

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПОТОКОВ ТЕПЛА, ВЛАГИ И ИМПУЛЬСА В КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ. ПОТОКИ С ПОВЕРХНОСТИ

Е. М. Володин

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

Резюме. Рассматриваются основные методы параметризации потоков тепла, влаги и импульса с подстилающей поверхности и процессов в атмосферном пограничном слое в климатических моделях на примере модели Института вычислительной математики РАН. Представлены аэродинамические формулы расчета потоков с поверхности, обсуждается расчет температуры поверхности, параметризация процессов в почве и растительности, учет турбулентности в атмосферном пограничном слое. Приведено распределение источников тепла, возникающих вследствие учета турбулентности пограничного слоя. Обсуждается чувствительность модельного климата к заданию параметров при расчете потоков, а также возможные недостатки представленных подходов.

Ключевые слова. Модель, климат, параметризация, поток, пограничный слой.

REPRESENTATION OF HEAT, MOISTURE AND MOMENTUM FLUXES IN CLIMATE MODELS. FLUXES AT SURFACE

Е. М. Volodin

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

Summary. Major climate modelling methodologies of parameterization of heat, moisture and momentum fluxes from the surface and boundary layer processes are considered on the basis of climate model of the Institute of Numerical Mathematics of Russian Academy of Sciences. Bulk formulas for calculations of surface fluxes are presented. Equations for surface temperature computation, parameterization of soil and vegetation processes, as well as turbulence in the atmospheric boundary layer are considered. Distribution of heat sources induced by turbulence in the boundary layer is considered. Sensitivity of model climate to variation of parameters using in flux calculations, as well as shortcomings of presented approach, are discussed.

Keywords. Model, climate, parameterization, flux, boundary layer.

Введение

Модели климата являются одним из наиболее мощных современных инструментов исследования климата и его изменений. Такие модели учитывают все основные процессы и явления, существенно влияющие на климат. Развитие климатических моделей идет по пути увеличения пространственного

разрешения и учета все новых процессов, значимо влияющих на климатическую систему. Из-за сложности климатических моделей, имеется лишь ограниченное количество людей, представляющих во всех деталях, как устроена такая модель. В то же время, с результатами численных экспериментов с моделями, включая ожидаемое в ближайшие столетия глобальное потепление, знакомо большое количество людей. Поэтому возникает задача научного, но как можно более простого описания основных принципов работы климатической модели. Именно такая задача — описание различных блоков климатических моделей на примере модели Института вычислительной математики (ИВМ) РАН — решается в настоящей работе, а также в следующих работах данной серии. Здесь ограничимся лишь описанием расчета потоков тепла, влаги и импульса на поверхности Земли, а также в приповерхностном атмосферном пограничном слое.

Модель климата и расчет потоков с поверхности

Модели климата состоят из двух основных блоков — модели общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и общей циркуляции океана. Обмен теплом, влагой и импульсом на границе атмосферы и океана является важной составляющей климатической модели. Конечно же, не менее важно правильно рассчитывать потоки и на границе атмосферы и поверхности суши. Полное описание атмосферного блока модели ИВМ РАН, включая решаемые уравнения, конечноразностную схему и все основные параметризации физических процессов, приведены в (Алексеев и др., 1998).

Потоки с поверхности обычно рассчитываются с помощью аэродинамических формул:

$$F_U = \rho C_U |V_a| (u_s - u_a), \quad (1)$$

$$F_V = \rho C_U |V_a| (v_s - v_a), \quad (2)$$

$$F_T = \rho C_P C_T |V_a| (\theta_s - \theta_a), \quad (3)$$

$$F_Q = \rho L C_T |V_a| (Q_s - Q_a), \quad (4)$$

где F_U, F_V, F_T, F_Q — потоки импульса в направлении x и y , поток явного тепла и поток скрытого тепла соответственно. C_U и C_T — безразмерные коэффициенты обмена, зависящие от стратификации и шероховатости поверхности, C_P и L — удельная теплоемкость воздуха и теплота парообразования соответственно, θ — потенциальная температура. Индекс s обозначает величины на поверхности Земли, индекс a — величины в атмосфере, на нижнем уровне атмосферной модели, который находится, как правило, в нескольких десятках метров над землей. Применение аэродинамических формул предполагает, что поток какой-либо консервативной величины пропорционален вертикальному градиенту этой величины и скорости ветра в приземном слое атмосферы.

Для применения формул (1–4) следует определить величины на поверхности. При вычислении потоков импульса можно положить $u_s = v_s = 0$. Для

расчета температуры поверхности океана используются модели общей циркуляции океана, или, если проводится расчет только по модели ОЦА, то температура поверхности океана задается. В случае суши для определения температуры поверхности решается уравнение:

$$\rho_S C_S \frac{\partial T^s}{\partial t} = -F_T - F_Q + F_{RAD} + F_{SOIL}, \quad (5)$$

где $\rho_S C_S$ — плотность и теплоемкость почвы, F_T и F_Q — потоки явного и скрытого тепла (3) и (4), F_{RAD} и F_{SOIL} — радиационный баланс на поверхности и поток тепла из почвы. Уравнение (5) предполагает, что для верхнего слоя почвы выполняется условие баланса тепла: сумма всех потоков равна увеличению теплосодержания. Для вычисления потока тепла из почвы, а также для определения влажности поверхности, в почве решаются уравнения тепло-влажнопроводности (Володин, Лыков, 1998)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + F_T, \quad (6)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_W \frac{\partial W}{\partial z} + \lambda_{WT} \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma \right) + F_W, \quad (7)$$

где W — удельная влажность почвы, $\lambda_T, \lambda_W, \lambda_{WT}, \gamma$ — коэффициенты теплопроводности, влажнопроводности, влажотеплопроводности и гидравлический поток. F_T — источник тепла вследствие фазовых переходов воды, F_W — источник влаги вследствие фазовых переходов и перехода почвенной воды в сток. На нижней границе ставятся условия нулевых потоков, на верхней границе — потоки на поверхности. Формулировка уравнений для почвы и поверхности предполагает также, что горизонтальными потоками тепла можно пренебречь по сравнению с вертикальными. Систему (6), (7) решают либо неявным методом, совместно уравнением (3), (4), (5) и уравнением теплопроводности в пограничном слое атмосферы, либо отдельно от атмосферы, тогда для определения температуры поверхности требуются итерации.

В качестве влажности поверхности Q_s при вычислении потока влаги используется значение насыщенной влажности при данной температуре и давлении, если поверхность покрыта водой или снегом. Если поверхность представляет собой открытую почву, то Q_s есть функция насыщенной влажности и влажности приповерхностных слоев почвы. Наибольший интерес представляет вычисление потока влаги с поверхности растений, так как они покрывают большую часть суши, и правильный расчет температуры поверхности суши невозможен без правильного вычисления испарения с растений. В этом случае поток влаги записывается следующим образом (Sellers et al., 1986):

$$F_Q = \frac{L\rho(Q_s - Q_a)}{R}, \quad (8)$$

где R — сопротивление испарению,

$$R = \frac{1}{C_T |V_a|} + R_{veg}, \quad (9)$$

$\frac{1}{C_T |V_a|}$ — обычное аэродинамическое сопротивление, а R_{veg} — устьичное сопротивление, зависящее от интенсивности фотосинтеза:

$$R_{veg} = F(T)F(W)F(RAD), \quad (10)$$

где эмпирические функции F выражают зависимость устьичного сопротивления от температуры, влажности почвы, приходящей радиации и других величин. Эти функции имеют минимум при благоприятных для растения условиях, и максимум — при неблагоприятных.

Учет турбулентности в пограничном слое атмосферы приводит к появлению в уравнении слагаемого вида вязкости или теплопроводности. Для этого используется предположение Буссинеска о том, что осредненный вертикальный турбулентный поток F_Ψ некоторой величины Ψ пропорционален вертикальному градиенту этой величины: $F_\Psi = \overline{\Psi' \tau'} = -K \partial \overline{\Psi} / \partial z$, а K имеет смысл турбулентного коэффициента вязкости или диффузии. Здесь черта сверху означает осреднение по ячейке сетки модели, а штрихи — отклонения от среднего, обусловленные турбулентными вихрями. Нередко параметризация процессов в пограничном слое атмосферы ограничивается этим слагаемым, но она может быть дополнена, например, слагаемым, описывающим дополнительный поток γ , связанный с наличием больших вихрей, и поток, связанный с вовлечением воздуха выше верхней границы погранслоя F_{ENTR} (Hong et al., 2006):

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \Psi}{\partial z} - \gamma - F_{ENTR}(z/h) \right) = \frac{\partial F_\Psi}{\partial z} \quad (11)$$

где F_Ψ — поток по вертикали величины Ψ . Здесь Ψ — прогностическая переменная (U, V, θ, Q), сохраняющаяся при адиабатических движениях, z — высота, h — высота атмосферного пограничного слоя. Такое уравнение обычно решается конечно-разностным методом с помощью неявной схемы, так как коэффициенты k могут быть очень большими, что приводит к неустойчивости явной схемы. В качестве верхнего граничного условия обычно берется нулевой поток, а в качестве нижнего условия — поток на поверхности из формул (1–4).

Коэффициент турбулентности очень сильно зависит от вертикальной стратификации: он велик при неустойчивой стратификации и мал при устойчивой. Кроме того, он зависит от вертикального сдвига ветра и от масштаба турбулентности, который до высоты несколько сотен метров по порядку величины равен z . Таким образом (Businger et al., 1971; Монин, Обухов, 1954),

$$k = k \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z}, l \right), \quad (12)$$

где l — масштаб турбулентности.

Условно различают конвективную турбулентность, которая обусловлена в основном температурной неустойчивостью, и сдвиговую, которая обусловлена вертикальным сдвигом ветра. Коэффициент турбулентности, как правило, по величине на много порядков превышает коэффициент молекулярной вязкости и теплопроводности. Полученное уравнение решается обычно с использованием неявной схемы по времени 1-го порядка, для чего используется прогонка.

Альтернативный подход к параметризации турбулентности в пограничном слое атмосферы может состоять в применении подхода потока массы (Cohen et al., 2015). Согласно ему, вертикальные движения в погранслое порождают поток массы восходящего и нисходящего воздуха M_U и M_D . Поток прогностической переменной Ψ равен соответственно $M\Psi_U$ и $M\Psi_D$. В уравнении для Ψ в результате появляется дополнительное слагаемое:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = - \frac{\partial (M\Psi_U - M\Psi_D)}{\partial p}, \quad (13)$$

В одной ячейке модельной сетки, попадающей на сушу, может существовать несколько типов поверхности, например, снег, растительность, открытая почва, озера. Тогда для каждого типа поверхности вычисляется своя температура и свои потоки в атмосферу. Вопрос о том, должно ли состояние модельной атмосферы в такой ячейке быть различным над разными типами поверхности, решается в разных моделях по-разному. В модели ИВМ РАН различие в атмосфере не рассматривается.

Некоторые результаты применения параметризации потоков с поверхности в модели климата

Рассмотрим некоторые результаты использования приведенных подходов к параметризации потоков с поверхности. Сложность рассмотрения данного вопроса состоит в том, что не существует глобальных баз данных собственно измеренной климатологии потоков с поверхности. Такие потоки обычно оцениваются по тем же аэродинамическим формулам (1–4). По таким же формулам считаются и потоки, получаемые по данным реанализа. Приведем географическое распределение потока явного тепла в декабре-феврале по данным модели климата ИВМ, а также по данным реанализа NCEP2 (Kalnay et al., 1996) и ERA-Interim (Dee et al., 2011) — рис. 1. Поток явного тепла достигает 100–150 Вт/м² в районах Курисио и Гольфстрима, вблизи границы льда и открытой воды в Баренцевом, Гренландском и Лабрадорском морях. В субтропиках Австралии, Южной Америки, Южной Африки поток тепла также достигает 100 Вт/м². Все перечисленные особенности видны и по данным обоих реанализов, и по данным модели. Поток с континентов Северного Полушария, покрытых снегом, отрицателен, и достигает по величине по данным реанализа NCEP 40–60 Вт/м², а по данным реанализа ERA-Interim в основном не превосходит 20 Вт/м². Модель климата по этому показателю ближе к данным ERA-Interim.

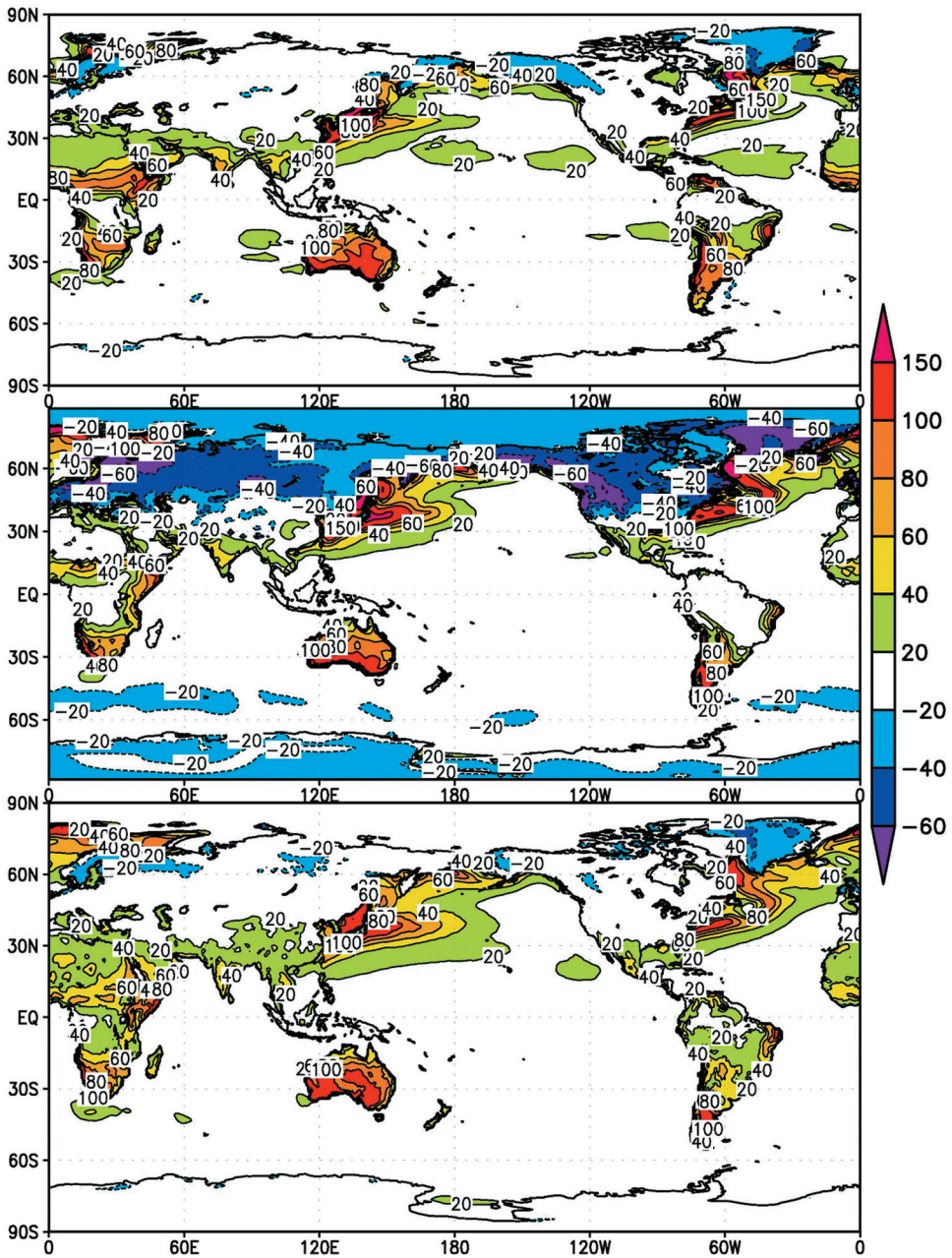


Рисунок 1. Поток явного тепла ($Вт/м^2$) в декабре–феврале по данным модели климата ИВМ (вверху), реанализа NCEP2 (в середине) и реанализа ERA-Interim (внизу)

На рис. 2 представлен поток явного тепла по данным реанализов и модели. По данным реанализов, наибольшей величины (примерно 100 Вт/м^2) поток достигает над пустынными районами Азии, Северной Африки и Северной Америки. В климатической модели поток в этих районах в основном близок к данным реанализа. Следует отметить существенное различие

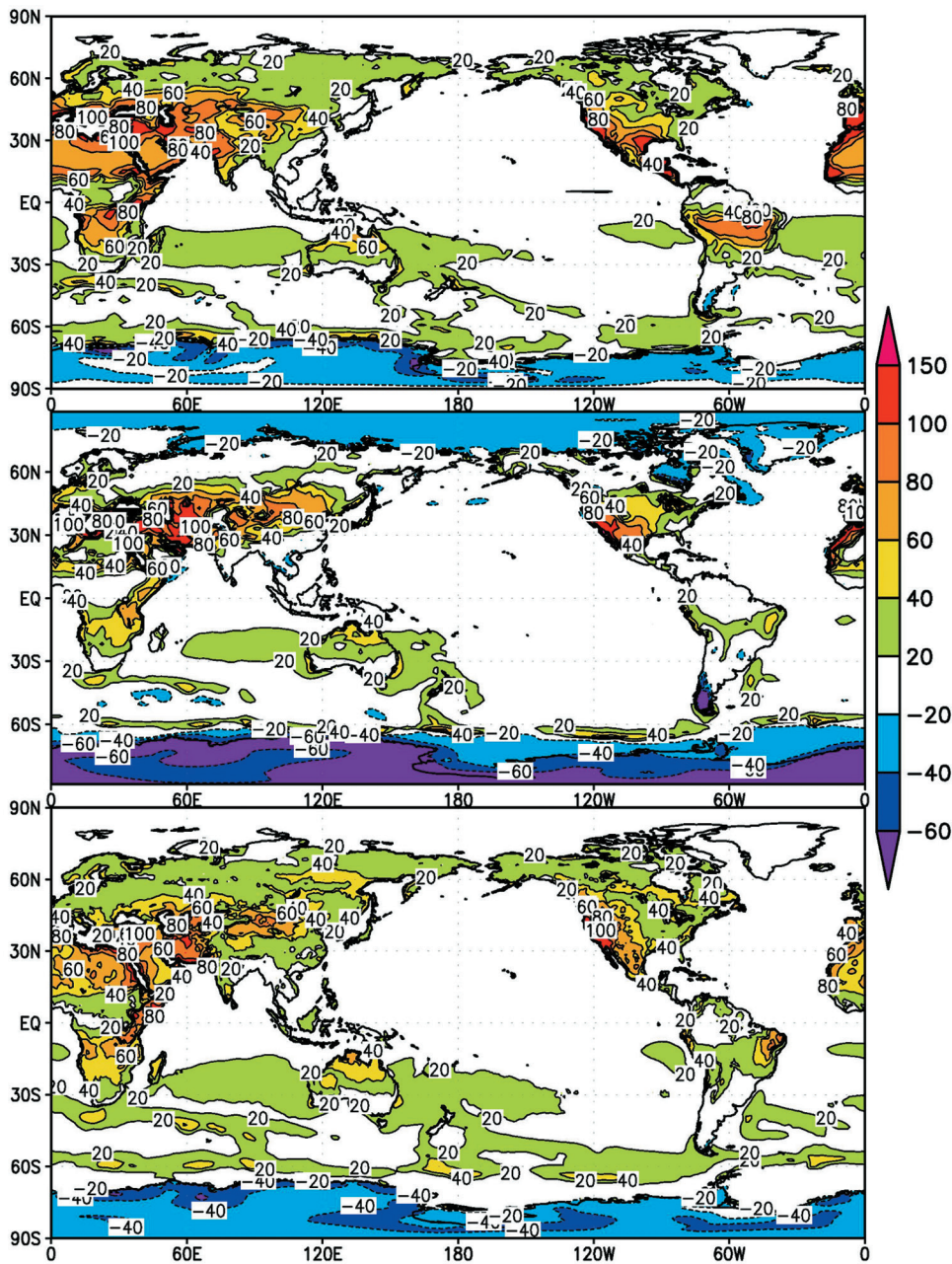


Рисунок 2. Поток явного тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) в июне–августе по данным модели климата ИВМ (вверху), реанализа NCEP2 (в середине) и реанализа ERA-Interim (внизу)

между данными двух реанализов над Арктикой, Антарктидой, а также над континентами Северного Полушария к северу от 45–50 градуса широты. Данные реанализа NCEP, с учетом знака, в перечисленных районах меньше, чем данные реанализа ERA-Interim. Данные модели ближе к данным реанализа ERA-Interim.

Испарение в декабре–феврале по данным реанализов и модели можно видеть на рис. 3. Максимальное испарение достигает 8–9 мм/сут в районах Куроиси и Гольфстрима. На большей части тропиков испарение составляет 4–6 мм/сут. В целом, данные модели неплохо соответствуют данным обоих

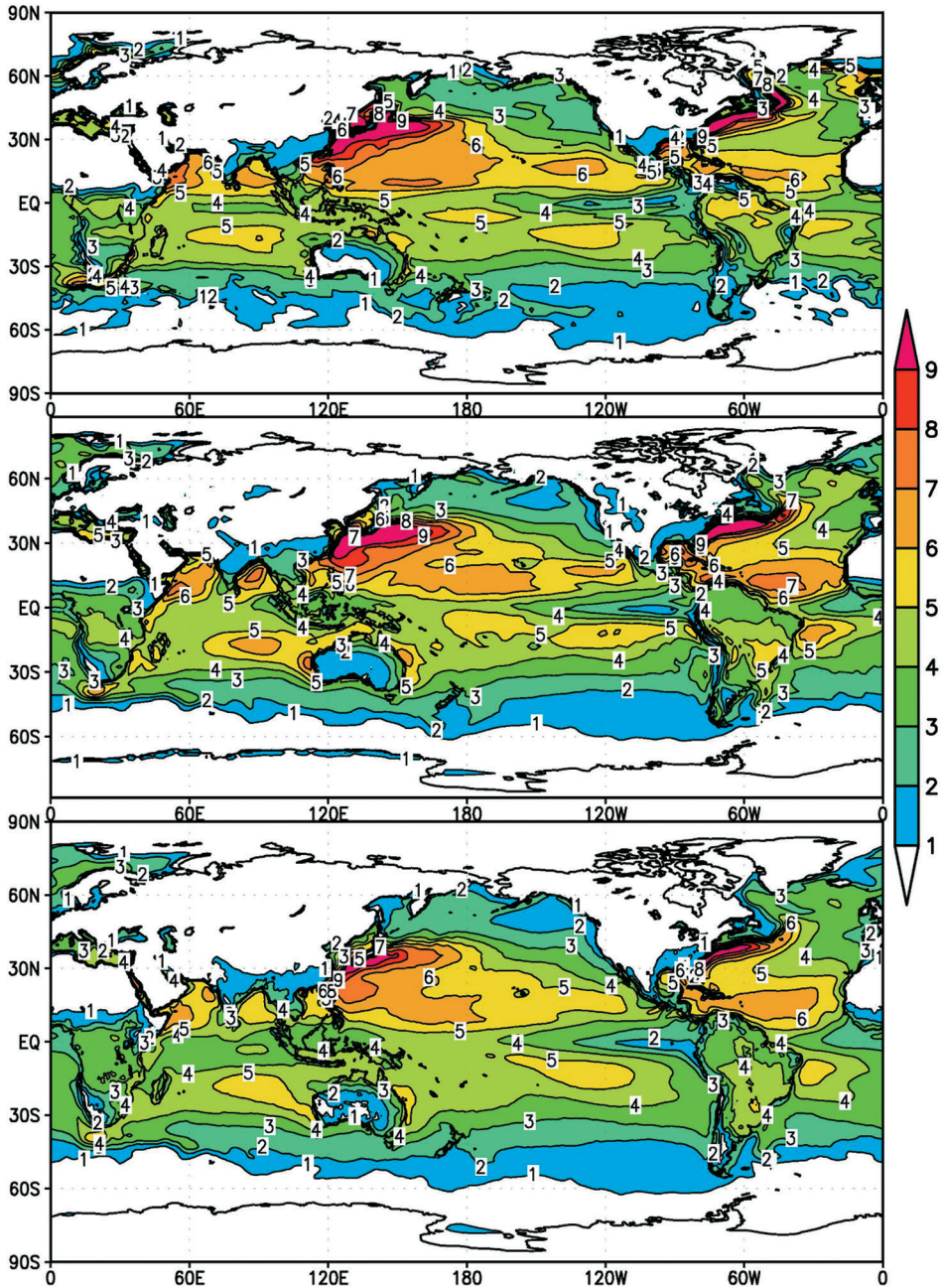


Рисунок 3. Испарение (мм/сут) в декабре–феврале по данным модели климата ИВМ (вверху), реанализа NCEP2 (в середине) и реанализа ERA-Interim (внизу)

реанализов. В июне-августе (рис. 4) самое большое испарение имеет место в тропиках Южного Полушария (6–8 мм/сут) как по данным модели, так и по данным реанализов. Обращает на себя внимание, что на территории России на широте 55–60 с.ш. испарение по данным модели и реанализа ERA-Interim составляет около 3 мм/сут, а по данным реанализа NCEP достигает

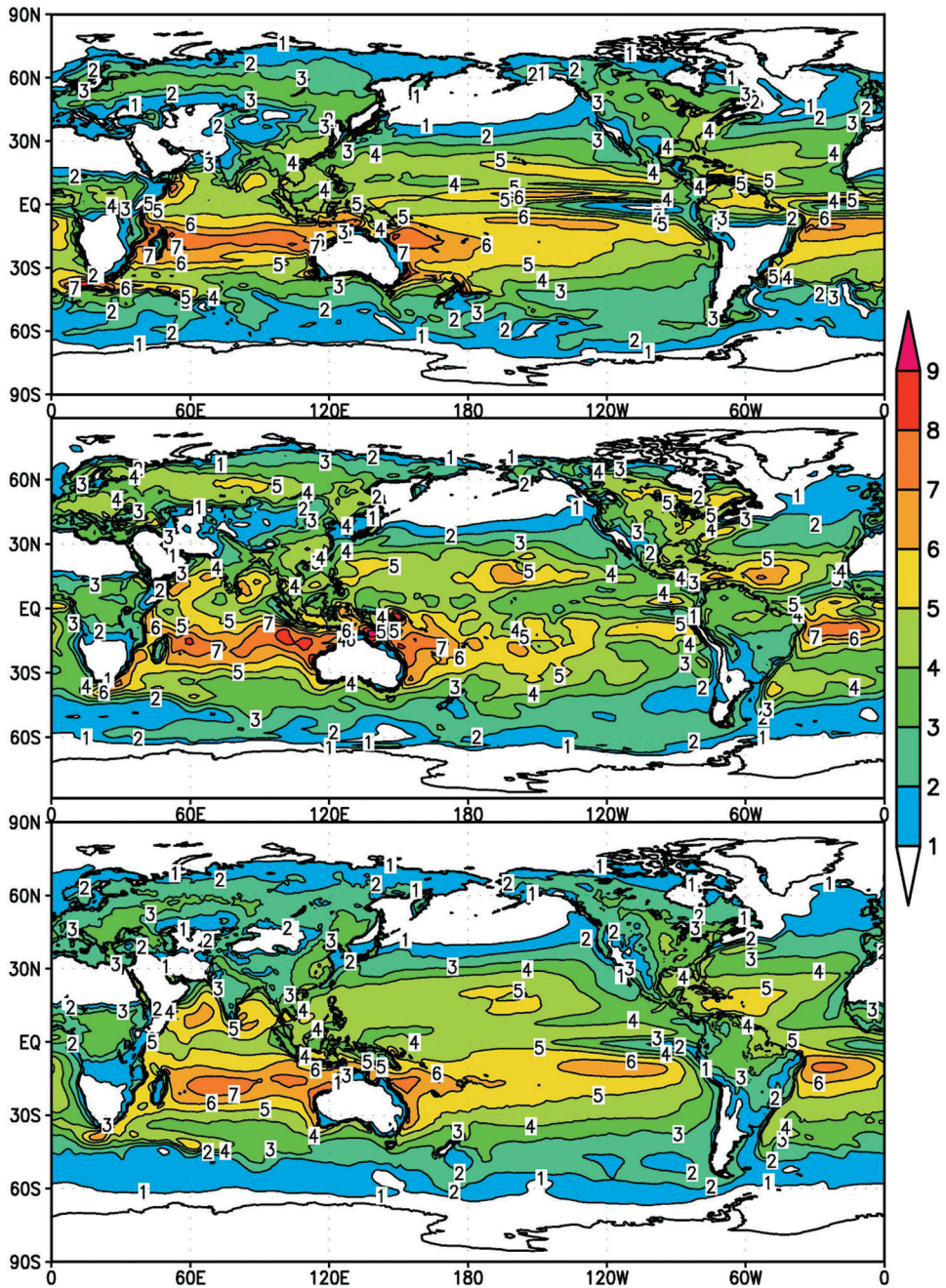


Рисунок 4. Испарение (мм/сут) в июне–августе по данным модели климата ИВМ (вверху), реанализа NCEP2 (в середине) и реанализа ERA-Interim (внизу)

4–5 мм/сут (рис. 5). Сравнение напряжения трения на поверхности Земли по данным модели и реанализов показывает, что над океанами данные модели и реанализов неплохо соответствуют друг другу. Над сушей отличия более заметны, особенно в горных районах, и связаны, скорее всего, с различием в вычислении параметра шероховатости.

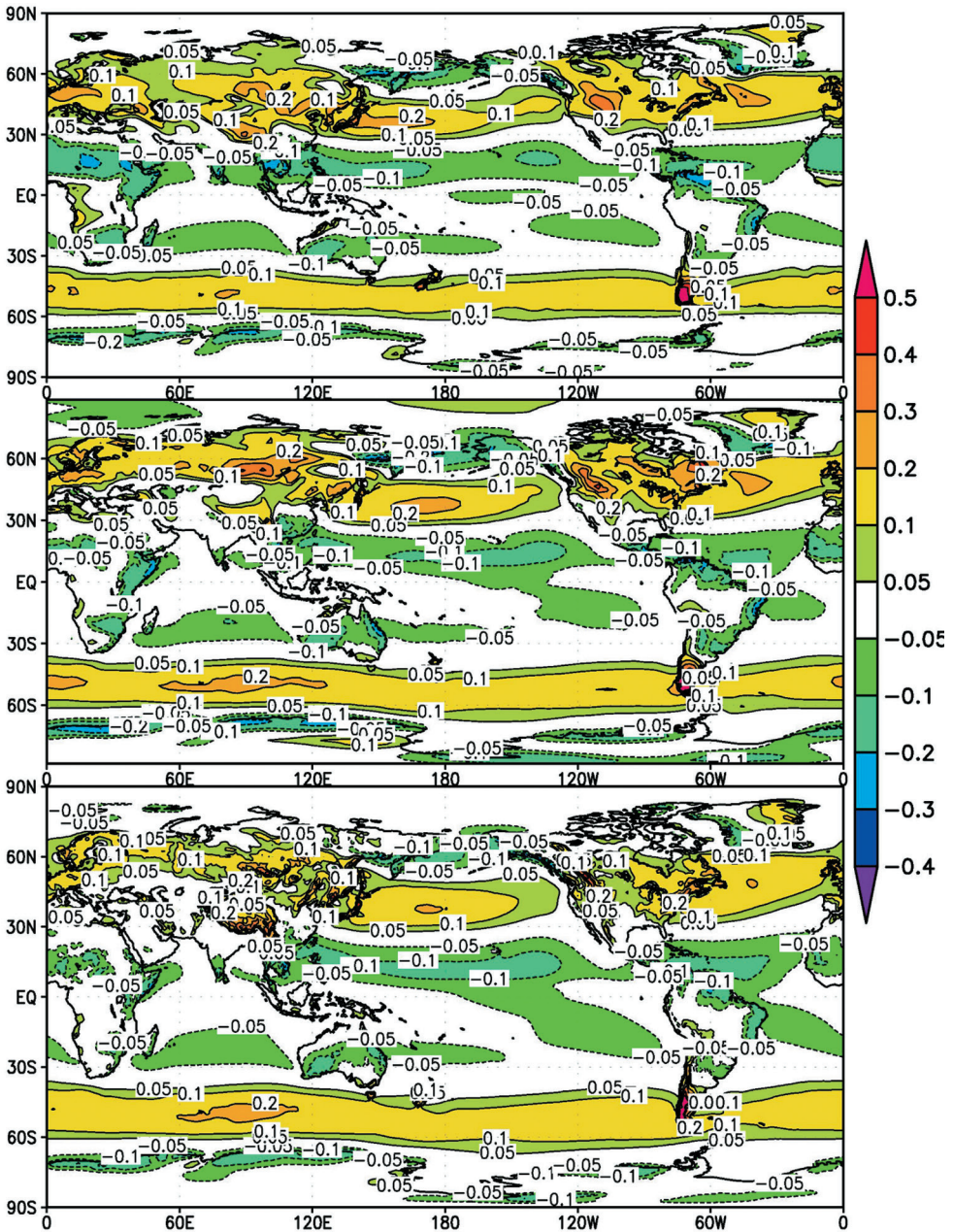


Рисунок 5. Зональное напряжение трения (N/m^2) в декабре–феврале по данным модели климата ИВМ (вверху), реанализа NCEP2 (в середине) и реанализа ERA-Interim (внизу)

Сравнение потоков тепла, влаги и импульса по данным реанализов и климатической модели показывает, что неопределенности при расчете потоков могут быть довольно существенными. Различия между потоками тепла по данным реанализов могут достигать в некоторых местах 10–40 Вт/м², потоков влаги 1–2 мм/сут. Данные модели в основном укладываются в такой диапазон неопределенностей и, как правило, ближе к данным реанализа ERA-Interim, чем к данным реанализа NCEP. Если говорить о среднеглобальных значениях потоков явного и скрытого тепла, которые составляют согласно (Hartmann et al., 2013) соответственно 15–25 Вт/м² и 70–85 Вт/м², то поток явного тепла в большинстве климатических моделей укладывается в приведенный диапазон, а поток скрытого тепла, как правило, находится у верхней границы диапазона, или даже несколько выше. Например, величина потока скрытого тепла в последней версии климатической модели ИВМ РАН составляет около 86 Вт/м². Причина такого расхождения данных моделей и оценок по наблюдениям нуждается в дальнейших исследованиях.

Географическое распределение приземной температуры и осадков в основном неплохо получается в климатических моделях. Тем не менее, имеется несколько районов, где систематические ошибки моделей имеют, как правило, один и тот же знак. По крайней мере в некоторых случаях это может быть связано с ошибками в расчете потоков на поверхности. Например, ошибки климатических моделей, участвовавших в CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, phase 5) для приземной температуры и осадков в июне-августе приведены в статье Mueller, Seneviratne (2014) на рис. 1. Завышение температуры и недостаточное количество осадков в юго-восточной части Европы, в центральной и восточной части США, в тропической части Южной Америки может быть связано с недостаточным испарением с поверхности в этих местах. Непосредственной причиной такого недостатка является слишком сухая почва, которая не может обеспечить достаточный поток скрытого тепла из-за того, что она уже испарила большую часть доступной воды в предыдущие месяцы. Однако, собственно причина, т.е. то, как именно надо изменить описание потоков на поверхности, чтобы этот недостаток в климатических моделях исчез или уменьшился, пока неизвестна и нуждается в дальнейшем исследовании.

Согласно предложенному подходу расчета потоков с поверхности, значительную часть испарения с континентов в теплый сезон составляет испарение с растительности вследствие фотосинтеза. На рис. 6 представлено среднеклиматическое испарение в июле для современных условий по данным модели климата ИВМ, а также испарение с листьев растений, обусловленное фотосинтезом. В умеренных широтах вклад испарения с растительности в полное испарение составляет более половины к западу от Байкала, и около половины или менее к востоку от него.

Важным параметром при расчете потоков с поверхности является величина шероховатости поверхности. Для поверхности суши величина этого параметра пропорциональна характерному размеру неровностей и, вообще говоря, может зависеть от наличия или отсутствия растительности и ее типа, и от орографии. Практика моделирования климата показывает, что климат модели

может существенно зависеть от величины шероховатости, и географическое распределение шероховатости поверхности подбирается экспериментально с учетом особенностей используемой модели. На рис. 7 представлена разность давления на уровне моря в декабре–феврале для двух расчетов, различающихся различной шероховатостью на суше. В первом расчете шероховатость суши, не покрытой льдом, была задана равной 0.2 м везде, а во втором была равна $0.2 + \sigma/500$, где σ — среднеквадратичное отклонение высоты поверхности (м) от среднего в ячейке сетки модели. Во втором расчете шероховатость

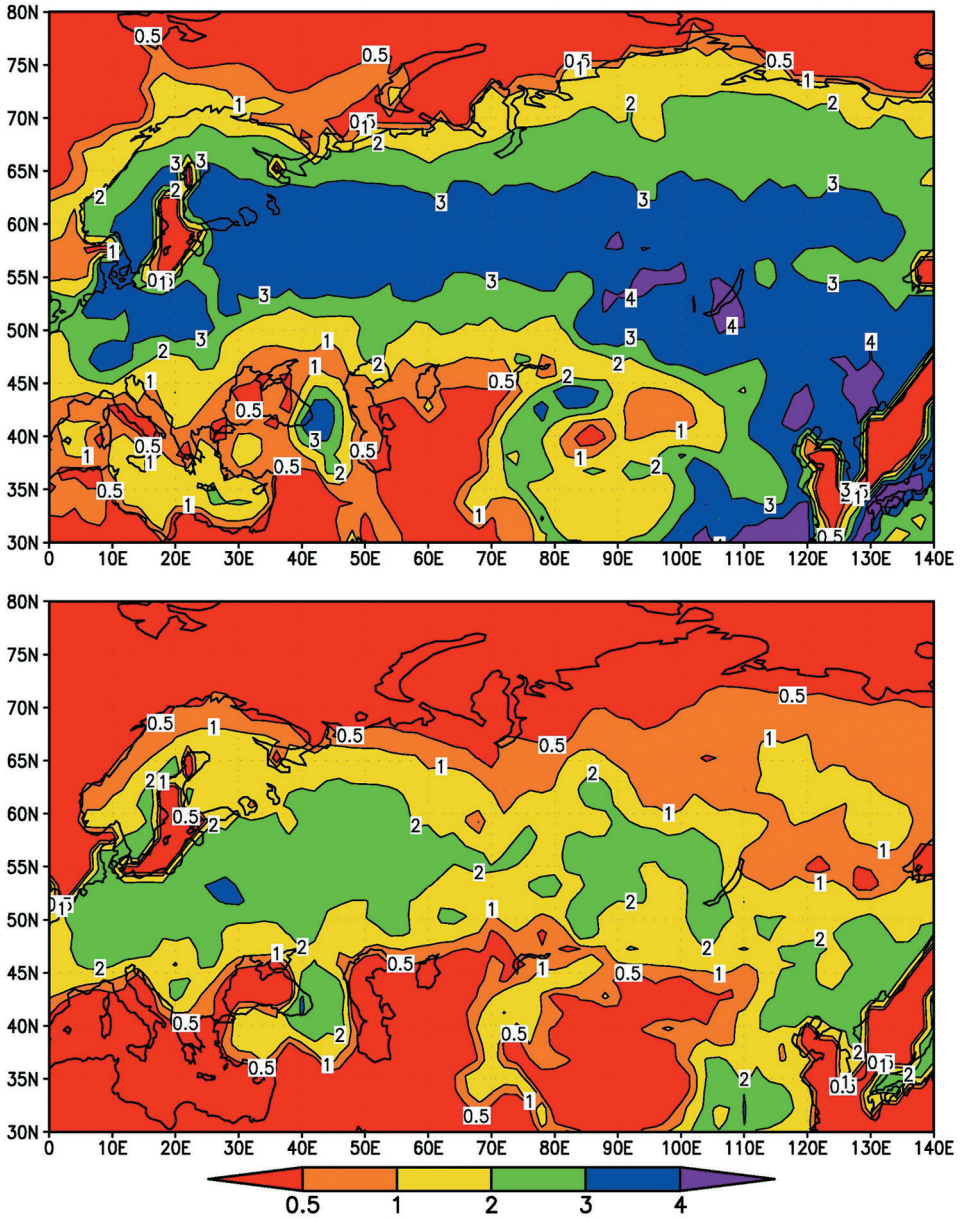


Рисунок 6. Испарение с поверхности (мм/сут) в июле в климатической модели ИВМ. Вверху — полное испарение, внизу — испарение с поверхности листьев растений

заметно больше в районах с большой изменчивостью топографии. Это приводит к большому напряжению трения на поверхности и как следствие к увеличению давления в высоких широтах северного полушария до 8 гПа и к уменьшению давления в других районах, например, в субтропиках. В другие сезоны шероховатость влияет на распределение давления заметно слабее.

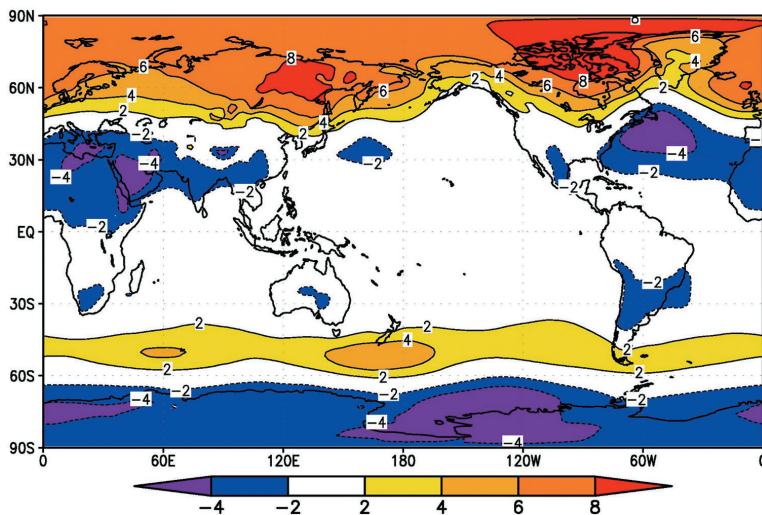


Рисунок 7. Разность давления на уровне моря в декабре–феврале по данным модели климата ИВМ РАН в эксперименте, где шероховатость поверхности зависит и не зависит от подсеточной изменчивости топографии

На рис. 8 представлено распределение источника нагревания вследствие потока явного тепла с поверхности и параметризации процессов в пограничном слое атмосферы. Нагревание со скоростью 1–3 градуса в сутки сосредоточено в нижнем слое толщиной не более 100 гПа. Над Антарктидой, наоборот, происходит охлаждение.

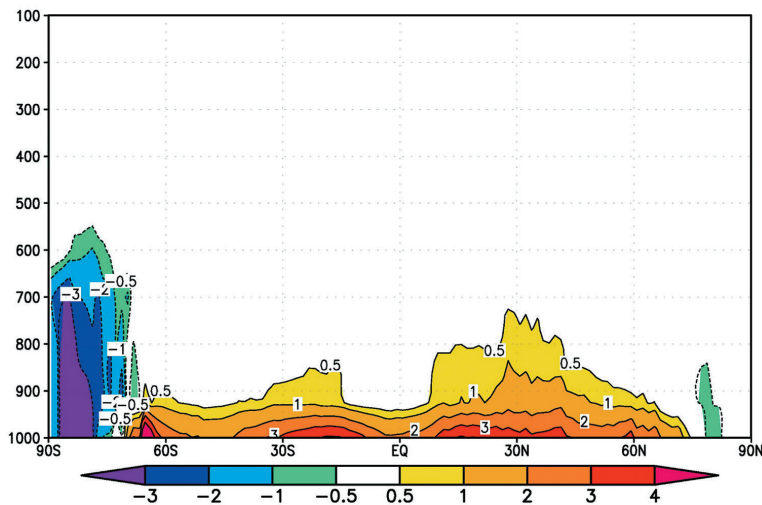


Рисунок 8. Источник тепла (к/сут), связанный с параметризацией потока явного тепла и процессов в атмосферном пограничном слое. Данные модели климата ИВМ РАН, осредненные вдоль круга широты

Заключение

Рассмотрена параметризация потоков тепла, влаги и импульса в моделях климата, а также параметризация процессов в атмосферном пограничном слое. Показано, как работают эти параметризации на примере расчетов с моделью климата ИВМ РАН. Показано, что модельный климат может быть весьма чувствителен к заданию параметров при расчете потоков на поверхности. Отмечено, что некоторые систематические ошибки в климатических моделях, могут быть связаны именно с недостатками в формулировке данных параметризаций.

Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке Российского научного фонда, грант 14-17-00126. 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., Лыкосов В. Н. 1998. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений.— Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 34, № 4, с. 453–465.

Монин А. С., Обухов А. М. 1954. Основные закономерности турбулентного обмена в приповерхностном слое.— Тр. Института Геофизики АН СССР, № 24, с. 163–187.

Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi I., Bradley E.F. 1971. Flux prognostic relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., vol. 28, p.181–189.

Cohen A.E., Cavallo S.M., Coniglio M.C., Brooks H.E. 2015. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulation southeastern US cold season severe weather environments. Weather and forecasting, vol. 30, p.591–610.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balsameda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., and Vitart F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011

Hartmann D. L., Klein Tank A. M. G., Rusticucci M., Alexander L. V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F. J., Dlugokencky E. J., Easterling D. R., Kaplan A., Soden B. J., Thorne P. W., Wild M., P. M. Zhai, 2013. Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Hong S. Y., Noh Y., Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. 2006. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 134, p. 2318–2341.

Kalnay E., Kanamitsu M. et al. 1996. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.*, vol. 77, No 3, p. 437–471.

Mueller B., Seneviratne S. I., 2014. Systematic land climate and evapotranspiration biases in CMIP5 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 41 p. 1–7, doi:10.1002/2013GL058055.

Статья поступила в редакцию 09.02.2016.
