой температуры, если ниже -50° , то $W_{\text{обл}}$ берется для -50° . Разделение водности по фазовому составу на кристаллическую и капельную части проводится по формуле Л.Т. Матвеева [6] при той же температуре T :

$$f = 0,0059 + 0,9941 \exp(-0,003102 T^2), \quad (6)$$

где f – доля жидкокапельной части, а $(1 - f)$ – кристаллической. Согласно формуле Матвеева незамерзающие капли жидкости в облаках могут существовать при весьма низких температурах. Эффективный радиус жидких капель принят равным 10 мкм, кристаллов льда – 30 мкм. Водозапас каждого слоя рассчитывается умножением $W_{\text{обл}}$ на характерные толщины облаков соответствующего яруса [7]. Эта толщина в моделях обычно подгоняется, чтобы обеспечить наблюдаемое в реальности альbedo облаков. В модели ИВМ РАН она принята равной геометрической толщине модельного слоя Δz . Поэтому водозапас слоя в облаке для жидкой $UCLD$ и кристаллической $UICE$ частей находится следующим образом:

$$UCLD = W_{\text{обл}} f \Delta z, \\ UICE = W_{\text{обл}} (1 - f) \Delta z. \quad (7)$$

Такое разделение водозаписа облаков необходимо для вычисления оптических слоев для жидкой и кристаллической частей отдельно, которые существенно отличаются друг от друга. Отметим попутно, что рассчитываемые таким образом водность или ледность относятся только к облаку, а не к слою в целом, где находятся облачные образования (по зарубежной терминологии эти величины определены как «in-cloud»).

Можно забыть о том, как были получены баллы и оптические свойства облаков отдельных слоев модели. Важно помнить, что каждый слой, по существу, является неоднородным по горизонтали. Наша задача далее будет заключаться в том, чтобы из этой многослойной перекрывающейся системы разорванных облаков, занимающих практически всю тропосферу, получить однородные по горизонтали слои для применения быстрых детерминированных методов расчета радиационных потоков. Для этого рассмотрим модели перекрывания облаков различных ярусов по вертикали. Существуют две наиболее распространенные гипотезы о перекрывании облаков – случайное и максимальное. При случайном перекрывании облака разных ярусов располагаются независимо от расположения облаков других ярусов или слоев. А при максимальном перекрывании облака разных ярусов располагаются строго друг под другом. В модели ИВМ РАН используется их комбинация.

Так, вероятность p_{nm} пробега фотонов по вертикали без столкновения с облаками между уровнями n и m в модели определяется по формулам:

$$p_{nm} = g p_{nm}^{\text{макс}} + (1 - g) p_{nm}^{\text{случ}}, \\ p_{nm}^{\text{случ}} = \prod_{k=n}^{m-1} (1 - C_k), \\ p_{nm}^{\text{макс}} = 1 - \max_{n \leq k \leq m-1} (C_k), \quad (8)$$

где $p_{nm}^{\text{случ}}$ соответствует этой вероятности при случайном перекрывании, а $p_{nm}^{\text{макс}}$ – при максимальном; эмпирический параметр g указывает на преобладание той или иной гипотезы. В тропических широтах параметр g можно задать близким к 1, указывая на преобладание максимального перекрывания облаков, а в высоких широтах – ближе к нулю, когда преобладает случайное перекрывание. В пределах одного яруса (внутри верхнего или внутри нижнего отдельно) облака в модели близки к единому образованию, т.е. составляют как бы один элемент. Для них параметр g очень близок к единице. Облака разных ярусов более подходят к понятию ансамбля независимых образований. Поэтому для них параметр g будет близок к нулю. Теоретическое или экспериментальное обоснование выбора параметра g в модели не проводилось, но численным путем значения g были подобраны именно близкими к отмеченным.

Рассмотрим мгновенную картину расположения облаков по вертикали. Нетрудно представить себе, что при любой гипотезе перекрывания внутри ячейки интегрирования могут быть безоблачные участки или участки, покрытые облаками только одного, двух и т.д. слоев. Просматривая всю площадь ячейки, соберем вместе в один малый участок все безоблачные части ячейки. Аналогично соберем участки с облаками однослойными, двухслойными, трехслойными и т.д. В общем случае многоярусной облачности с n слоями число таких комбинаций будет 2^n . Для простоты изложения детально рассмотрим случай трехярусной облачности с количеством облаков по ярусам c_1^m, c_2^m, c_3^m соответственно. Обозначим долю площади ячейки интегрирования (или часть неба), в которой отсутствуют облака, через p_1 . Долю части неба, покрытой облаками только верхнего яруса, обозначим через p_2 , только среднего – через p_3 и только нижнего – через p_4 . Аналогично для многоярусных частей неба

введем обозначения: p_5 – верхний и средний, p_6 – верхний и нижний, p_7 – средний и нижний яруса в ячейке, p_8 – все три яруса в ячейке. В данном случае число возможных комбинаций таких облачных образований равно 8 и определяется по выражению 2^3 , где 3 – число ярусов.

Используя соотношения (8), несложно рассчитать численные значения всех введенных параметров p_i , $i = 1, \dots, 8$. Так, в случае чисто случайного перекрытия между ярусами трехслойной облачности будем иметь следующие расчетные формулы для введенных параметров p_i :

$$\begin{aligned} p_1 &= (1 - c_1^m) (1 - c_2^m) (1 - c_3^m), \\ p_2 &= c_1^m (1 - c_2^m) (1 - c_3^m), \\ p_3 &= (1 - c_1^m) c_2^m (1 - c_3^m), \\ p_4 &= (1 - c_1^m) (1 - c_2^m) c_3^m, \\ p_5 &= c_1^m c_2^m (1 - c_3^m), \\ p_6 &= c_1^m (1 - c_2^m) c_3^m, \\ p_7 &= (1 - c_1^m) c_2^m c_3^m, \\ p_8 &= c_1^m c_2^m c_3^m. \end{aligned} \quad (9)$$

Если же предположить выполнимость гипотезы максимального перекрытия между ярусами, то приведенные выше формулы (9) следовало бы переписать в виде

$$\begin{aligned} p_1 &= 1 - \max(c_1^m, c_2^m, c_3^m), \\ p_2 &= c_1^m - \max(c_2^m, c_3^m), \\ p_3 &= c_2^m - \max(c_1^m, c_3^m), \\ p_4 &= c_3^m - \max(c_1^m, c_2^m), \\ p_5 &= \min(c_1^m, c_2^m) - c_3^m, \\ p_6 &= \min(c_1^m, c_3^m) - c_2^m, \\ p_7 &= \min(c_2^m, c_3^m) - c_1^m, \\ p_8 &= \min(c_1^m, c_2^m, c_3^m). \end{aligned} \quad (10)$$

Отрицательные значения p_i заменяются нулем, сумма всех p_i равна единице. Теперь нетрудно обобщить эти формулы на общий случай трехъярусной облачности. Для этого можно воспользоваться первой формулой из (8):

$$p_i = g p_i^{\max} + (1 - g) p_i^{\text{случ}}, \quad i = 1, \dots, 8. \quad (11)$$

Таким образом, зная параметр g , можно формализовать вычисление значений p_i для любого возможного перекрытия облаков по вертикали. Суть этой комбинаторики заключается в том, что каждая из 2^n полученных конфигураций является однородной по горизонтали. Это важно для детерминированных методов. В каждой из этих конфигураций мы

вправе применять обычные уравнения переноса излучения в неслучайной среде.

Чтобы получить полное решение уравнения переноса в ячейке, образуем результирующую комбинацию как $F = \sum p_i F_i$, где F_i – любая радиационная характеристика i -й конфигурации, например поток радиации. Такая методика является весьма удачной для расчета радиации в атмосфере с частичными облаками, результаты ее применения вполне удовлетворительны. В общем случае требуется по реальным состояниям облачной атмосферы оценить не только простой параметр g , но и матрицу взаимных корреляций облачных слоев в зависимости от динамических факторов. В нашей модели используется описанный выше простой случай. При этом критерием для выбора значений g служили спутниковые данные ERBE и сопоставления с известными другими методами получения однородных по горизонтали ячеек. Например, в хорошо известной модели NCAR [8] для приведения ячейки к однородному по горизонтали виду применяется формула «размазывания» оптической толщины облаков

$$\tau_{\text{обл}}^{\text{эф}} = \tau_{\text{обл}} C_k^{1+\alpha},$$

где $\tau_{\text{обл}}$ – оптическая толщина облаков в слое k ; α – коэффициент сглаживания; $\tau_{\text{обл}}^{\text{эф}}$ – эффективная оптическая толщина облака во всем слое. Таким образом, вместо частичной облачности будем иметь полное покрытие слоя облаком с известной оптической толщиной $\tau_{\text{обл}}^{\text{эф}}$. Численные эксперименты с моделью позволяют найти наиболее подходящее значение параметра «размазывания». В модели NCAR оно равно 0,5. Сравнение потоков радиации, рассчитанных по методике NCAR [8] и по изложенной выше методике конфигураций, показало гораздо лучшее согласие с данными наблюдений последних результатов. Поэтому в модели ИВМ РАН применяем метод конфигураций. Далее предполагаем, что внутри каждого отдельного яруса облаков имеет место максимальное перекрытие, т.е. параметр g в точности равен 1. А для межъярусных перекрытий он близок к нулю, но зависит от широты. Внутри каждого яруса выбирается максимальный балл облачности c_1^m, c_2^m, c_3^m , по которым и ведется расчет площадей p_i . А для остальных слоев яруса, балл которых не всегда равен максимуму по ярусу, применяется метод «размазывания». Для такого варианта наиболее подходящим значением коэффициента сглаживания α оказался нуль.

Очевидным недостатком метода является полное отсутствие взаимодействия между различными конфигурациями. Затраты времени на вычисление потоков при этом методе составляют ничтожную часть (доли секунды) времени от практически точного метода Монте-Карло. Результаты расчета потоков радиации показывают очень хорошее согласие при сопоставлении с данными наблюдений. Возможно, это происходит от большой горизонтальной протяженности ячейки.

Изложенный метод из модели ИВМ РАН неоднократно обсуждался с Г.А. Титовым, который считал, что можно найти эффективные значения долей p_i , чтобы учесть взаимодействие между конфигурациями. В этом случае стало бы возможным сочетание сложности реальной облачной геометрии и быстроты методов расчета, принятых в настоящее время в атмосферных моделях.

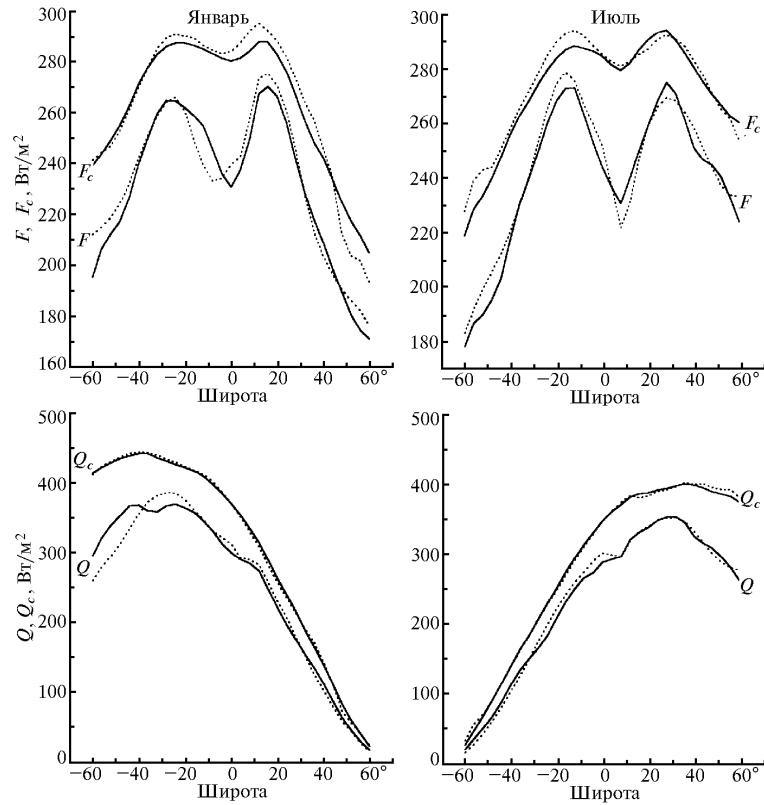


Рис. 1. Зональные средние значения уходящей длинноволновой радиации для облачного и ясного неба (F, F_c) и коротковолнового радиационного баланса на верхней границе атмосферы (Q, Q_c); сплошные линии – данные модели, пунктирные – данные ERBE для января и июля

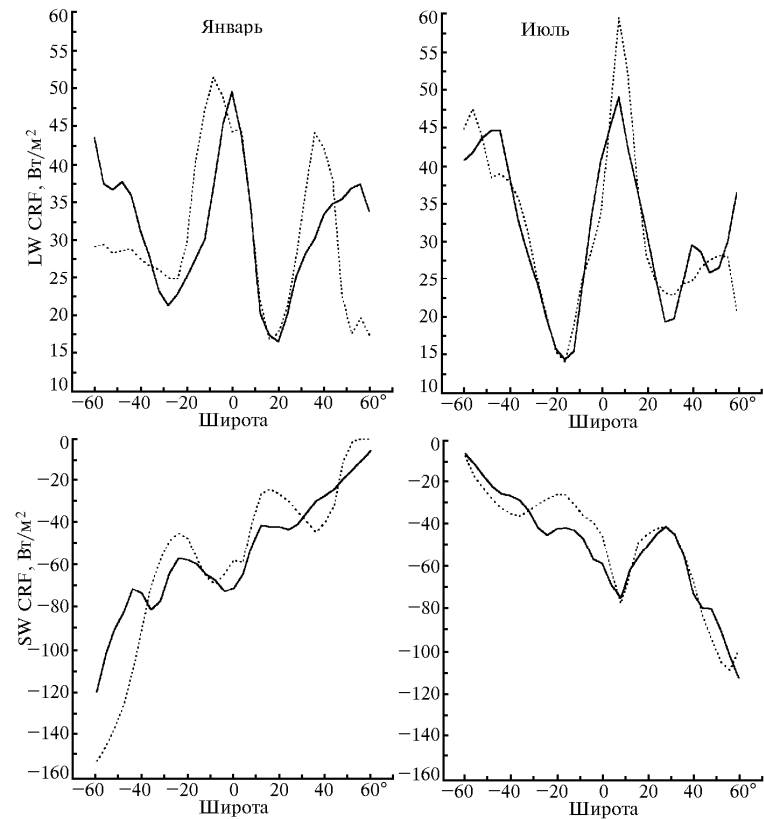


Рис. 2. Зональные средние значения облачно-радиационного форсинга для длинноволновой компоненты LW CRF и коротковолновой – SW CRF; сплошные линии – данные модели, пунктирные – данные ERBE для января и июля

Детальное изложение алгоритмов расчета потоков радиации в полученных выше однородных по горизонтали слоях дано в [2] и поэтому здесь не повторяется. В качестве иллюстрации результатов моделирования приведем графики сопоставления их с данными наблюдений ERBE. В эксперименте АМІР II имеется отрезок времени с 1985 по 1988 г., когда были проведены спутниковые наблюдения за компонентами радиационного баланса Земли на верхней границе атмосферы. Из наших расчетов по программе АМІР II, в целом охватывающих состояние атмосферы и океана с 1979 по 1996 г., возьмем только нужный для сравнения период функционирования ERBE.

На рис. 1 приведены зональные средние уходящей длинноволновой радиации для ясного и облачного неба, а также коротковолновый радиационный баланс на верхней границе атмосферы. На рис. 2 приведены возмущения, вносимые облаками в радиационное поле. Согласие с данными наблюдений можно считать вполне удовлетворительным. Видимые разногласия в поведении форсингов обусловлены главным образом некоторым несоответствием поля влажности в модели наблюдениям в атмосфере.

1. Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лысков В.Н. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. Описание модели А5421 версии 1997 года и результатов эксперимента по программе АМІР II. Заключительный отчет. Деп. в ВИНТИ, 1998. 215 с.
2. Галин В.Я. Параметризация радиационных процессов в атмосферной модели ИВМ РАН // Изв. АН. Сер. ФАО. 1998. Т. 34. N 3. С. 380–389.
3. Slingo J.M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1987. V. 133. P. 899–927.
4. Мазин И.П. О климатологии и физическом строении облаков // Изв. РАН. Сер. ФАО. 1994. Т. 30. N 3. С. 338–344.
5. Lemus L.D., Rikus L., Martin C., Platt R. Global cloud liquid water path simulations // J. Climate. 1997. V. 10. N 1. P. 52–64.
6. Мамвеев Л.Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 311 с.
7. Фейгельсон Е.М. Радиация в облачной атмосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 280 с.
8. Briegleb B.P. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. N D7. P. 7603–7612.

V.Ya. Galin. The Multilayer Broken Clouds in DNM GCM.

Both a diagnostic method for calculating the cloud fraction in DNM GCM and a method of computation of radiative fluxes for the multilayer broken clouds are presented in this study. The results are well compared with the satellite measurements.