

**ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПОТОКОВ ТЕПЛА, ВЛАГИ И ИМПУЛЬСА  
В КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ. РАДИАЦИОННЫЕ ПОТОКИ***Е.М. Володин*

Институт вычислительной математики РАН,  
Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 8; [volodinev@gmail.com](mailto:volodinev@gmail.com)

**Резюме.** Рассматривается параметризация радиационных процессов в модели климата Института вычислительной математики Российской академии наук (ИВМ РАН). Используется двухпотокное приближение. Тепловой диапазон разбит на 10 спектральных интервалов, солнечный – на 18 интервалов. Учитывается взаимодействие теплового и солнечного излучения с молекулами водяного пара,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}_2$ , с аэрозолями и облачностью. Для излучения солнечного диапазона вычисляются три параметра: оптическая толщина, альbedo однократного рассеяния и параметр асимметрии индикатрисы рассеяния. Для вычисления потоков нисходящей и восходящей радиации применяется метод дельта-Эддингтона. Обсуждаются методы расчета оптических характеристик различных малых газовых составляющих. Рассматривается способ учета облачности в расчетах радиационных потоков. Приводятся широтно-высотные распределения источников тепла в климатической модели при выбранной параметризации солнечной и тепловой радиации. Осредненные вдоль круга широты потоки радиации на верхней границе атмосферы сравниваются со спутниковыми наблюдениями. Модельные распределения радиационно-облачного форсинга в солнечном и тепловом диапазоне также сравниваются с оценками по данным спутниковых измерений. Обнаружено в целом хорошее согласие.

**Ключевые слова.** Модель, климат, параметризация, радиация, солнечный, тепловой источник тепла, радиационное воздействие.

**REPRESENTATION OF HEAT, MOISTURE AND MOMENTUM FLUXES  
IN THE CLIMATE MODELS. RADIATION FLUXES***Е.М. Volodin*

Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Sciences,  
8, Gubkina str., 119333, Moscow, Russia; [volodinev@gmail.com](mailto:volodinev@gmail.com)

**Summary.** Parameterization of radiation processes used in the climate model of the Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Sciences (INM RAS) is considered. Two-stream approximation is employed. Thermal range is subdivided into 10 spectral intervals, Solar range is subdivided into 18 spectral

---

intervals. Interaction of solar and thermal radiation with molecules of water vapor,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}_2$ , and aerosols and cloudiness is considered. Three parameters are calculated for the solar range: optical depth, single scattering albedo and asymmetry parameter. Delta-Eddington method is used in calculations of downward and upward radiation fluxes. Methods for calculation of optical parameter for different trace gases are discussed. Treatment of cloudiness in calculations of radiation fluxes is considered. Altitude-latitude profiles of radiation heating sources in the climate model are presented for the chosen parametrization of solar and thermal radiation. Model radiation fluxes at the top of the atmosphere averaged over longitude are compared to satellite observations. Model distributions of the cloud radiation forcing in solar and heat ranges are also compared to satellite observations. In general, good agreement is found.

**Keywords.** Model, climate, parameterization, radiation, solar, thermal, heat source, radiation forcing.

## Введение

Данная работа продолжает описание параметризаций физических процессов, используемых в моделях общей циркуляции атмосферы, являющихся частью модели климатической системы Земли. В работе Володина (2016) были рассмотрены параметризации потоков тепла, влаги и импульса с поверхности и в пограничном слое атмосферы, в работе Володина (2017) приведены некоторые подходы к параметризации влажной конвекции, облачности и конденсации водяного пара. В настоящей работе описан расчет радиационных притоков тепла.

Правильный расчет радиационных потоков в климатической модели является важным, так как именно радиационные притоки тепла в первую очередь определяют сам климат. Эти потоки являются также первопричиной всей динамики атмосферы. В данной работе будут сформулированы основные принципы, лежащие в основе радиационного блока климатической модели ИВМ РАН.

Весь рассматриваемый диапазон частот излучения делится на две части: тепловой и солнечный. Как известно, и в солнечной, и в тепловой части спектра оптическая толщина атмосферы сильно варьируется в зависимости от длины волны. Максимумы оптической толщины обусловлены наличием возбужденных состояний молекул различных малых газовых составляющих. Количество спектральных максимумов (пиков) составляет величину порядка нескольких тысяч как в солнечном, так и в тепловом диапазоне. Для точного расчета атмосферной радиации требуется вычислять потоки излучения отдельно для каждого спектрального интервала, содержащего пик. Такие расчеты, называемые в англоязычной литературе “line by line” возможны, но заняли бы слишком много компьютерного времени, если бы применялись в климатических моделях. Один из способов сэкономить компьютерное время состоит в разбиении всего спектрального диапазона на меньшее количество спектральных интервалов.

---

### Тепловой диапазон

В параметризации радиации, применяемой в модели климата ИВМ РАН, весь тепловой диапазон разбит на 10 спектральных интервалов. При вычислении функций пропускания учитываются следующие малые газовые составляющие: водяной пар, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, облака. В каждом спектральном интервале для нисходящего и восходящего потоков решаются следующие уравнения:

$$F_{\Delta v}^{\downarrow}(p) = - \int_0^p B_{\Delta v}[T(p')] \frac{\partial \tau_{\Delta v}(p, p')}{\partial p'} dp$$

$$F_{\Delta v}^{\uparrow}(p) = B_{gr} \tau_{\Delta v}(p, p_s) + \int_p^{p_s} B_{\Delta v}[T(p')] \frac{\partial \tau_{\Delta v}(p, p')}{\partial p'} dp$$

$$B_{gr} = \delta_{\Delta v} B_{\Delta v}(T_s) + (1 - \delta_{\Delta v}) F_{\Delta v}^{\downarrow}(p_s)$$

где  $F_{\Delta v}^{\downarrow}(p), F_{\Delta v}^{\uparrow}(p)$  – потоки нисходящего и восходящего излучения,  $p, p_s$  – давление в атмосфере и на подстилающей поверхности,  $T_s, \delta_{\Delta v}$  – температура и излучательная способность этой поверхности,  $B_{\Delta v}(T)$  – функция Планка, проинтегрированная по спектральному участку,  $\Delta v, \tau_{\Delta v}(p, p')$  – функция пропускания диффузного излучения между уровнями  $p$  и  $p'$ .

Замена интегралов в приведенных выше выражениях конечными суммами приведет к достаточно простым выражениям для нисходящего и восходящего потоков в виде таких сумм (индексы для простоты опущены):

$$F_n^{\downarrow} = - \sum_{m=1}^{n-1} B_m^* (\tau_{nm} - \tau_{nm+1}), n=2, N$$

$$F_n^{\uparrow} = B_{gr} \tau_{nN} + \sum_{m=n}^{N-1} B_m^* (\tau_{nm} - \tau_{nm+1}), n=1, N-1$$

где  $F_n^{\downarrow}, F_n^{\uparrow}$  – потоки на уровне  $n$ , индекс  $n$  относится к границе слоя,  $\tau_{nm}$  – функция пропускания всех поглотителей атмосферы в рассматриваемом спектральном участке между уровнями  $n$  и  $m$ ,  $N$  – число границ слоев,  $B_m^*$  – некоторая средняя величина функции Планка в слое,  $B_{gr}$  – излучение подстилающей поверхности. Функции пропускания взяты из таблиц, приведенных в (Chou et al., 1991; Chou, Kouvaris, 1991; Chou et al., 1993). Точность этих таблиц удовлетворительна до высоты примерно в 60 км. Более детальное изложение алгоритма расчета радиации можно найти в работах (Алексеев и др., 1997; Галин, 1998).

### Солнечный диапазон

Перед тем, как рассчитывать перенос солнечного излучения в атмосфере, нужно знать приходящее к верхней границе атмосферы излучение Солнца в различных спектральных диапазонах, а также зенитный угол Солнца. Для этого используются современные данные об орбите Земли: сред-

нее расстояние до Солнца, эксцентриситет, время перигелия, наклон оси вращения Земли к плоскости Эклиптики.

Для расчета потоков радиации в солнечном спектре мы применяем приближенные схемы учета эффектов рассеяния и поглощения в атмосфере на основе метода дельта-Эддингтона (Briegleb, 1992). Поглощающие компоненты в атмосфере представлены  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}_2$ , аэрозолем, облаками. В модели учтены релеевское и аэрозольное ослабление, рассеяние в облаках, отражение от подстилающей поверхности с рассчитываемым альбедо в зависимости от меняющегося характера поверхности. Исходя из свойств поглощения и рассеяния облаков, солнечный спектр первоначально разбивается на 4 крупных интервала (Slingo, 1989). Облака могут быть капельными, кристаллическими и смешанного типа. Для каждого типа облаков рассчитываются оптические толщины слоев  $\tau$ , альбедо однократного рассеяния  $\omega$ , параметр асимметрии индикатрисы рассеяния  $g$  в зависимости от водозаписа облаков и радиуса капель или кристаллов. Поскольку облака распределены по ячейке неравномерно, для вычисления радиационных потоков требуется еще знать, как именно расположены облака в вертикальном столбе друг относительно друга. В данной модели считается, что существуют облака трех ярусов: верхнего (выше 400 гПа), среднего (400-700 гПа) и нижнего (ниже 700 гПа). Для облачности, расположенной внутри одного яруса, используется гипотеза максимального перекрывания, а для облачности разных ярусов – гипотеза случайного перекрывания. В результате в общем случае имеем, что некоторая часть ячейки свободна от облаков, часть занята облачностью только верхнего, среднего или нижнего ярусов, часть – облачностью верхнего и среднего, среднего и нижнего, верхнего и нижнего ярусов, а часть – облачностью всех трех ярусов. Для каждой из восьми таких ситуаций потоки радиации рассчитываются отдельно. Оптические параметры аэрозоля рассчитываются в самостоятельном аэрозольном блоке модели (Володин, Кострыкин, 2016).

Для учета селективного поглощения газовых компонент атмосферы  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}_2$  требуется ввести дополнительное разбиение каждого из 4-х введенных интервалов на частичные подинтервалы в зависимости от поглощающих свойств рассматриваемых газов. В работе (Briegleb, 1992) приведены такие подинтервалы вместе с коэффициентами поглощения атмосферных газов, методом вычисления эффективных масс и оптических толщин в каждом из них. В итоге общее число интервалов в солнечном спектре вырастает до 18. Из них 8 первых полностью охватывают область поглощения озона в ультрафиолетовом и видимом диапазонах спектра 0.2 - 0.7 мкм. Последние три интервала относятся к слабому поглощению углекислого газа. Водяной пар представлен остальными 7 интервалами, для которых коэффициенты поглощения получены из представления функции пропускания в виде  $k$ -распределений. Следует отметить, что необходимость такого способа учета поглощения газовых компонент увеличивает время расчета потоков.

Для того чтобы получить суммарные оптические характеристики  $\tau$ ,  $\omega$ ,  $g$  каждого конкретного модельного слоя от присутствия в нем совокупности

различных рассеивающих и поглощающих субстанций мы используем формулы из работы (Cess, 1985):

$$\begin{aligned}\tau &= \sum \tau_i, \\ \omega &= \frac{\sum \omega_i \tau_i}{\tau}, \\ g &= \frac{\sum g_i \omega_i \tau_i}{\omega \tau},\end{aligned}$$

где суммирование распространяется на все компоненты ослабления слоя. Для применения метода дельта-Эддингтона необходимо дополнительно масштабировать найденные параметры  $\tau$ ,  $\omega$ ,  $g$  в каждом слое по формулам (Cess, 1985):

$$\begin{aligned}\tau' &= \tau(1 - \omega f), \\ \omega' &= \omega \frac{(1 - f)}{(1 - \omega f)}, \\ g' &= \frac{(g - f)}{(1 - f)}, \\ f &= g^2.\end{aligned}$$

Метод дельта-Эддингтона сводится к необходимости решения следующей системы линейных дифференциальных уравнений для потоков нисходящей  $D$  и восходящей  $U$  радиации в каждом отдельном спектральном интервале (King, Harshvardhan, 1986):

$$\begin{aligned}\frac{dD}{d\tau} &= \gamma_2 U - \gamma_1 D + f_1, \\ \frac{dU}{d\tau} &= \gamma_1 U - \gamma_2 D + f_2, \\ f_1 &= \pi S_0 \omega \gamma_4 e^{-\tau / \mu_0}, \\ f_2 &= -\pi S_0 \omega \gamma_3 e^{-\tau / \mu_0}\end{aligned}$$

с граничными условиями при  $\tau=0$  и  $\tau=\tau_0$  соответственно:

$$\begin{aligned}D_1 &= 0, \\ U_{L+1} &= A_{dif} D_{L+1} + A_{dir} \pi S_0 \mu_0 e^{\tau_0 / \mu_0}.\end{aligned}$$

Здесь  $A_{dif}$  и  $A_{dir}$  - альbedo подстилающей поверхности для диффузного и прямого излучений,  $S_0$  - доля солнечной энергии в рассматриваемом спектральном интервале,  $\mu_0$  - косинус зенитного угла Солнца,  $\tau_0$  - полная оптическая толщина атмосферы с учетом всех компонент ослабления, свойственных для данного спектрального интервала,  $\tau$  - оптическая толщина атмосферы, рассчитываемая от верхней границы атмосферы до данного уровня,  $L=N-1$  число слоев,  $N$  - число границ слоев.

Скорость радиационного нагревания воздуха вследствие взаимодействия радиационных потоков с атмосферой  $\partial T/\partial t_R$  можно найти следующим образом:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial}{\partial z} (F^\downarrow - F^\uparrow + D - U)$$

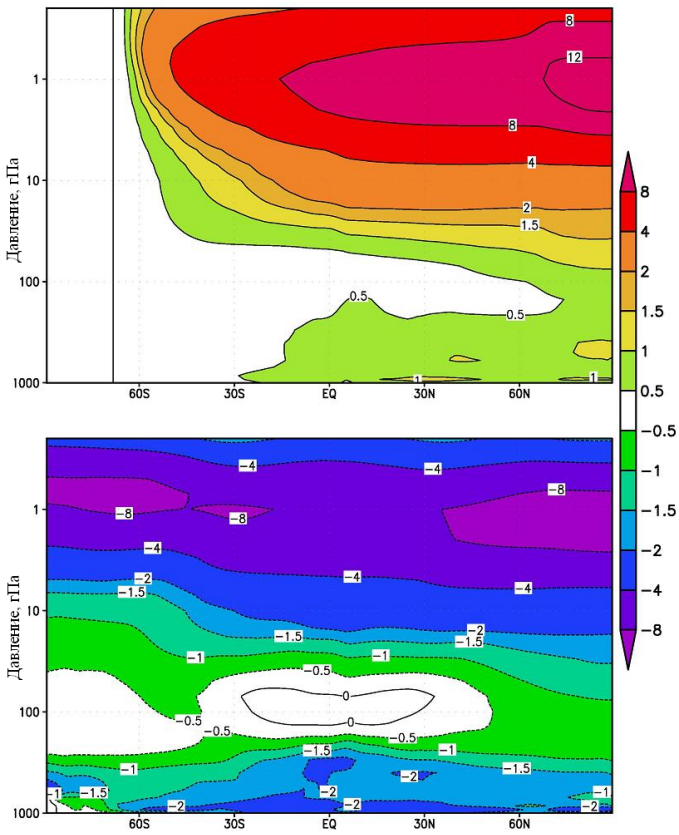
где  $z$  – вертикальная координата, а  $\rho$  и  $C_p$  – соответственно плотность и теплоемкость воздуха.

### Климатология радиационных притоков в модели

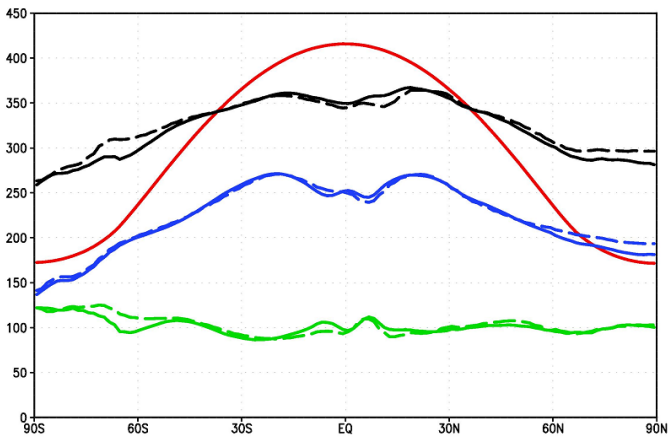
Для иллюстрации работы радиационного блока приведем некоторые потоки и притоки тепла, полученные в климатической модели. Использовалась версия модели с разрешением в атмосферном блоке  $2 \times 1.5$  градуса по долготе и широте и 73 уровнями по вертикали с верхней границей на высоте около 0.2 гПа. Расчет проводился в режиме исторического эксперимента, когда внешние по отношению к климатической системе воздействия соответствовали оценкам по наблюдениям для 1980-2005 гг.

Скорости радиационного нагревания в атмосфере на высотах от поверхности до 60 км, обусловленные взаимодействием атмосферы с тепловым и солнечным излучением, для июня приведены на рис.1. В верхней стратосфере нагревание в солнечном диапазоне достигает в летнем полушарии 8-12 К/сут и обусловлено в основном поглощением озоном ультрафиолетового излучения. В тропосфере нагревание в солнечном диапазоне составляет 0.5-1 К/сут. Длинноволновое выхолаживание составляет в стратосфере 4-8 градусов и обусловлено в первую очередь наличием  $\text{CO}_2$ . В среднем оно практически полностью компенсирует солнечное нагревание. В тропосфере длинноволновое выхолаживание составляет 1-2 К/сут и обусловлено наличием в первую очередь водяного пара и облаков. В декабре распределение источников нагревания практически симметрично относительно экватора тому, что приведено для июня.

Рисунок 2 представляет среднегодовые потоки солнечного и теплового излучения на верхней границе атмосферы. В тропиках и субтропиках входящее к верхней границе солнечное излучение превышает суммарное уходящее излучение. Это означает, что динамика атмосферы и океана переносит тепло из этих районов туда, где баланс тепла на верхней границе атмосферы отрицательный, т.е. в умеренные и высокие широты. Модельное широтное распределение уходящей солнечной и тепловой радиации в основном соответствует данным CERES (Loeb et al., 2009). Небольшие отличия обусловлены обычно не недостатками собственно радиационного блока, а недостаточно точным воспроизведением распределения облачности и водяного пара. Например, занижение моделью уходящей солнечной радиации в районе 50-70° ю.ш. связано с занижением количества облаков там, а занижение уходящей длинноволновой радиации над Арктикой – с избыточным количеством водяного пара в верхней тропосфере.



**Рисунок 1.** Радиационное нагревание (К/сут) на различных высотах и широтах, осредненное вдоль долготы, в солнечном (вверху) и тепловом (внизу) диапазоне для июня в модели климата

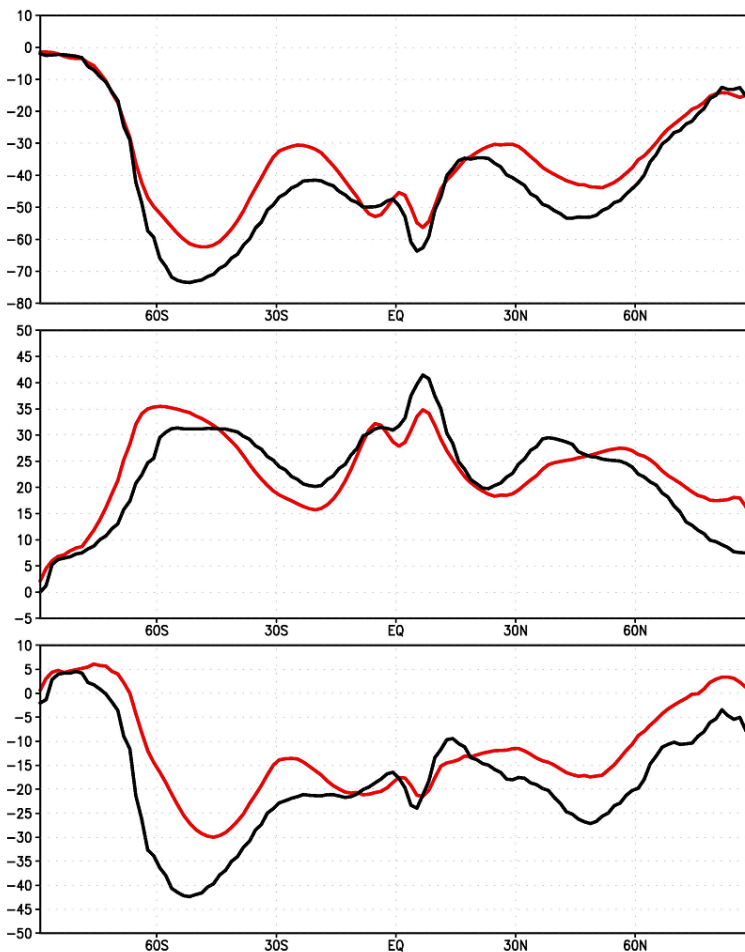


**Рисунок 2.** Среднегодовые потоки радиации ( $Вт/м^2$ ), осредненные вдоль долготы, на верхней границе атмосферы в модели климата

Красная линия – входящая солнечная радиация, зеленая – уходящая солнечная радиация, синяя – уходящая тепловая, черная – сумма уходящей солнечной и тепловой. Сплошные линии – данные модели, штриховые линии – данные CERES.

Непосредственно оценить вклад облаков в радиационный баланс позволяет радиационно-облачный форсинг на верхней границе атмосферы. Он приведен для данных модели и наблюдений CERES на рис.3. В солнечном диапазоне облака оказывают охлаждающее влияние на климатическую систему, в тепловом – нагревают ее, но суммарно охлаждаают. По данным модели скорость охлаждения составляет около  $20 \text{ Вт/м}^2$ , по данным CERES – около  $25 \text{ Вт/м}^2$ . В модели радиационно-облачный форсинг занижен по величине почти на всех широтах, но сильнее всего – на  $50\text{-}70^\circ\text{ю.ш.}$ , где отличия достигают  $20 \text{ Вт/м}^2$ . В тепловом диапазоне модель завышает радиационно-облачный форсинг в высоких широтах и занижает в низких, по-видимому, из-за соответственно завышения и занижения верхней облачности в высоких и низких широтах. В модельной ошибке суммарного радиационно-облачного форсинга преобладает вклад ошибки в солнечном диапазоне.

Модель климата дает возможность оценивать радиационное воздействие на климатическую систему каждой малой газовой составляющей отдельно.

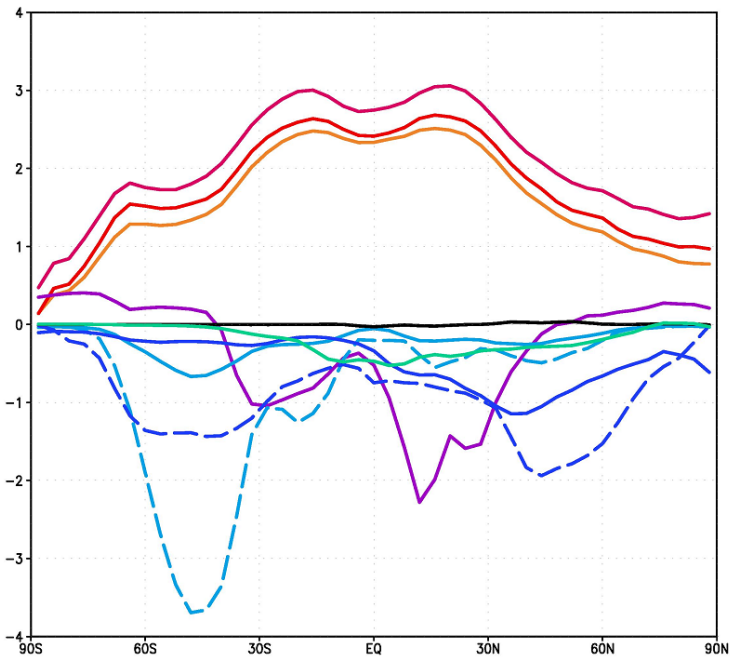


**Рисунок 3.** Радиационно-облачный форсинг ( $\text{Вт/м}^2$ ) на верхней границе атмосферы по данным модели климата (красный) и данных CERES, Loeb et al. (2009) (черный) в солнечном диапазоне (вверху), тепловом диапазоне (в середине) и их сумма (внизу)



Обычно для этого вычисляется радиационный форсинг на верхней границе атмосферы, который определялся как разность радиационного баланса на верхней границе атмосферы в модели, где рассматриваемое вещество (или рассматриваемый эффект) присутствуют и отсутствуют. Это отличается от определения, когда рассматривается, например, только антропогенное изменение концентрации малых газовых составляющих. Положительный радиационный форсинг означает, что данное вещество нагревает климатическую систему, отрицательный – что охлаждает.

На рис.4 представлены радиационные форсинги для основных малых газовых составляющих, в том числе непрямого эффекта первого рода (уменьшение радиуса облачных капель) для сульфатного аэрозоля и морской соли. Широтное распределение радиационных форсингов от основных парниковых газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ) подобно друг другу и имеет максимум в тропиках и минимум в высоких широтах обоих полушарий. Это связано с тем, что отличие температуры в верхней тропосфере от температуры вблизи поверхности велико в тропиках и мало в высоких широтах. Форсинг от  $\text{CO}_2$  более чем в 10 раз превышает воздействие от  $\text{CH}_4$  или  $\text{N}_2\text{O}$ .



**Рисунок 4.** Радиационные форсинги ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) на верхней границе атмосферы вследствие наличия в атмосфере  $\text{CO}_2$

(темно-красный, значения умножены на 0.1),  $\text{CH}_4$  (красный),  $\text{N}_2\text{O}$  (оранжевый), минеральной пыли (фиолетовый), сульфатного аэрозоля (сплошной синий – прямой эффект, штриховой синий – непрямо́й эффект), морской соли (сплошной голубой – прямой эффект, штриховой голубой – непрямо́й эффект), органического углерода (зеленый), сажи (черный)

На этом же рисунке представлены радиационные форсинги от учитываемых в модели аэрозолей. Радиационное воздействие минеральной пыли имеет охлаждающее влияние вне полярных широт, но в полярных широтах оно

немного нагревает климатическую систему. Это связано с тем, что заданное в модели альbedo однократного рассеяния минеральной пыли больше, чем характерное альbedo поверхности в тропиках и умеренных широтах, но меньше, чем альbedo поверхности в высоких широтах. Радиационные форсинги от морской соли, сульфатного аэрозоля и органического углерода отрицательны на всех широтах и имеют максимальную величину на тех широтах, где максимальна концентрация соответствующего вещества: морской соли – в умеренных широтах южного полушария, сульфатного аэрозоля – в субтропиках и умеренных широтах северного полушария, органического углерода – в тропиках. Непрямой радиационный эффект сульфатного аэрозоля и морской соли, связанный с влиянием концентрации этих веществ на радиус облачных капель, по величине превышает прямой, однако величина этого эффекта зависит от параметров, значения которых известны из наблюдений с большой погрешностью.

### **Заключение**

Рассмотрен метод расчета радиационных притоков в модели климата ИВМ РАН. Для этого солнечный диапазон спектра разбит на 18 спектральных интервалов, а тепловой диапазон на 10 интервалов, в каждом из которых решаются уравнения для переноса излучения. Кроме того, необходимо учитывать неравномерность распределения облачности в ячейке, из-за чего часть ее оказывается безоблачной, а часть бывает покрыта облаками различных ярусов. Если рассматривать три яруса облачности, то количество различных облачных ситуаций составляет 8, что увеличивает общее количество вычислений для вычисления радиационных потоков в 8 раз. Это приводит к тому, что обычно в климатических моделях и моделях прогноза погоды расчет радиационных притоков является самой дорогостоящей в вычислительном отношении параметризацией.

Приведены тенденции температуры вследствие взаимодействия солнечного и теплового излучения с атмосферой. Приведены радиационные потоки на верхней границе атмосферы по данным модели и спутниковых наблюдений CERES. Показано, что согласие модельных и спутниковых данных в целом хорошее. Приведены радиационные форсинги от облаков и от основных малых газовых составляющих, учтенных в модели.

Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке Российского научного фонда, грант 14-27-00126. Для расчетов использовались суперкомпьютер Ломоносов в МГУ и суперкомпьютер Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН.

### **Список литературы**

Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. 1997. Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН, версия 1997 года. – Препринт ИВМ РАН, № 2086-В98, 180 с.

---

Володин Е.М., Кострыкин С.В. 2016. Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН. – Метеорология и гидрология, № 8, с.5-17.

Володин Е.М. 2016. Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатических моделях. Потоки с поверхности. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 1, с.28-42.

Володин Е.М. 2017. Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатических моделях. Конвекция и конденсация. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 2, с. 26-41.

Галин В.Я. 1998. Формирование радиационных притоков тепла в модели общей циркуляции атмосферы. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 34, № 3, с. 380-389.

Briegleb В.Р. 1992. Delta - Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. – J. Geophys. Res., vol. 97, No. D7, pp. 7603-7612.

Cess R.D. 1985. Nuclear war: illustrative effects of atmospheric smoke and dust upon solar radiation. – Climate change, vol. 7, pp. 237-251.

Chou M.-D., Kouvaris L. 1991. Calculations of transmission functions in the infrared CO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> bands. – J. Geophys. Res, vol. 96, No. D5, pp. 9003-9012.

Chou M.-D., Kratz D.P., Ridgway W. 1991. Infrared radiation parameterizations in numerical climate models. – J. Climate, vol. 4, pp. 424-437.

Chou M.-D., Ridgway W., Yan M.-H. 1993. One-parameter Scaling and Exponential-sum fitting for water vapor and CO<sub>2</sub> infrared transmission functions. – J. Atm. Sci., vol. 50, No. 14, pp. 2294-2303.

King M.D., Harshvardhan. 1986. Comparative accuracy of selected multiple scattering approximations. – J. Atm. Sci., vol. 43, No. 8, pp. 784-801.

Loeb, N. G., et al., 2009. Toward optimal closure of the Earth's top-of-atmosphere radiation budget. – J. Climate, vol. 22, pp. 748–766.

Slingo A. 1989. A GCM parameterization for shortwave radiative properties of water clouds. – J. Atm. Sci, vol. 46, No. 10, pp. 1419-1427.

*Статья поступила в редакцию: 19.06.2017 г.*

*После переработки: 14.07.2017 г.*