DOI: 10.21513/2410-8758-2017-2-26-41

УДК 551. (581.1+574.1+577.2)

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПОТОКОВ ТЕПЛА, ВЛАГИ И ИМПУЛЬСА В КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ. КОНВЕКЦИЯ И КОНДЕНСАЦИЯ

Е.М. Володин

Институт вычислительной математики РАН, Россия, 119333, Москва, ул. Губкина 8, volodinev@gmail.com

Резюме. Рассматриваются некоторые параметризации влажной конвекции, используемые в климатических моделях, в том числе конвективное приспособление, метод потока массы. Анализируются некоторые диагностические и прогностические методы расчета облачности и крупномасштабной конденсации. Особое внимание уделяется методам учета этих процессов, используемым в климатических моделях Института вычислительной математики РАН. Приводятся рассчитанные в климатической модели вертикальные распределения источников тепла, связанные с параметризацией влажной конвекции, крупномасштабной конденсации и испарения осадков. Получаемые в модели широтно-долготные и вертикальные распределения облачности и осадков сравниваются с наблюдаемой климатологией. Обсуждается проблема адекватного описания облачности и конденсации в климатических моделях.

Ключевые слова. Модель, климат, параметризация, конвекция, конденсация, облачность, осадки.

REPRESENTATION OF HEAT, MOISTURE AND MOMENTUM FLUXES IN CLIMATE MODELS. CONVECTION AND CONDENSATION

E.M. Volodin

Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, 8, Gubkin str., 119333, Moscow, Russia; *volodinev@gmail.com*

Summary. Some parameterizations of moist convection for climate models, including convective adjustment and mass flux method, are considered. Diagnostic and prognostic methods for calculating the cloudiness and large-scale condensation are studied. Special attention is paid for methods used in climate models developed in the Institute of Numerical Mathematics RAS. Vertical distributions of heat sources associated with parameterization of deep convection, large-scale condensation and evaporation of precipitation are presented. Model latitude-longitudinal distribution of cloudiness and precipitation are compared with observed climatology. Problems of adequate simulation of cloudiness and condensation in climate models are discussed.

Keywords. Model, climate, parameterization, convection, condensation, cloudiness, precipitation.

Введение

Данная работа продолжает описание параметризаций физических процессов, используемых в моделях общей циркуляции атмосферы, являющихся частью модели климатической системы Земли. В (Володин, 2016) были рассмотрены параметризации потоков тепла, влаги и импульса с поверхности и в пограничном слое атмосферы. Здесь приведем некоторые подходы к параметризации влажной конвекции, облачности и конденсации водяного пара. Специфика параметризации этих явлений состоит в том, что для каждого из них не существует какого-либо одного способа, удовлетворяющего модельеров во всех отношениях, как это имеет место в случае описания потоков с поверхности и в пограничном слое атмосферы. Поэтому будет хотя бы кратко описано несколько способов учета этих явлений в климатических моделях. Более подробно будет описан способ учета этих процессов, применяемый в моделях климатической системы, разработанных в Институте вычислительной математики (ИВМ) РАН. Данная работа не претендует на полноту обзора всех существующих подходов к параметризации этих явлений, т.к. такой обзор получился бы слишком большим.

Простейшие параметризации учета облачности, конденсации и влажной конвекции

Первые численные модели трехмерной общей циркуляции атмосферы появились в 60-х годах 20 века, и в них процессы конденсации, конвекции и образования облачности были учтены простейшими способами. А именно, считается, что доля *а* модельной ячейки, занятая облачностью, зависит от средней относительной влажности воздуха *r* в этой ячейке линейно:

$a = \alpha r + \beta$

где a, β – некоторые параметры (Smagorinsky, 1960). Или, в более общем случае, a=f(r), где f – некоторая функция. На a накладывается ограничение: $0 \le a \le 1$.

Такой расчет a называется диагностическим (в отличие от прогностического, где для a решается эволюционное уравнение) и применяется в некоторых моделях до сих пор (Алексеев и др., 1998; Xu and Randall, 1996). Кроме доли ячейки, занятой облачностью, при расчете радиационных притоков нужно знать еще водность облаков l и радиус облачных капель. Самый простой способ оценки водности облаков предполагает эмпирическую зависимость водности от температуры, полученную на основе данных измерений. Такие зависимости можно найти, например, в работе Мазина (1994). Радиус облачных капель при самом простейшем подходе предписан и не зависит от каких-либо условий.

Простейшая параметризация влажной конвекции (конвективное приспособление) состоит в том, что если между двумя соседними модельными уровнями вертикальный градиент температуры с учетом знака меньше влажноадиабатического: $\partial T / \partial z < \gamma_{BA}$, и относительная влажность на этих уровнях больше критической r_{CR} , то после работы конвективого приспособления получается $\partial T / \partial z = \gamma_{BA}$. Кроме того, считается, что относительная влажность после работы конвективного приспособления должна быть равна критической. А уменьшение влагосодержания приводит к выделению скрытого тепла и соответственному увеличению теплосодержания.

Простейшая параметризация конденсации водяного пара состоит в том, что если в какой-то момент времени удельная влажность воздуха Q в некоторой ячейке превышает максимальную при данной температуре QMAX(T), то в результате работы параметризации температура и влажность становятся равными соответственно $T+\Delta T$ и $Q-\Delta Q$ так, что

 $Q-\Delta Q=QMAX(T+\Delta T)$. Легко показать, что изменения температуры и влажности при этом должны быть равны соответственно

$$\Delta Q = \frac{Q - QMAX(T)}{1 + \frac{L}{C_P} \frac{\partial QMAX(T)}{\partial T}},$$
$$\Delta T = \frac{L}{C_P} \Delta Q,$$

где L – удельная теплота парообразования воды, C_P – удельная теплоемкость воздуха.

Достоинством этих параметризаций является простота и очевидный физический смысл. Недостатков несколько. Например, вычисление доли облачности и водности облаков происходит независимо от учета процесса конденсации водя-ного пара; при таком подходе систематически заниженным оказывается количе-ство облаков некоторых типов; результат работы конвективного приспособления сильно зависит от выбора значения критической влажности, а сам этот выбор достаточно произволен. Эти и другие недостатки простейших параметризаций привели к развитию новых, более сложных подходов.

Более сложные параметризации конвекции

Обобщением конвективного приспособления является параметризация Betts (1986), в которой при наличии влажной неустойчивости в некотором слое температура притягивается не к профилю, вертикальный градиент в котором равен влажноадиабатическому, а к некоторому реперному про-филю T_R , который строится на основе анализа данных наблюдений в райо-нах, где имеет место влажная конвекция. Аналогично, влага притягивается к профилю Q_R :

$$\partial T/\partial t = (T - T_R)/\tau,$$

 $\partial Q/\partial t = (Q - Q_R)/\tau,$

где τ – характерное время конвекции, равное нескольким часам. Одно из преимуществ такого метода по сравнению с классическим конвективным приспособлением состоит в том, что реперный профиль менее устойчив,

чем влажноадиабатический в нижней тропосфере, и более устойчив в верхней, что позволяет лучше воспроизводить вертикальное распределение температуры в модели. Именно такая параметризация используется в модели климата ИВМ РАН.

Наиболее популярной при параметризации конвекции в настоящее время является идея потока массы, которая была предложена впервые Arakawa and Schubert (1974), Lord and Arakawa (1980)Согласно этим работам, в модельной ячейке существует ансамбль облаков, различающихся некоторыми параметрами, например, размером и (или) скоростью вовлечения окружающего воздуха. Каждый член облачного ансамбля порождает соответствующий поток массы воздуха, и этот поток рассчитывается в рамках параметризации. Такие схемы являются наиболее обоснованными, но и очень ресурсоемкими. Поэтому большее распространение получили схемы, где оцениваются потоки массы, усредненные по ячейке. Так, согласно Tiedtke (1989) в ячейке, где имеет место конвекция, есть облака, в которых происходит подъем воздуха и опускание, а также окружение облаков, где также происходит медленное опускание воздуха. В каждой из этих трех областей есть свой вертикальный поток массы М, вычисляемый из некоторых дополнительных предположений. Тогда изменение температуры и удельной влажности в результате работы конвекции можно представить в следующем виде:

$$C_{P}\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}(MUSU + MDSD - MENS) + L(C-E),$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}(MUQU + MDQD - MENQ) - C+E,$$

где ρ – плотность воздуха, $S=C_PT+gz$, C – скорость конденсации, E – скорость испарения, индексы U, D, EN соответствуют областям восходящих, нисходящих движений и окружению.

Кроме этих двух подходов отметим еще схему Кио (1974), в основе которой лежит идея о том, что количество влаги, выпавшей в результате работы конвекции, должно быть равно конвергенции водяного пара, которая обусловлена динамикой атмосферы. Кроме того, существует подход, называемый суперпараметризацией, когда в каждую ячейку модельной сетки ставится своя модель динамики атмосферы, разрешающая масштаб конвекции явно (см., например, Randall et al., 2013).

Более сложная параметризация облачности и конденсации

Общие положения

Многие современные модели рассчитывают долю ячейки, занятую облаками, водность облаков и скорость крупномасштабной конденсации используя прогностические уравнения для нескольких переменных. Приведем метод, который используется в модели климата ИВМ РАН, где прогностические уравнения записаны для доли облачности и облачной влаги. Параметри-

Е.М. Володин

зация следует работе Tiedtke (1993). Согласно этой работе рассматриваются облака трех типов: погранслойные, конвективные и слоистые. Прогностическими переменными модели являются доля объема воздуха, занятая облаками *а* и водность облаков *l*. Для прогностических переменных решаются следующие уравнения:

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A(a) + S(a)CV + S(a)BL + S(a)C - D(a),$$

$$\frac{\partial l}{\partial t} = A(l) + SCV + SBL + C - E - GP - \frac{1}{\rho} \frac{\partial FENTR}{\partial z},$$

где A – перенос, C – скорость конденсации, E – скорость испарения, G_P – скорость образования осадков из облачных капель, S_{CV} и S_{BL} – источник облачной влаги вследствие работы параметризации конвекции и пограничного слоя соответственно, F_{ENTR} – поток вследствие вовлечения на верхней границе пограничного слоя, $S(a)_{CV}$, $S(a)_{BL}$, $S(a)_C$ – скорости изменения объема облаков вследствие конвекции, турбулентности в пограничном слое и конденсации, D(a) – скорость уменьшения площади облачности вследствие испарения облачных капель.

Для полноты приведем уравнения для удельной влаги *q* и сухой статической энергии *s*=*CpT*+*gz*:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = A(q) - S_{BL} - C + E + E_P - \frac{1}{\rho} \frac{\partial F(q)_{ENTR}}{\partial z},$$
$$\frac{\partial s}{\partial t} = A(s) + L(S_{BL} + C - E - E_P) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial F(s)_{ENTR}}{\partial z},$$

где A(s) – перенос, адиабатическое нагревание и источники тепла вследствие других параметризаций, E_P – испарение падающих осадков. Опишем, как вычисляются слагаемые в формулах.

Конвективная облачность

В (Tiedtke, 1993) слагаемые, связанные с глубокой конвекцией, вычисляются используя скорость растекания восходящего потока воздуха при конвективном подъеме D_U :

$$S_{CV} = \frac{D_U}{\rho} l_U,$$

$$S(a)_{CV} = (1-a)\frac{D_U}{\rho}$$

где индекс U обозначает величины в поднимающемся потоке воздуха в условиях конвекции. Предполагается, что эти величины вычислены заранее в параметризации глубокой конвекции типа "mass flux". Однако в данной модели в качестве параметризации конвекции используется конвективное приспособление Betts (1986), где эти величины не вычисляются. Поэтому они вычисляются по следующим формулам:

$$DU = \frac{\alpha P_{CV}}{q_{UDET}(Z_{TOP} - Z_{DET})},$$

$$Z_{DET} = (Z_{TOP}\beta + Z_{BOT}(1 - \beta)),$$

где P_{CV} – осадки вследствие глубокой конвекции, индексы *TOP*, *BOT*, *DET* соответствуют верхней границе конвекции, нижней границе, и уровню, где начинается растекание, q_U вычисляется в предположении, что воздух поднимается от нижней границы конвекции, и влага, превышающая насыщенную при данных условиях, мгновенно конденсируется. Здесь α , β – безразмерные подгоночные параметры порядка 1, значения которых в последней версии модели принимаются следующими: $\alpha = 2.5$, $\beta = 0.6$. Водность растекающегося воздуха l_U полагается равной 2.0E-4 кг/кг.

Облачность пограничного слоя

Чтобы вычислить вклад турбулентности пограничного слоя в образование облачности, оценивается нижняя граница погранслойной облачности в предположении, что воздух поднимается адиабатически с нижнего модельного уровня без вовлечения. Нижней границей считается тот модельный уровень, где воздух, поднимающийся снизу, станет насыщенным. Поток массы на этом уровне вычисляется по формуле:

$$F_{BASE} = \frac{FQ_{BASE}}{Q_{BOT} - (a(Q\max+l) \operatorname{TOP} + (1-a)Q \operatorname{TOP})},$$

где FQ_{BASE} — поток влаги вверх, рассчитываемый в параметризации погранслоя, на нижней границе облачности. Индексы *BOT* и *TOP* соответствуют верхней и нижней границе пограничного слоя. Предполагая, что поток массы в облачном слое линейно уменьшается с высотой, становясь нулевым на верхней границе, получим выражения для вклада погранслойной турбулентности в тенденции водности и объема облаков:

$$S_{BL} = -\frac{1}{\rho} F_{BASE} l_U / (Z_{TOP} - Z_{BASE}),$$

$$S(a)_{BL} = -\frac{1}{\rho} F_{BASE} (1-a) / (Z_{TOP} - Z_{BASE}),$$

где l_U вычисляется в предположении, что при подъеме воздуха от нижнего уровня вся избыточная влага становится облачной влагой, с ограничением $l_U < 2.E-4$ кг/кг.

Вовлечение на верхней границе пограничного слоя

Для вычисления тенденций, связанных с вовлечением на верхней границе погранслоя, определяется скорость вовлечения *w_E*:

$$w_E = -\gamma F s / \Delta s$$
,

где γ - безразмерный множитель, равный в данной версии модели 0.2, F_S – поток сухой статической энергии на поверхности, Δs – скачок сухой статиче-

ской энергии на верхней границе пограничного слоя. В модели вертикальное разрешение, как правило, довольно грубое и составляет в нижней тропосфере несколько сотен метров, что не позволяет рассчитать высоту атмосферного пограничного слоя точно. Однако, обычно сухая статическая энергия внутри погранслоя меняется по высоте не очень сильно, выше имеется заметный скачок между погранслоем и свободной атмосферой, а в свободной атмосфере она снова меняется по высоте не очень сильно. Поэтому грубое вертикальное разрешение модели не приводит к очень большим ошибкам в оценке скачка сухой статической энергии.

Тогда потоки сухой статической энергии, удельной влажности и облачности, связанные с вовлечением, будут равны соответственно

> $F(s) = we\Delta s,$ $F(q) = we\Delta q,$ $F(l) = we\Delta l,$

где Δ обозначает разность соответствующих величин на верхнем уровне пограничного слоя и на следующем модельном уровне. При вычислении тенденций, связанных с вовлечением, считается, что поток вовлечения уменьшается с высотой линейно от максимального значения на верхней границе пограничного слоя до нуля на нижней границе облачности.

Слоистая облачность

Образование слоистых облаков происходит при подъеме и адиабатическом охлаждении воздуха, или при охлаждении вследствие физических процессов, например, длинноволнового выхолаживания. Эти эффекты могут быть представлены следующим образом:

$$\frac{dQ\max}{dt} = \left(\frac{dQ\max}{dp}\right)ma\tau + \frac{dQ\max}{dT}\left(\frac{dT}{dt}\right)diab,$$

где τ – вертикальная скорость, индекс *ma* означает производную вдоль влажной адиабаты, индекс *diab* означает притоки тепла вследствие физических параметризаций, кроме конденсации. В нашей схеме мы различаем два способа конденсации: конденсация в уже существующих облаках и образование новых облаков: $C = C_1 + C_2$.

Конденсация в уже существующих облаках вычисляется по формуле:

$$C_1 = -a \frac{dQ \max}{dt}, \frac{dQ \max}{dt} < 0$$

Новые облака образуются, если относительная влажность превышает критическую, равную 80 % на 650 гПа и увеличивающуюся до 100 % в пограничном слое атмосферы и в верхней тропосфере. Увеличение облачности зависит от того, как распределена влажность в той части ячейки, которая свободна от облаков. Здесь используется простое предположение, что влажность распределена равномерно на отрезке от $Q_E - (Q_{MAX} - Q_E)$ до Q_{MAX} , где Q_E – ее среднее значение в безоблачной части ячейки. Тогда увеличение доли ячейки, занятой облаками, будет равно:

$$S(a) = -(1-a)\frac{dQ_{MAX}/dt}{Q_{MAX}-Q}, \frac{dQ_{MAX}}{dt} < 0 ,$$

Чтобы избежать нереалистичных значений величины а, вводится ограничение $S(a) < (1-a)\Delta t$. Заметим, что критическая относительная влажность используется как пороговое значение только при образовании новой слоистой облачности. Вообще говоря, ненулевая облачность может существовать и при более низкой относительной влажности в ячейке. Генерация облачной влаги будет равна соответственно:

$$C_2 = -\Delta a \frac{dq_{MAX}}{dt}, \frac{dq_{MAX}}{dt} < 0,$$

где Δa – изменение объема облаков в ячейке за шаг по времени.

Испарение облаков

Считается, что облака могут испаряться в результате двух процессов: (1) крупномасштабного опускания воздуха и адиабатического нагревания, (2) турбулентного перемешивания облачного воздуха и ненасыщенного окружающего воздуха: $E = E_1 + E_2$.

Первый процесс учитывается тем же способом, как и формирование облачности вследствие конденсации поднимающегося и охлаждающегося воздуха:

$$E_1 = a \frac{dq_{MAX}}{dt}, \frac{dq_{MAX}}{dt} > 0,$$

Обычно распределение облачной влаги внутри облаков близко к однородному по горизонтали, поэтому мы предполагаем, что при испарении облачности доля, занятая облаками, остается неизменной, за исключением, конечно, окончания испарения, когда доля, занятая облаками, становится равной нулю.

При учете уменьшения количества облаков вследствие перемешивания с ненасыщенным окружением считается, что испарение облаков пропорционально дефициту влаги в окружении:

$$E_2 = aK(q_{MAX} - q),$$

где численное значение коэффициента *К* равно 10⁻⁶ с⁻¹. Уменьшение объема облаков вычисляется как

$$D(a)=E_2/lc,$$

где l_c – влажность облачного объема, которая связана с облачной влагой, осредненной по ячейке, соотношением $l_c = l/a$.

При таком турбулентном перемешивании уменьшается объем облаков и, пропорционально этому, облачная влага ячейки, но облачная влага единичного объема облака остается неизменной.

Формирование осадков

Переход облачной влаги в осадки вычисляется по следующей формуле:

$$G_P = aC_0 l_C (1 - \exp(-(l_C/l_{CRIT})^2))),$$

где C_0^{-1} – характерный временной масштаб конверсии облачных капель в осадки, а l_{CRIT} – типичное содержание воды в облаках, при котором начинают эффективно образовываться осадки. Выражения для параметров записаны так, чтобы учесть увеличение скорости конверсии при наличии падающих дождевых капель (множитель F_1) и увеличение скорости конверсии при наличии как льда, так и жидкой воды в облачной влаге при 250K
 T<268K или в перистых облаках при T<250K (множитель F_2 , формулы записаны согласно Sundquist et al., 1989):

$$C_{0} = F_{1}*F_{2}, \text{lcrit} = \text{lcrit}*/(F1*F2)$$

$$F_{1} = C_{3}*\sqrt{(1+C_{1}*P)},$$

$$F_{2} = (1+C_{2}*\sqrt{(268-T)}), 250 < \text{T} < 268,$$

$$F_{2} = \frac{1}{(0.15*(1.07\pm Y(1+Y)))}, \text{T} < 250$$

$$Y = X*(1+X+4/3*X*X), X |\text{T}=233-|/17$$

Здесь *P* – поток осадков, а значения параметров принимаются равными C_1 =300(кг м⁻² с⁻¹)^{-0.5}, C_2 =0.5 К^{-0.5}, C_3 =10⁻⁴ с⁻¹, l_{CRIT} =3•10⁻⁴ кг/кг.

Испарение падающих осадков

Испарение падающих осадков Ер учитывается согласно схеме Kessler (1969).

$$E_P = (1-a)*5.44*E - 4*(q_{MAX}-q)*\sqrt{P/5.9E} - 3\sqrt{p/p_0}$$

Здесь р – давление, р₀ – давление на уровне моря, *P* – поток осадков сверху.

Некоторые результаты применения параметризации потоков с поверхности в модели климата

Приведем некоторые результаты воспроизведения современного климата, связанные с работой параметризаций конвекции, образования облачности и конденсации. Для численного эксперимента использовалась версия модели климата ИВМ РАН с разрешением в атмосферном блоке 2 х 1.5 градуса по долготе и широте и 21 уровнем по вертикали. В блоке океана разрешение составляло 1 х 0.5 градуса и 40 уровней. В численном эксперименте воспроизводились условия конца 20 века, для чего воздействия на климатическую систему (концентрация газов и аэрозолей, солнечное излучение) были заданы в соответствии с оценками по данным наблюдений. При сравнении использовались данные за 1979 - 2005 гг.

На рис.1 приведено среднегодовое распределение облачности, среднее вдоль круга широты, по данным CALIPSO (Chepfer et al., 2008). Основные особенности наблюдаемого распределения облачности неплохо получаются в модели. Облачность имеет максимумы вблизи верхней границы атмосферного пограничного слоя, на высоте около 1 км. (это в терминах применяемой параметризации погранслойные облака), облаков много на всех высотах от 300 до 1000 мб вблизи 60 градуса северной и южной широты (слоистые

облака), максимум облачности виден в тропиках в верхней тропосфере (конвективные облака). Основным недостатком модели является завышение количества облаков в умеренных и высоких широтах в верхней тропосфере и более высокая, чем в природе, верхняя граница облачности в умеренных и высоких широтах. Эти недостатки, по крайней мере частично, связаны с не учетом скорости падения ледяных кристаллов в облаках верхнего яруса.







Рисунок 2. Облачность (%) по данным наблюдений ISCCP D3 (Rossow and Duenas, 2004) (вверху) и модели (внизу)

Распределение среднегодовой облачности в зависимости от долготы и широты по данным ISCCP (Rossow and Duenas, 2004) и модели представлено на рис. 2. Многие особенности наблюдаемого распределения неплохо получаются в модели. Это максимумы облачности, связанные с циклонами умеренных широт над океанами вблизи 40 - 60 градусов северной и южной широты, максимум вблизи тропической зоны конвергенции, минимумы над пустынями Африки, Азии, Северной и Южной Америки, Австралии. В качестве недостатка можно отметить занижение облачности в местах образования морских слоисто-кучевых облаков: к западу от Калифорнии, к западу от побережья Чили и Перу и к западу от побережья Анголы.

Чтобы лучше описывать такие облака, нужно совершенствовать параметризацию облачности и конденсации в атмосферном пограничном слое.

Рисунок 3 представляет среднегодовое широтно-долготное распределение осадков по данным Xie and Arkin (1997) и модели. В основном климатология осадков получается в модели правильно. Из недостатков можно отметить некоторое завышение количества осадков в умеренных широтах в областях штормтреков, не совсем правильное расположение зоны конвергенции в тропиках: наличие второй зоны конвергенции на востоке Тихого океана и в Атлантике, завышение осадков над Индонезией и на западе Индийского океана. Похожие недостатки свойственны и другим климатическим моделям, их причины нуждаются в дальнейшем исследовании.





Рисунок 3. Осадки (мм/сут) по данным Xie and Arkin (1997) вверху и модели внизу



Рисунок 4. Источник тепла в атмосфере (К/сут) вследствие работы параметризации глубокой конвекции (вверху) и крупномасштабной конденсации и испарения осадков (внизу)

Вертикальное распределение источников тепла вследствие работы параметризации конвекции и крупномасштабной конденсации в модели представлено на рис. 4. Эти данные, конечно, нельзя сравнить с аналогичными данными наблюдений, поскольку подобные источники тепла не наблюдаются непосредственно. Судить о том, насколько такие источники тепла соответствуют действительности можно лишь косвенно, например, по тому, насколько правильно в модели получается распределение температуры в тропосфере на различных высотах. Источник тепла вследствие конвекции имеет максимум в тропиках вблизи 400 - 500 гПа, где скорость нагревания составляет около 2 К/сут. Выделение скрытого тепла вследствие крупномасштабной конденсации имеет максимум вблизи верхней границы пограничного слоя, на высоте около 1 км, где скорость нагревания также составляет около 2 К/сут. В умеренных широтах скорость нагревания довольно велика и на больших высотах, вплоть до верхней тропосферы. Небольшие отрицательные значения обоих источников вблизи поверхности земли объясняются преобладанием испарения осадков над конденсацией на этой высоте.

Рассмотрим среднегодовую ошибку температуры воздуха на различных широтах и высотах в модели по сравнению с данными реанализа *ERA-Interim* (Dee et al., 2011, рис. 5). На большей части тропосферы величина ошибки не превосходит 1 - 2 градусов, что говорит о реалистичной работе всех модельных параметризаций. Исключение составляют области полярной тропопаузы, где в модели температура занижена до 4 - 6 градусов. Такая ошибка свойственна большинству моделей, ее причины нуждаются в дальнейшем исследовании. Отклонение температуры в модели от данных реанализа на нижних уровнях в Антарктике связаны лишь с различием в методах экстраполяции температуры на поверхности, находящиеся ниже уровня Земли.



Рисунок 5. Среднегодовая температура (К) в модели, осредненная вдоль долготы (изолинии) и отклонение модельной температуры от данных реанализа ERA-Interim (Dee et al., 2011) (цвета)

Заключение

Рассмотрены простейшие параметризации конвекции, конденсации и облачности, а также более сложные современные параметризации на примере применяющихся в модели климата ИВМ РАН. Показано, что в климатической модели получается в целом реалистичная климатология метеопараметров, напрямую зависящих от работы этих параметризаций: облачности, осадков, а также температуры воздуха. Отмечено, что некоторые систематические ошибки в модели могут быть связаны с недостаточно хорошей работой именно этих параметризаций, в частности облачности и конденсации в атмосферном пограничном слое и не учетом падения ледяных кристаллов в облаках.

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. 1998. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. – М., Препринт ИВМ РАН, 180 с.

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

Мазин И.П. 1994. О климатологии и физическом строении облаков. - Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 30, № 3, с. 338 - 344.

Arakawa A., Schubert W.H. 1974. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. – J. Atmos. Sci., vol. 31, pp. 671 - 701.

Betts A.K. 1986. A new convective adjustment scheme. Part 1. Observational and theoretical basis. – Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 112, pp. 677 - 691.

Chepfer H., Bony S., Winker D., Chiriako M., Dufresne J.L., Seze G. 2008. Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. – Geophys. Res. Lett., vol. 35, iss. 15. doi:10.1029/2008GL034207.

Dee, D. P., et al. 2011. The ERA – Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. – Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 137, pp 553 - 597.

Kessler E. 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. - Meteor. Monogr., vol.10, No. 32, 84 p.

Kuo, H.L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. – J. Atmos. Sci., vol. 31, pp.1232 - 1240.

Lord S.J., Arakawa A. 1980. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part II. – J. Atmos. Sci., vol. 37, pp. 2677 - 2692.

Randall D. A., M. D. Branson, M. Wang, S. J. Ghan, C. Craig, A. Gettelman, and J. Edwards. 2013. SP-CAM Version 2: A Community Atmosphere Model with a Super-Parameterization. – EoS , vol.94, pp. 221 - 228.

Rossow W.B., Duenas E. 2004. The international satellite cloud climatology project (ISCCP) web site: An online resource for research. – Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 85. No. 2, pp. 167 - 172.

Smagorinsky J. 1960. On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods. Physics of precipitation. - Geophys., Monogr. No. 5, Amer. Geophys. Union, pp. 71 - 78.

Sundqvist H., Berge E., Kristjansson J. 1989. Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. - Mon. Wea. Rev., vol. 117, pp. 1641 - 1657.

Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. - Mon. Weather Rev., vol. 117, pp. 1779 - 1800.

Tiedtke M. 1993. Representation of clouds in large-scale models. – Mon. Wea. Rev., vol. 121, pp. 3040 - 3061.

Xie P., Arkin P.A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. – Bull. Amer. Met. Soc., vol. 78, pp. 2539 - 2558.

Xu K.M., Randall D.A. 1996. A semiimplicit cloudiness parameterization for use in climate models. – J. Atmos. Sci., vol. 53, pp. 3084 - 3102.

Статья поступила в редакцию: 25.03.2017

После переработки: 10.04.2017