

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ ДЛЯ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ

**В. М. Степаненко^{1,2}, А. И. Медведев³, И. А. Корпушенков⁴,
Н. Л. Фролова⁵, В. Н. Лыкосов^{6,7}**

Представлена новая версия модели ИВМ РАН–МГУ деятельного слоя суши с описанием термогидродинамики речных потоков. Динамика рек представлена уравнениями диффузионной волны, термика — одномерным уравнением притока тепла. Объектно-ориентированная реализация блока речной сети позволяет использовать произвольные решатели одномерных задач речной динамики, например уравнений Сен-Венана. В описание термодинамики снежного покрова добавлены эффекты просачивания жидкой влаги и ее замерзания. Совокупность усовершенствований модели позволила существенно улучшить расчет годового расхода воды и удовлетворительно воспроизвести термический режим крупной равнинной реки Северная Двина.

Ключевые слова: модель Земной системы, блок термогидродинамики суши, речная сеть, снеготаяние.

1. Введение. Современные математические модели климата — это трехмерные численные модели, описывающие основные физические и химические процессы, происходящие в атмосфере, океане, суши и криосфере. Модели Земной системы — это модели климата, в которых в дополнение к перечисленным выше компонентам представлено также взаимодействие между физическими процессами в климатической системе и биогеохимическими циклами [1, 2], в первую очередь циклом углерода. На суше множество важнейших для динамики погоды и климатообразования экзогенных процессов можно объединить в три группы: теплооборот, влагооборот и биогеохимические циклы. Первые две группы обуславливают изменчивость физического состояния атмосферы на всех временных масштабах, третья начинает играть важную роль только на климатических масштабах. Исторически влагооборот на суше был представлен в моделях климата и системах прогноза погоды динамикой влажности почвы, снежного покрова и процессами стокообразования. Термогидродинамические процессы в водных объектах — водоемах и водотоках — во внимание не принимались. За последние 20 лет, однако, параметризации водоемов и водотоков были разработаны и включены в схемы деятельного слоя суши. При этом в описании водотоков основной целью было воспроизвести скорость добегающей стекающей с водосбора воды до океана [3–8], в то время как от модели водоема требуется корректный расчет потоков тепла и радиации на границе с атмосферой, так как они учитываются при вычислении средних значений потоков в ячейке модели суши. На настоящем этапе можно отметить следующие обстоятельства, мотивирующие дальнейшее развитие параметризаций речного стока:

- сток крупных рек влияет на региональную циркуляцию океана [9, 10], и поэтому естественно ожидать, что требования к точности расчета стока рек будут повышаться с улучшением пространственного разрешения моделей океана;

¹ Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. Ломоносова, Ленинские горы, 119991, Москва; зам. директора, e-mail: stepanen@srcc.msu.ru

² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Ленинские горы, 119234, Москва; вед. науч. сотр., e-mail: stepanen@srcc.msu.ru

³ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Ленинские горы, 119234, Москва; аспирант, e-mail: alexbear95@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Ленинские горы, 119234, Москва; магистрант, e-mail: korpushenkov.ivan@gmail.com

⁵ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Ленинские горы, 119234, Москва; зав. кафедрой, e-mail: frolova_nl@mail.ru

⁶ Институт вычислительной математики РАН им. Г.И. Марчука, ул. Губкина, д. 8, 119333, Москва; главный науч. сотр., e-mail: lykossov@yandex.ru

⁷ Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. Ломоносова, Ленинские горы, 119991, Москва; зав. лабораторией, e-mail: lykossov@yandex.ru

- сток рек является наиболее надежно измеряемой компонентой водного баланса суши и при большом временном осреднении близок к разности “осадки минус испарение”; таким образом, ошибка расчета этой разности в модели суши может быть оценена по ошибке вычисления стока;
- со стоком рек в океан выносятся большая масса органических веществ, метана [11] и неорганического углерода; реки являются существенным источником углекислого газа в климатической системе [12];
- площадь водной поверхности рек составляет по последним оценкам $0.58 \pm 0.06\%$ [13] площади суши, а в отдельных регионах эта величина значительно выше, но при этом потоки тепла и радиации с поверхности этих объектов явно не учитываются в моделях климата и прогноза погоды;
- реалистичные значения уровня и расхода воды рек в рамках моделей Земной системы и прогноза погоды были бы одним из наиболее востребованных продуктов расчета по этим моделям.

В настоящей статье ставится задача усовершенствовать воспроизведение речного стока в модели ИВМ РАН–МГУ термогидродинамики суши. В статье последовательно представлены: описание текущей версии этой модели, включение расчета динамики жидкой воды в блок снежного покрова, схематизация речной сети, модель термогидродинамики рек, верификация модели на основе данных наблюдений для реки Северная Двина. В завершение приводится обсуждение основных результатов и выводы.

2. Модель ИВМ РАН–МГУ термогидродинамики суши. Модель ИВМ РАН–МГУ суши (схема деятельного слоя суши) включает в себя многослойную (23 уровня) модель термодинамического режима почвы, описывающую вертикальный перенос тепла, жидкой влаги (с учетом ее замерзания/таяния) и водяного пара [14, 15]. На снежный покров приходится 4 слоя, для которых решается уравнение теплопроводности. Расчет поверхностного и подповерхностного стока, а также эффектов влияния растительности на водный баланс почвы осуществляется по параметризациям, реализованным в модели ЕСНАМ3 [16]. Расход воды в устьях впадающих в океан рек считается как сумма мгновенных значений поверхностного и подповерхностного стока, интегрированная по водосбору реки. В текущей версии модели ИВМ РАН–МГУ деятельного слоя суши считается, что ячейка суши может содержать следующие типы поверхности: растительность, обнаженная почва, снег и внутренние водоемы. Доли бесснежной поверхности, занятые растительностью, внутренними водоемами и открытой почвой, предписаны согласно [17]; доля ячейки, покрытая снегом, линейно зависит от толщины снежного покрова. Внутренние водоемы представлены одномерной моделью LAKE [18]. Пространственное разрешение исходных данных о подстилающей поверхности составляет $1^\circ \times 1^\circ$. Используется классификация из 8 типов почвы и 11 типов растительности. Площадь и глубина водоемов заимствуется из базы данных GLDBv2 [19]. В настоящей работе используется версия модели с горизонтальным разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

3. Усовершенствование расчета снеготаяния. Одной из характеристик снежного покрова в модели является его водно-эквивалентная толщина S , которая в каждой ячейке рассчитывается по уравнению

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P_s - qE - qM, \tag{1}$$

где P_s — поток твердых осадков, E — поток возгонки/сублимации на поверхности снега, M — поток стаявшей с поверхности влаги, q — доля ячейки, покрытой снегом (линейно зависит от толщины снежного покрова). Вычисление по формуле (1) производится при соблюдении хотя бы одного из условий $T_s < 0^\circ\text{C}$ либо $S > S_{\text{cr}}$, где T_s — температура поверхности снега, $S_{\text{cr}} = 10^{-4}$ см. Если на некотором шаге по времени оказывается, что $S < S_{\text{cr}}$, то значение S устанавливается равным 0. Величина P_s заимствуется из входных данных реанализа или атмосферной модели (если модель суши работает в рамках модели Земной системы), E рассчитывается по теории подобия Монина–Обухова, слой таяния M отличен от нуля при $T_s = 0^\circ\text{C}$ и определяется по следующей формуле:

$$M = \frac{1}{L_z \rho_w} \max \left[0, (R - H - LE) \Big|_{T_s=0^\circ\text{C}} \right].$$

Здесь $\max \left[0, (R - H - LE) \Big|_{T_s=0^\circ\text{C}} \right]$ — избыток тепла на поверхности снега, доступный для плавления (R — радиационный баланс на поверхности, H — поток явного тепла, LE — поток скрытого тепла, вычисленные при температуре поверхности, равной 0°C); L_z — удельная теплота плавления льда и ρ_w — плотность воды. Слой воды M , изъятый из снежного покрова, предполагается попадающим сразу на поверхность почвы, и он участвует в расчете поверхностного стока и потока влаги в почву:

$$R_s = P_r + qM, \tag{2}$$

где R_s — приходная компонента водного баланса на поверхности почвы, P_r — поток дождевых осадков. Перенос тепла внутри снежного покрова рассчитывается по уравнению

$$\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (3)$$

где T — температура снега, ρ_s — плотность снега, c_s — удельная теплоемкость снега, λ_s — коэффициент теплопроводности снега. На поверхности задается поток тепла, рассчитанный из уравнения теплового баланса, а на границе с почвой предполагается непрерывность потока тепла и температуры. Решение уравнения (3) производится в соответствии с [20] конечно-разностным способом на 4-х расчетных уровнях, высота z_i и толщина Δz_i которых изменяется пропорционально высоте снежного покрова H (нумерация уровней сверху вниз):

$$H = \frac{\rho_w}{\rho_{s*}} S, \quad z = \left\{ H, \frac{2H}{3}, \frac{H}{3}, 0 \right\}, \quad \Delta z = \left\{ \frac{H}{6}, \frac{H}{3}, \frac{H}{3}, \frac{H}{6} \right\},$$

где ρ_{s*} — характерная плотность снега, принятая постоянным значением 185.4 кг/м^3 . Плотность снега на i -м уровне вычисляется по формуле Абэ

$$\rho_{s,i} = \min \left(\rho_{s*} 10^{\alpha(H-z_i)}, \rho_{\text{ice}} \right),$$

где ρ_{ice} — плотность льда, $\alpha = 0.545 \text{ м}^{-1}$. Коэффициент теплопроводности рассчитывается как

$$\lambda_{s,i} = \lambda_0 \left(c_1 \left(\frac{\rho_{s,i}}{\rho_w} \right)^4 + c_2 \left(\frac{\rho_{s,i}}{\rho_w} \right) + c_3 \right)$$

с эмпирическими коэффициентами $\lambda_0 = 0.419 \text{ Вт/(м·К)}$, $c_1 = 6$, $c_2 = 1.9$, $c_3 = 0.05$. При этом известно [21, 22], что учет конечной скорости гравитационного просачивания талой воды в толще снега приводит в модели суши к задержке половодья на 1–2 недели и увеличению его максимальных расходов. Особенно важным при этом считается эффект от повторного замерзания жидкой влаги внутри снега. Ниже показано, как блок снежного покрова модели ИВМ РАН–МГУ был модифицирован для учета указанных эффектов.

В каждом слое снега вводится величина W — слой жидкой влаги (м), эволюция которой описывается следующими уравнениями (записаны здесь в дифференциально-разностном виде):

$$\begin{aligned} \frac{\partial W_1}{\partial t} &= qM + qP_r - Q_1 - F_1, \\ \frac{\partial W_i}{\partial t} &= Q_{i-1} - Q_i - F_i, \quad i = 2, 3, 4, \end{aligned}$$

где Q_i — поток воды, просачивающейся в нижележащий слой, F_i — скорость замерзания воды при отрицательной температуре, $W_{i,\text{max}}$ — максимальная толщина слоя влаги. Уравнения (1), (2) и (3) модифицируются следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} &= P_s - qE - qM + \Phi, \\ R_s &= P_r(1 - q) + Q_4, \\ \rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_w L_z F_{\text{fr}}, \end{aligned}$$

где $\Phi \approx \sum_{i=1}^4 F_i$, $F_{\text{fr}}(z_i, t) \approx \frac{F_i}{\Delta z_i}$. Максимальная толщина $W_{i,\text{max}}$ (м) слоя жидкой влаги в i -м слое рассчитывается для состояния, когда поры полностью заняты водой:

$$W_{i,\text{max}} = p_i \Delta z_i,$$

где p_i — пористость снега на i -м уровне, вычисляемая как

$$p_i = 1 - \frac{\rho_{s,i}}{\rho_{\text{ice}}}.$$

Поток просачивающейся вниз воды Q_i удаляет из слоя излишек влаги:

$$Q_i = \begin{cases} (W_{i,max} - W_i)/\Delta t, & W_i > W_{i,max}, \\ 0, & W_i \leq W_{i,max}. \end{cases}$$

Здесь Δt — шаг модели по времени, а скорость замерзания влаги F_i определяется соотношением количества жидкой влаги и энтальпии, доступной для фазового перехода:

$$F_i = \begin{cases} \min \left[W_i, \frac{c_s \rho_{s,i} \Delta z_i}{L_z \rho_w} (T_{fr} - T_i) \right] / \Delta t, & T_i < T_{fr}, \\ 0, & T_i \geq T_{fr}, \end{cases}$$

где T_i — температура снега на i -м уровне, $T_{fr} = -0.0001^\circ\text{C}$. В случае “схода” снежного покрова $S < S_{cr}$ оставшаяся жидкая вода W переносится на поверхность почвы:

$$R_s := R_s + \sum_{i=1}^4 W_i.$$

Представленная параметризация имеет ряд очевидных недостатков. Так, не учтено таяние внутри толщи снежного покрова, изменение плотности и пористости снега при замерзании воды, упрощенно представлена гравитационная фильтрация воды, не производится пересчет значений термодинамических величин при изменении высоты расчетных уровней и др. Тем не менее, она в первом приближении описывает основные процессы, связанные с жидкой влагой в снежном покрове.

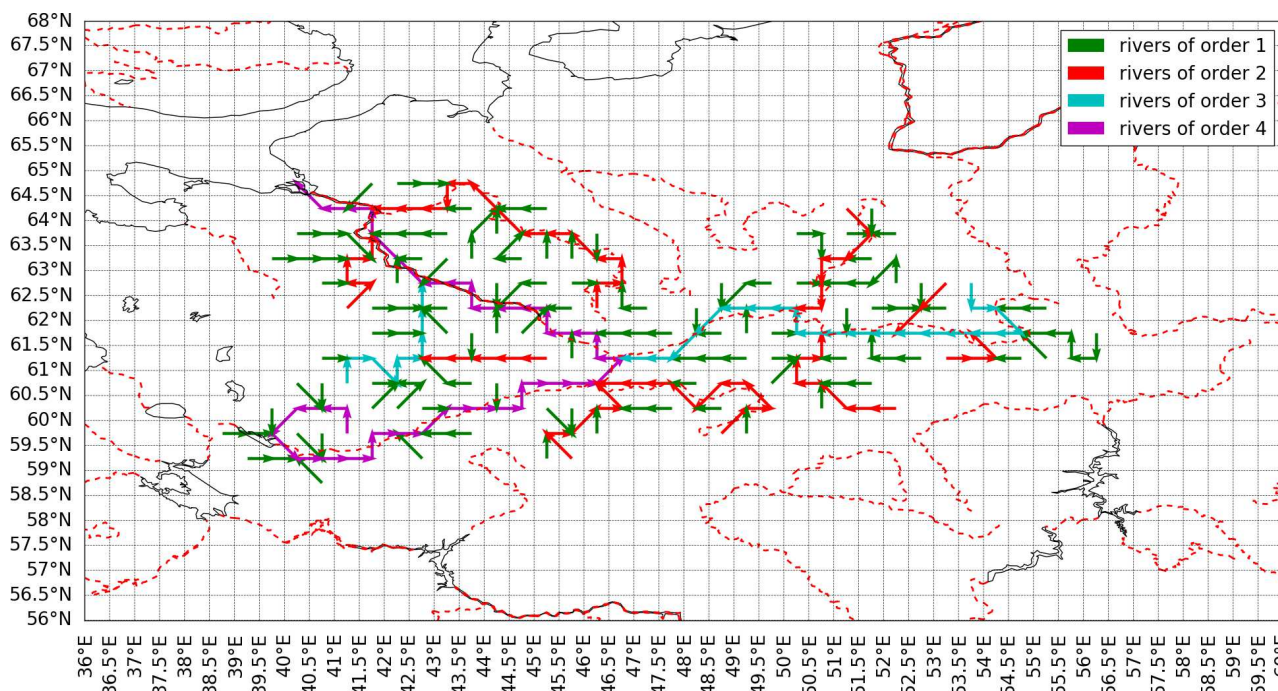


Рис. 1. Поле направлений стока в модели суши ИВМ РАН–МГУ на сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ на севере Европейской части России. Цветами ребер графа показаны реки одинакового порядка. Прерывистые красные линии — реальные реки. Черным цветом изображена береговая линия

4. Схематизация речной сети. Речную сеть представим в виде графа, для которого при задании определенных на нем параметров рек использовались данные глобального распределения направлений стока и уклонов русел на сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, предоставленные проектом ISIMIP (<https://www.isimip.org/>) и подготовленные ранее для проекта сравнения моделей GWSP-WATCH на основе базы DDM30 [23]. Поле направлений стока составляет ориентированный граф, который необходимо разбить на отдельные реки. Это разбиение производится на основании сравнения порядков рек, или чисел Стралера. По определению, в истоке все реки имеют порядок 1. Принимается, что если соединяются реки одинаковых порядков, то

в месте соединения заканчивается река с меньшей длиной вверх по течению, а порядок реки с большей длиной повышается при этом на единицу. При слиянии двух русел рек с разными порядками следующее ниже по течению русло считается принадлежащим реке с более высоким порядком; при этом порядок этой реки не изменяется, а для реки с меньшим порядком место слияния считается устьем. Поле направлений стока в бассейне Северной Двины и отдельные реки, выделенные по изложенным выше правилам, представлены на рис. 1.

В нашей модели принята схематизация поперечного сечения реки в виде трапеции (рис. 2). Следуя [3], наклон бортов русла относительно вертикали α принят константой 30° . Для ширины рек в настоящее время, по-видимому, отсутствует общедоступная база данных, снабженная алгоритмом пересчета ширины на произвольную сетку (в случае моделей климата — относительно грубую). В этих условиях удобно было бы использовать надежную в статистическом смысле связь ширины реки с легкодоступными ее параметрами, например порядком. Так, Даунинг и соавторы [24] предлагают следующую статистическую связь с порядком реки ω :

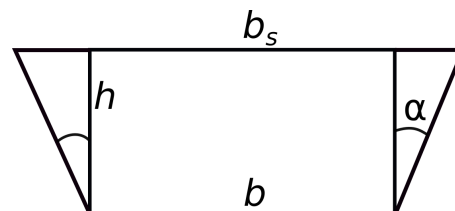


Рис. 2. Поперечное сечение русла реки в виде трапеции

$$b_s = c_1 \exp(c_2 \omega), \quad (4)$$

где $c_1 = 0.542$, $c_2 = 0.824$. Однако вследствие относительно грубого разрешения модели суши (рис. 1), в ней представлена только небольшая часть всех водотоков, и порядки рек ω_{grid} , рассчитанные по сети разрешаемых водотоков, занижаются относительно реальных порядков. Так, порядок каждой разрешаемой реки от ее истока до первого слияния с другой разрешаемой рекой по приведенному выше определению равен 1. Однако в реальной речной сети в этой точке и выше по течению порядок рассматриваемого водотока может превышать 1 из-за не учтенных на сетке притоков. Это обстоятельство можно принять во внимание, если присвоить истоку разрешаемой реки порядок, равный действительному ее порядку ω_0 при первом слиянии с другим разрешенным водотоком. Поскольку при этом будут учтены порядки подсеточных рек, то впадение подсеточных рек того же масштаба ниже по течению порядок водотока не меняет. Тогда при расчете ширины реки с помощью формулы (4) можно принять, что порядок водотока меняется вниз по течению по формуле $\omega \approx \omega_{\text{grid}} + \omega_0^1$. Величину ω_0 естественно рассчитать, полагая, что неразрешенные притоки имеют длину меньше масштаба сетки. Соответствующую оценку можно произвести исходя из свойств фрактальности речной сети [25]. Так, используя законы самоподобия речных систем Хортона, можно получить:

$$\omega = 1 + \frac{\ln(L_\omega/L_1)}{\ln R_l},$$

где L_ω — средняя длина рек, имеющих порядок ω , $R_l \approx 2$ — константа Хортона (вообще говоря, отличается от бассейна к бассейну). В гидрологии обычно принимается, что $L_1 < 10$ км, так что можно принять, например, $L_1 = 5$ км. Длина наименьшей разрешаемой на сетке модели суши реки может быть оценена как $\sqrt{A_{i,j}}$, где $A_{i,j}$ — площадь ячейки с индексами (i, j) по долготе и широте соответственно. Тогда

$$\omega_0 = 1 + \frac{\ln(\sqrt{A_{i,j}}/L_1)}{\ln R_l},$$

т.е. ω_0 зависит от ячейки, в которой река берет начало. В итоге уравнение (4) переписывается в таком виде (принимая $b_s \approx b$):

$$b = \max \left[c_1 \exp(c_2 [\omega_{\text{grid}} + \omega_0]), b_{\min} \right],$$

где ω_{grid} — порядок реки в данной ячейке модели (возрастает вниз по течению при впадении притоков), $b_{\min} = 100$ м — принятое в модели минимальное значение ширины дна реки.

5. Уравнения термогидродинамики речного потока. Динамика течения реки с хорошей точностью описывается уравнениями Сен-Венана, которые выводятся при осреднении уравнений Навье–Стокса

¹Приближенное равенство в этой формуле отражает тот факт, что если разрешенные на сетке водотоки имеют разные порядки в истоках ω_0 , то выбор продолжающейся реки на основе сравнения порядков соединяющихся рек будет, вообще говоря, отличаться от случая, когда порядки в истоках приняты равными единице 1.

для несжимаемой жидкости по поперечному сечению потока [26, 27]:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(US)}{\partial x} = E_r, \tag{5}$$

$$\frac{\partial US}{\partial t} + \frac{\partial(U^2 S)}{\partial x} = gS \left(s - \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{gSU^2 n^2}{R^{4/3}} + S \frac{\partial}{\partial x} \nu_r \frac{\partial U}{\partial x}, \tag{6}$$

$$h = h(S, x), \tag{7}$$

$$R = R(S, x). \tag{8}$$

Здесь x — криволинейная координата, направленная вдоль русла вниз по течению, t — время, S — площадь поперечного сечения реки, U — средняя в сечении скорость течения, E_r — источник объема за счет притоков и стока с водосбора, h — максимальная в сечении глубина реки, b — ширина дна, R — гидравлический радиус (отношение S к смоченному периметру), $s > 0$ — тангенс угла наклона тальвега русла, n — коэффициент Маннинга (задан в модели константой $3.5 \times 10^{-2} \text{ с}\cdot\text{м}^{-1/3}$), ν_r — коэффициент вязкости в продольном направлении, функции f и g определяются формой поперечного сечения. Слагаемым с продольной вязкостью обычно пренебрегают. Ускорение (левая часть (6), деленная на S) пренебрежимо мало по сравнению с остальными слагаемыми при условии малости числа Фруда Fr :

$$Fr = \frac{\widehat{U}^2}{g(s\Delta x + \Delta h)} \ll 1,$$

где Δx — горизонтальный масштаб, Δh — масштаб изменения глубины, \widehat{U} — масштаб скорости. Более того, при $Fr < 10^{-1}$ справедливо сильное неравенство $s\Delta x \gg \Delta h$ [28], при котором величиной $\partial h/\partial x$ можно пренебречь, и уравнение движения (6) превращается в уравнение Маннинга

$$U = U_0 \doteq \frac{1}{n} R^{2/3} s^{1/2}. \tag{9}$$

Условие $Fr < 10^{-1}$ можно переписать в виде

$$\Delta x > \frac{10\widehat{U}}{gs} \sim 100 \text{ м},$$

где использованы характерные масштабы для равнинных рек $s \sim 10^{-3}$, $\widehat{U} \sim 1$ м/с. Таким образом, при разрешении современных систем прогноза погоды и моделей климата с линейным размером ячеек 1–100 км правомерно использовать равенство Маннинга (9), которое в системе с уравнениями (5), (7) и (8) образует *уравнения кинематической волны* [27]. В то же время, целесообразным является сохранение в (6) градиента глубины $\partial h/\partial x$, так как результирующая система уравнений обладает более “удобными” свойствами. Пренебрегая в (6) только ускорением и вязкостью, имеем

$$U = U_0 \left(1 - \frac{\partial h/\partial x}{s} \right)^{1/2}.$$

Разлагая теперь квадратный корень в ряд Тейлора и пренебрегая величиной $O\left(\left[\frac{\partial h/\partial x}{s}\right]^2\right)$, получаем

$$U \approx U_0 \left(1 - \frac{1}{2s} \frac{\partial h}{\partial x} \right). \tag{10}$$

Примем во внимание, что

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial S} \Bigg|_x \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} \Bigg|_S. \tag{11}$$

Здесь первый член в правой части отражает изменение глубины реки вниз по течению за счет изменения площади поперечного сечения, причем $\frac{\partial h}{\partial S} \Bigg|_x > 0$ всегда, а второй — за счет изменения формы поперечного

сечения. Если русло реки вниз по течению расширяется, то $\left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_S < 0$. Подставляя (10) и (11) в закон сохранения массы (5), приходим к уравнению

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial([U_0 + U_*]S)}{\partial x} = E_r + \frac{\partial}{\partial x} k_S \frac{\partial S}{\partial x}, \quad (12)$$

где

$$U_* \doteq - \frac{U_0}{2s} \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_S, \quad (13)$$

$$k_S \doteq \frac{SU_0}{2s} \left. \frac{\partial h}{\partial S} \right|_x. \quad (14)$$

Диффузионное слагаемое отражает действие градиента давления, выражаемого величиной $\partial h / \partial x$, заключающееся в выравнивании максимумов и минимумов глубины h ; поскольку последняя величина определяется не только S , то в равенстве (12) появляется дополнительная скорость U_* . При неизменной вдоль x форме сечения русла имеем $U_* = 0$, и указанный эффект выражается только через “диффузию” S .

Нелинейность, обусловленную величинами k_S и U_* , можно оценить на примере русла прямоугольного сечения с линейно возрастающей вниз по течению шириной $b = ax$ (a — постоянная), тогда $S = axh$. Для широкой реки ($b \gg h$) справедливы оценки $R \approx h$ и $k_S \sim U_* \sim S^{5/3}$.

Система уравнений (12)–(14), (7) и (8) принадлежит классу *уравнений диффузионной волны* [27]. Наличие диффузионного слагаемого способствует большей гладкости решения этой системы по сравнению с решением уравнений кинематической волны.

Функции $h(S, x)$ и $R(S, x)$ для каждого створа реки $x = \text{const}$ в общем случае определяются эмпирической формой створа, причем всегда $\partial h / \partial S > 0$. Поскольку такие эмпирические данные доступны не для всех рек, то для задач глобальной гидрологии и моделирования климата обычно привлекается схематизация поперечного сечения [3], например в виде трапеции (рис. 2), тогда величины h и R однозначно определяются шириной дна b , углом наклона бортов α и площадью S . Градиент глубины переписывается в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial x} &= \frac{\partial h}{\partial S} \left. \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial b} \right|_{\alpha, S} \frac{\partial b}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial \alpha} \left. \frac{\partial \alpha}{\partial x} \right|_{b, S} = \gamma_S \frac{\partial S}{\partial x} - \gamma_b \frac{\partial b}{\partial x}, \\ \gamma_S &= \frac{1}{D} > 0, \quad \gamma_b = \frac{D - b}{2 \operatorname{tg} \alpha D} > 0, \quad D = \sqrt{b^2 + 4 \operatorname{tg} \alpha S}. \end{aligned}$$

Здесь для простоты было положено $\partial \alpha / \partial x = 0$. Дополнительная скорость U_* и коэффициент диффузии k_S принимают форму:

$$U_* = \frac{U_0 \gamma_b}{2s} \frac{\partial b}{\partial x}, \quad k_S = \frac{SU_0 \gamma_S}{2s}.$$

Уравнение (12) требует постановки двух граничных условий. Их можно выбрать следующим образом:

$$\begin{aligned} S|_{x=0} &= 0, \\ \left. \frac{\partial S}{\partial x} \right|_{x=L} &= 0, \end{aligned} \quad (15)$$

где $x = L$ соответствует устью. Первое условие имеет место в истоке реки по определению. Второе позволяет получить корректный закон сохранения воды в реке. Действительно, из $S|_{x=0} = 0$ следует, что $k_S|_{x=0} = 0$; тогда, интегрируя (12) вдоль реки, приходим к равенству

$$\frac{d}{dt} \int_0^L S dx = \int_0^L E_r dx - ([U_0 + U_*]S)|_0^L + k_S \left. \frac{\partial S}{\partial x} \right|_0^L = \int_0^L E_r dx - ([U_0 + U_*]S)|_{x=L},$$

т.е. изменение объема воды равно притоку воды с суши от впадающих водотоков за вычетом расхода воды в устье (испарение в атмосферу с поверхности реки в данной модели не учитывается). Отметим, что если

дополнительно положить $\partial b / \partial x|_{x=L} = 0$, то

$$\left. \frac{\partial([U_0 + U_*]S)}{\partial x} \right|_{x=L} = \left. \frac{\partial(U_0 S)}{\partial x} \right|_{x=L} = 0. \tag{16}$$

Это условие удобно использовать при дискретизации адвективного слагаемого на границе $x = L$.

Для решения уравнений динамики применяется схема расщепления. Для слагаемых переноса и источников применяется явная схема предиктор–корректор МакКормака [29]:

$$\overline{S_i^{j+1}} = S_i^j - \frac{2\Delta t}{(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} [(SU)_{i+1}^j - (SU)_i^j] + \Delta t E_{r,i}^j, \tag{17}$$

$$S_i^{j+1} = \frac{1}{2} (\overline{S_i^{j+1}} + S_i^j) - \frac{\Delta t}{(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} [\overline{(SU)_i^{j+1}} - \overline{(SU)_{i-1}^{j+1}}] + \frac{\Delta t}{2} E_{r,i}^j, \tag{18}$$

$$\Delta x_i = x_{i+1} - x_i, \quad i = 2, \dots, N - 1, \tag{19}$$

где использованы традиционные обозначения теории разностных схем, нижний и верхний индексы обозначают номера узлов вдоль реки и по времени соответственно, N — количество узлов сетки, $U = U_0 + U_*$. В граничных узлах $i = 1$ и $i = N$ записываются те же уравнения, но с использованием в слагаемом переноса условий (15) и (16) соответственно. Вклад диффузионных слагаемых, записанных в неявном виде, добавляется на следующем этапе расщепления. Схема является консервативной по объему воды.

Уравнение притока тепла в дивергентной форме имеет следующий вид:

$$\frac{\partial(ST)}{\partial t} + \frac{\partial(U_0 ST)}{\partial x} = u_{tr} T_{tr} h_{tr} + b_s F_s, \tag{20}$$

где T — средняя по сечению реки температура, нижний индекс tr указывает на значения физических величин в поверхностных притоках и грунтовом стоке с водосбора, F_s — сумма радиационных потоков и потоков тепла на поверхности воды. Температура грунтового стока считается равной температуре верхней части почвы. Уравнение решается при граничном условии

$$\left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} = 0,$$

из которого в силу (16) следует равенство

$$\left. \frac{\partial(U_0 ST)}{\partial x} \right|_{x=L} = 0,$$

которое так же, как и (16) для уравнения сохранения массы, удобно использовать при дискретизации адвективного слагаемого в (20). Фазовые переходы в реке в текущей версии модели не учитываются, так что температура воды может принимать отрицательные значения.

Известно [29], что схема МакКормака при наличии больших градиентов генерирует двухшаговые осцилляции. Для их фильтрации в настоящей работе используется трехточечный фильтр, сохраняющий конечно-разностный аналог интеграла фильтруемой величины, предложенный в работе [30]. Во внутренних узлах области фильтр выглядит следующим образом:

$$\begin{aligned} f_i^* &= \epsilon_{i,i-1} f_{i-1} + \epsilon_{i,i} f_i + \epsilon_{i,i+1} f_{i+1}, \\ \epsilon_{i,i-1} &= (1 - \gamma) \frac{\Delta x_{i-1}}{2V_i}, \\ \epsilon_{i,i} &= \gamma, \\ \epsilon_{i,i+1} &= (1 - \gamma) \frac{\Delta x_i}{2V_i}, \\ V_i &= \frac{1}{2} (\Delta x_{i-1} + \Delta x_i), \quad i = 2, \dots, N - 1, \end{aligned}$$

а в граничных узлах сетки

$$\begin{aligned} f_1^* &= (1 - \theta_1) f_1 + \theta_1 f_2, & \theta_1 &= \frac{\Delta x_1 (1 - \gamma)}{2V_1}, \\ f_N^* &= (1 - \theta_N) f_N + \theta_N f_{N-1}, & \theta_N &= \frac{\Delta x_N (1 - \gamma)}{2V_N}. \end{aligned}$$

Здесь γ — настраиваемый параметр, в модели принят равным 0.5.

Потоки явного и скрытого тепла на поверхности, входящие в величину F_s , рассчитываются на основе теории Мони́на–Обухова схемой приземного слоя модели ИВМ РАН [31]. Решение уравнения (20) тоже осуществляется на основе схемы МакКормака, консервативной в данном случае по теплосодержанию реки.

Расположение узлов описанной выше конечно-разностной схемы на сетке модели суши изображено на рис. 3. На сегмент реки внутри каждой ячейки модели приходится 10 шагов сетки, т.е. при разрешении $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, $\Delta x_i \sim 5$ км. Темно-зелеными линиями показаны границы ячеек модели суши ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ в текущей версии), черными — русла рек, красными кружками — узлы сетки.

Алгоритм расчета состояния водотоков каждого речного бассейна на каждом шаге модели по времени $[t, t + \Delta t]$ суши выглядит следующим образом:

- 1) вычисление состояния системы “почва–снежный покров–растительность” в момент времени $t + \Delta t$; в результате известен сток почвенной влаги в каждой ячейке модели на отрезке $[t, t + \Delta t]$, его вклад в значения $E_{r,i}^j$ и $u_{tr}T_{tr}h_{tr}$ дискретного аналога уравнения (20);
- 2) численное интегрирование уравнений диффузионной волны (12) и притока тепла (20) на отрезке $[t, t + \Delta t]$ с соответствующими граничными условиями для всех рек бассейна в следующей последовательности:
 - реки, имеющие в устье 1-й порядок;
 - реки, имеющие в устье 2-й порядок;
 - ...;
 - река, имеющая в устье N -й порядок, впадающая в океан или в озеро внутреннего стока.

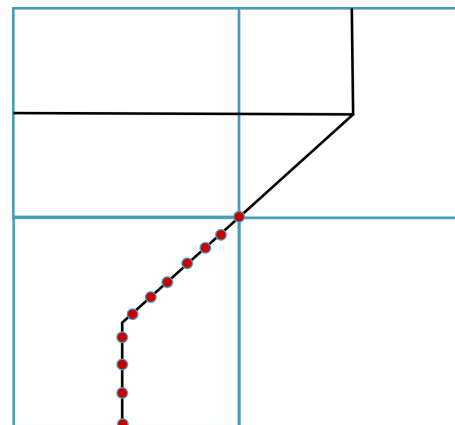


Рис. 3. Конечно-разностная сетка одномерных уравнений термогидродинамики речного потока на поле направлений стока модели суши

Для реки с максимальным порядком $\omega_{\max} = n$ все притоки имеют максимальные порядки $1, \dots, n - 1$. Расходы воды и энтальпии в устье этих притоков вносят вклад в правые части E_r и $u_{tr}T_{tr}h_{tr}$ уравнений для данной реки. Таким образом, к моменту решения задачи термогидродинамики рек с порядком $\omega_{\max} = n$ на интервале $[t, t + \Delta t]$ на этом же интервале должны быть решены задачи для рек с меньшим порядком, что обуславливает приведенный выше алгоритм. Такая последовательность решения задачи, в частности, обеспечивает закон сохранения объема воды и энтальпии речной сети всего бассейна.

6. Проверка модели по данным наблюдений на реке Северная Двина. Для верификации усовершенствованной модели термогидродинамики суши был выбран бассейн реки Северная Двина. Выбор этого бассейна был обусловлен отсутствием осложняющих факторов — сложного рельефа, разнообразия природных зон, значительной хозяйственной освоенности, зарегулированности стока гидротехническими сооружениями, многолетнемерзлых пород, ледников. Кроме того, замыкающий гидрометрический створ на реке расположен недалеко от ее устья (гидрологический пост Усть-Пинега, 137 км от устья). Производилось сопоставление рассчитанных значений расхода воды (в месячном осреднении) и температуры реки (в декадном осреднении) со значениями, измеренными на этом гидрологическом посту. Использовались метеорологические данные (приземное давление, скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха, количество осадков, потоки нисходящей коротковолновой и длинноволновой радиации), заимствованные из архива ERA-Interim:

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>.

При этом величина осадков для лучшего соответствия данным наблюдений модифицировалась следующим образом:

$$P = P_{\text{rean}} \frac{\overline{P_{\text{obs}}}}{\overline{P_{\text{rean}}}},$$

где P_{rean} — сумма выпавших осадков согласно реанализу в некотором узле сетки модели на некотором шаге по времени, $\overline{P_{\text{rean}}}$ — среднее в текущем месяце значение P_{rean} в данной точке, $\overline{P_{\text{obs}}}$ — среднее в текущем месяце значение суммы осадков, рассчитанное по интерполированным в данную точку данным наблюдений на сети метеостанций, P — скорректированная сумма осадков. Период моделирования охватил 1979–1994 гг., шаг по времени составил: в модели суши 2 ч., в модели термогидродинамики речного потока — 5 мин. (ограничен числом Куранта по слагаемому переноса).

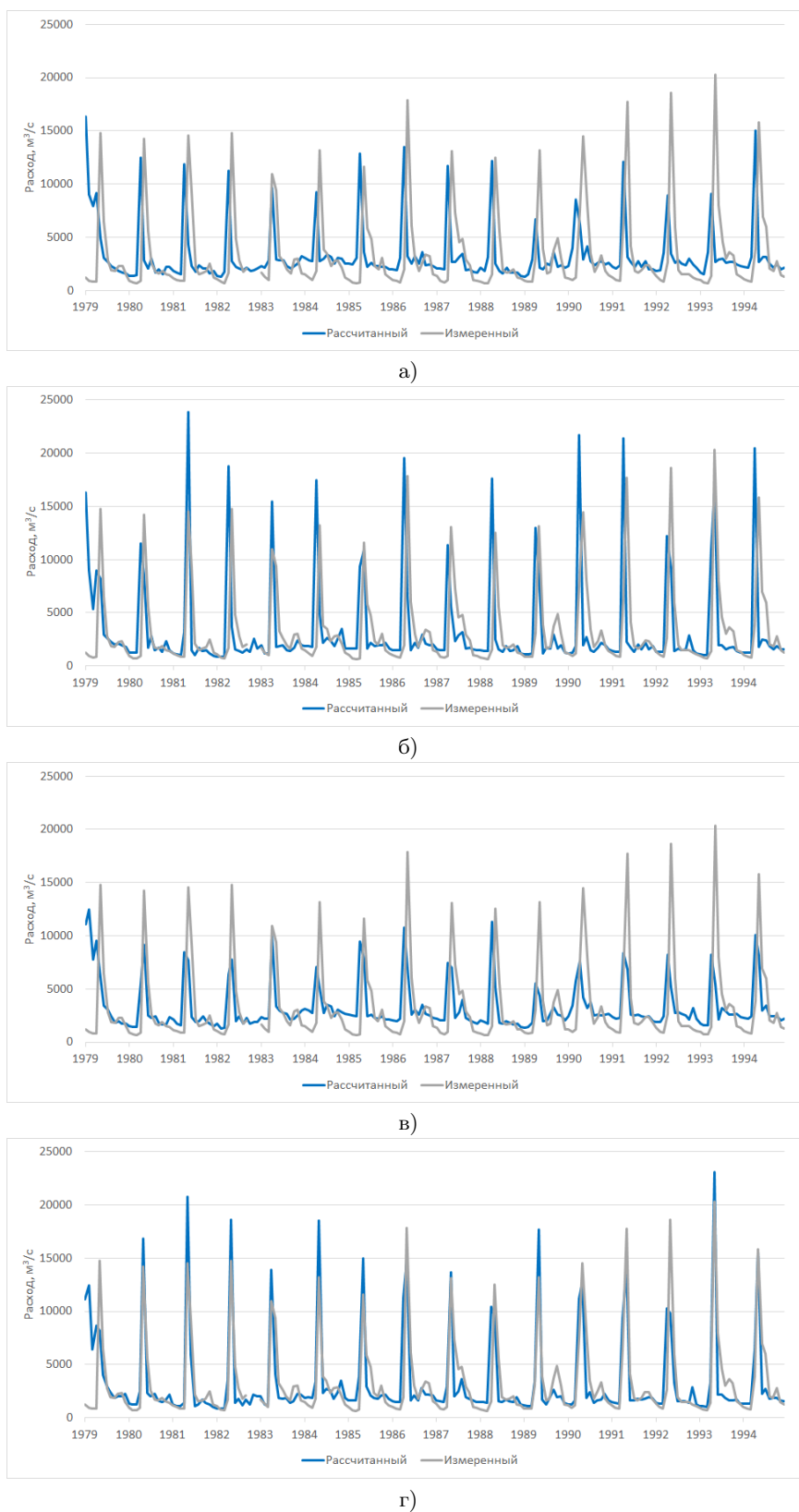


Рис. 4. Среднемесячные значения расхода р. Северная Двина за период 1979–1994 гг. — сравнение данных измерений (г/п Усть-Пинега) и результатов моделирования по версии модели: а) исходной, б) с модификацией снеготаяния, в) с параметризацией речной сети, г) с модификацией снеготаяния и параметризацией речной сети

На рис. 4 представлено сравнение рядов наблюдаемого гидрометрического стока в замыкающем створе и рассчитанного стока в устье в четырех экспериментах со следующими версиями модели: а) исходной, б) с учетом жидкой воды в снежном покрове, в) с расчетом термогидродинамики рек, г) с учетом жидкой воды в снежном покрове и термогидродинамики рек. Учет жидкой влаги в снеге в среднем приводит к увеличению максимальных расходов в период половодья, а учет эффекта добегания стока в рамках параметризации речной сети — к уменьшению “дружности” половодья. Каждая из модификаций вызывает сдвиг половодья на более поздние сроки, примерно на 2 недели. При их совместном использовании задержка сроков увеличивается до 1 месяца относительно исходной версии модели, в результате в среднемесячных значениях максимум расхода Северной Двины совпадает с наблюдениями (май, рис. 4).

Метрики ошибки модели воспроизведения среднемесячных расходов
р. Северная Двина за период 1979–1994 гг.

| Метрика | Версии модели | | | |
|--|----------------|-------------------------------------|--|---|
| | а) исходная | б) с модификацией снеготаяния | в) с параметризацией речной сети | г) с модификацией снеготаяния и параметризацией речной сети |
| Среднеквадратическая ошибка, м ³ /с | 4778 | 4931 | 3680 | 2561 |
| Линейный коэффициент корреляции | 0.01 | 0.33 | 0.41 | 0.81 |
| Коэффициент Нэша–Сатклиффа | -0.46 | -0.55 | 0.14 | 0.58 |

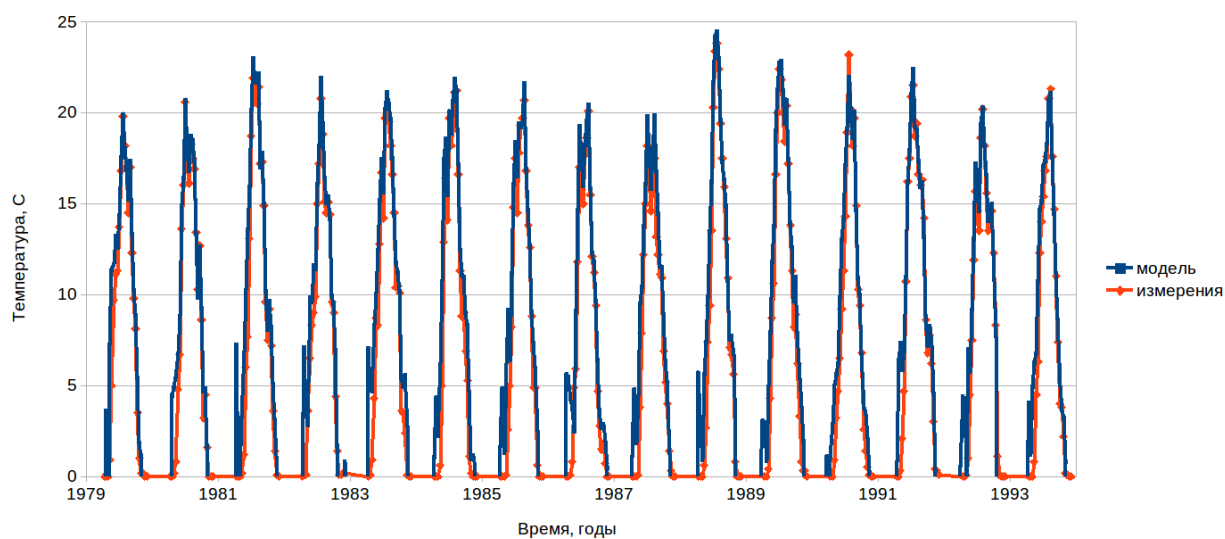


Рис. 5. Среднедекадные значения температуры поверхности воды р. Северная Двина за период 1979–1993 гг.: сравнение данных измерений (г/п Усть-Пинега) и результатов моделирования

Статистические метрики ошибки расчета стока по модели представлены в таблице. Поскольку весеннее половодье является основной особенностью водного режима рассматриваемой реки, улучшение его воспроизведения в усовершенствованной версии модели суши приводит к существенному уменьшению интегральных ошибок расхода.

На рис. 5 показан временной ряд среднедекадных значений температуры воды в рассматриваемом створе реки по результатам моделирования и по данным измерений на г/п Усть-Пинега. Как видно, кривые хорошо согласуются.

7. Заключение. В настоящей статье представлена обновленная версия модели ИВМ РАН–МГУ термогидродинамики суши. Основные усовершенствования включают параметризацию динамики жидкой влаги в снежном покрове и блок термогидродинамики рек. Насколько известно авторам, уровень описания термогидродинамических процессов в реках превышает все существующие аналогичные параметризации в других моделях Земной системы. Важно также отметить, что созданные структуры данных и методы в программном коде модели позволяют реализовывать произвольные решатели одномерных задач речной

динамики, например уравнений Сен-Венана. Модификация модели позволила существенно улучшить расчет весеннего половодья и в целом удовлетворительно описать годовой ход расхода и температуры воды в низовьях р. Северная Двина.

Приведем недостатки модели, на которые следует обратить внимание при дальнейшем ее развитии. К основным недостаткам описания физических процессов можно отнести следующие:

- не учтено изменение плотности и пористости снега при замерзании жидкой влаги;
- упрощенно представлена гравитационная фильтрация воды в снежном покрове;
- не принимается во внимание образование льда на реках.

Следует отметить такие технические недостатки:

- явная схема в модели реки не позволяет использовать шаги по времени, равные шагу модели суши (~ 1 ч);
- модель речной сети реализована в последовательном (однопроцессорном) варианте.

В параллельной реализации модели суши с использованием технологии MPI используется широтно-долготное разбиение данных. Модель речной сети, в свою очередь, содержит как минимум два уровня параллелизма: уровень речных бассейнов (бассейны обрабатываются независимо) и реки одинакового порядка в пределах каждого бассейна. Поскольку речные бассейны в общем случае пересекают несколько подобластей данных модели суши, то в будущем потребуются разработка и оптимизация обменов между MPI-разбиениями данных блока суши и модели речной сети.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 17-05-01165, “Параметризация речной сети для моделей Земной системы”). Авторы благодарят Глазунова Андрея Васильевича за полезное обсуждение работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С., Гусев А.В., Дианский Н.А., Дымников В.П., Ибраев Р.А., Калмыков В.В., Кострыкин С.В., Кулямин Д.В., Лыжосов В.Н., Мортиков Е.В., Рыбак О.О., Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Чернов И.А., Шашкин В.В., Яковлев Н.Г. Математическое моделирование Земной системы. М.: МАКС Пресс, 2016.
2. Flato G.M. Earth system models: an overview // Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. 2011. **2**, N 6. 783–800.
3. Arora V.K., Chiew F.H.S., Grayson R.B. A river flow routing scheme for general circulation models // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1999. **104**, N D12. 14347–14357.
4. Bell V.A., Kay A.L., Jones R.G., Moore R.J. Development of a high resolution grid-based river flow model for use with regional climate model output // Hydrology and Earth System Sciences. 2007. **11**, N 1. 532–549.
5. Falloon P., Betts R., Bunton C. New global river routing scheme in the unified model. Technical Note No. 72. Exeter: Hadley Centre, 2007.
6. Lucas-Picher P., Arora V.K., Cayula D., Laprise R. Implementation of a large-scale variable velocity river flow routing algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM) // Atmosphere-Ocean. 2003. **41**, N 2. 139–153.
7. Sausen R., Schubert S., Dümenil L. A model of river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models // Journal of Hydrology. 1994. **155**, N 3–4. 337–352.
8. Ye A., Duan Q., Zhan C., Liu Z., Mao Y. Improving kinematic wave routing scheme in Community Land Model // Hydrology Research. 2013. **44**, N 5. 886–903.
9. Кузин В.И., Платов Г.А., Лантева Н.А. Оценка влияния межгодовой изменчивости стока сибирских рек на циркуляцию Северного Ледовитого океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. **51**, № 4. 437–447.
10. Huang B., Mehta V.M. Influences of freshwater from major rivers on global ocean circulation and temperatures in the MIT ocean general circulation model // Advances in Atmospheric Sciences. 2010. **27**, N 3. 455–468.
11. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Роль сибирских рек в увеличении концентрации растворенного метана в водах Восточно-Сибирского шельфа // Оптика атмосферы и океана. 2012. **25**, № 6. 534–538.
12. Raymond P.A., Hartmann J., Lauerwald R., Sobek S., McDonald C., Hoover M., Butman D., Striegl R., Mayorga E., Humborg C., Kortelainen P., Dürer, Meybeck M., Ciais P., Guth P. Global carbon dioxide emissions from inland waters // Nature. 2013. **503**, N 7476. 355–359.
13. Allen G.H., Pavelsky T.M. Global extent of rivers and streams // Science. 2018. **361**, N 6402. 585–588.

14. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 2. Численные эксперименты по воспроизведению климата // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1998. **34**, № 5. 622–633.
15. Лыкосов В.Н., Палагин Э.Г. Динамика взаимосвязанного переноса тепла и влаги в системе атмосфера–почва // Метеорология и гидрология. 1978. № 8. 48–56.
16. The ECHAM3 atmospheric general circulation model. Technical Report No. 6. Hamburg: Deutsches Klimarechnen-zentrum, 1992.
17. Wilson M.F., Henderson-Sellers A. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models // Journal of Climatology. 1985. **5**, N 2. 119–143.
18. Bogomolov V., Stepanenko V., Volodin E. Development of lake parametrization in the INMCM climate model // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2016. **48**, N 1. doi 10.1088/1755-1315/48/1/012005.
19. Choulga M., Kourzeneva E., Zakharova E., Doganovsky A. Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modelling // Tellus A. 2014. **66**. doi 10.3402/tellusa.v66.21295.
20. Лыкосов В.Н., Палагин Э.Г. Метод и пример расчета переноса тепла и влаги в промерзающей почве при наличии снежного покрова // Труды Гос. Гидролог. Ин-та. № 264. 1980. 12–23.
21. Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. 5–14.
22. Мачульская Е.Е. Моделирование и диагноз процессов тепловлагообмена между атмосферой и сушей в условиях холодного климата. Дисс. на соиск. ст. к.ф.-м.н. М., 2001.
23. Döll P., Lehner B. Validation of a new global 30-min drainage direction map // Journal of Hydrology. 2002. **258**, N 1–4. 214–231.
24. Downing J.A., Cole J.J., Duarte C.M., et al. Global abundance and size distribution of streams and rivers // Inland Waters. 2012. **2**, N 4. 229–236.
25. Tarboton D.G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I. The fractal nature of river networks // Water Resources Research. 1988. **24**, N 8. 1317–1322.
26. Коваленко В.В., Викторова Н.В., Гайдуюкова Е.В. Моделирование гидрологических процессов. С.-П.: Изд-во РГГМУ, 2006.
27. Wu W. Computational river dynamics. London: Taylor and Francis, 2008.
28. Dingman S. Fluvial hydrology. New York: Freeman, 1984.
29. Yu C., Duan J.G. High resolution numerical schemes for solving kinematic wave equation // Journal of Hydrology. 2014. **519**. 823–832.
30. Vreman A.W. The adjoint filter operator in large-eddy simulation of turbulent flow // Physics of Fluids. 2004. **16**, N 6. 2012–2022.
31. Володин Е.М. Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатических моделях. Потоки с поверхности // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. **1**. 28–42.

Поступила в редакцию
30.07.2019

A River Routing Scheme for an Earth System Model

V. M. Stepanenko^{1, 2}, A. I. Medvedev³, I. A. Korpushenkov⁴, N. L. Frolova⁵, and
V. N. Lykosov^{6, 7}

¹ Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center; Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; Dr.Habil., Deputy Director, e-mail: stepanen@srcc.msu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography; Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russia; Dr.Habil., Leading Scientist, e-mail: stepanen@srcc.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russia; Graduate Student, e-mail: alexbear95@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russia; Undergraduate Student, e-mail: korpushenkov.ivan@gmail.com

⁵ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russia; Dr. Sci., Head of Department, e-mail: frolova_nl@mail.ru

⁶ Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences; ulitsa Gubkina 8, Moscow, 119333, Russia; Dr. Sci., Professor, Corresponding Member of Russian Academy of Sciences, Principal Scientist, e-mail: lykosov@yandex.ru

⁷ *Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center; Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; Dr. Sci., Professor, Corresponding Member of Russian Academy of Sciences, Head of Laboratory, e-mail: lykosov@yandex.ru*

Received July 30, 2019

Abstract: A new version of the INM RAS-MSU land surface scheme is presented which includes a module for the thermo- and hydrodynamics of rivers. The river dynamics is described by the diffusion wave equations, whereas the river thermodynamics is simulated by the one-dimensional heat equation. The object-oriented implementation of the river routing scheme allows one to use arbitrary solvers of one-dimensional river dynamics problems, for example, the Saint-Venant equations. The snow cover thermodynamics is supplemented by the effects of liquid moisture percolation and freezing. The set of model updates significantly improved simulation of the annual cycle of water discharge and temperature for Severnaya Dvina river.

Keywords: Earth system model, land surface scheme, river network, snow melting.

References

1. E. M. Volodin, V. Ya. Galin, A. S. Gritsun, et al., *Mathematical Modeling of the Earth System* (MAKS Press, Moscow, 2016) [in Russian].
2. G. M. Flato, "Earth System Models: An Overview," *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change* **2** (6), 783–800 (2011).
3. V. K. Arora, F. H. S. Chiew, and R. B. Grayson, "A River Flow Routing Scheme for General Circulation Models," *J. Geophys. Res. Atmos.* **104** (D12), 14347–14357 (1999).
4. V. A. Bell, A. L. Kay, R. G. Jones, and R. J. Moore, "Development of a High Resolution Grid-Based River Flow Model for Use with Regional Climate Model Output," *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **11** (1), 532–549 (2007).
5. P. Falloon, R. Betts, and C. Bunton, *New Global River Routing Scheme in the Unified Model*, Tech. Note No. 72 (Hadley Centre, Exeter, 2007).
6. P. Lucas-Picher, V. K. Arora, D. Caya, and R. Laprise, "Implementation of a Large-Scale Variable Velocity River Flow Routing Algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM)," *Atmos. Ocean* **41** (2), 139–153 (2003).
7. R. Sausen, S. Schubert, and L. Dümenil, "A Model of River Runoff for Use in Coupled Atmosphere–Ocean Models," *J. Hydrol.* **155** (3–4), 337–352 (1994).
8. A. Ye, Q. Duan, C. Zhan, et al., "Improving Kinematic Wave Routing Scheme in Community Land Model," *Hydrol. Res.* **44** (5), 886–903 (2013).
9. V. I. Kuzin, G. A. Platov, and N. A. Lapteva, "Assessing the Effect of Year-to-Year Runoff Variations in Siberian Rivers on Circulation in the Arctic Ocean," *Izv. Akad. Nauk, Fiz. Atmos. Okeana* **51** (4), 437–447 (2015) [*Izv., Atmos. Ocean. Phys.* **51** (4), 381–390 (2015)].
10. B. Huang and V. M. Mehta, "Influences of Freshwater from Major Rivers on Global Ocean Circulation and Temperatures in the MIT Ocean General Circulation Model," *Adv. Atmos. Sci.* **27** (3), 455–468 (2010).
11. V. V. Malakhova and E. N. Golubeva, "The Role of the Siberian Rivers in Increase of the Dissolved Methane Concentration in the East Siberian Shelf," *Optika Atmosfery Okeana* **25** (6), 534–538 (2012).
12. P. A. Raymond, J. Hartmann, R. Lauerwald, et al., "Global Carbon Dioxide Emissions from Inland Waters," *Nature* **503** (7476), 355–359 (2013).
13. G. H. Allen and T. M. Pavelsky, "Global Extent of Rivers and Streams," *Science* **361** (6402), 585–588 (2018).
14. E. M. Volodin and V. N. Lykosov, "Parametrization of Heat and Moisture Transfer in the Soil–Vegetation System for Use in Atmospheric General Circulation Models: 2. Numerical Experiments in Climate Modeling," *Izv. Akad. Nauk, Fiz. Atmos. Okeana* **34** (5), 622–633 (1998) [*Izv., Atmos. Ocean. Phys.* **34** (5), 559–569 (1998)].
15. V. N. Lykosov and E. G. Palagin, "Dynamics of Interrelated Heat and Moisture Transfer in the System Atmosphere–Soil," *Meteorol. Gidrol.*, No. 8, 48–56 (1978).
16. The ECHAM3 Atmospheric General Circulation Model. Technical Report No. 6. (Deutsches Klimarechnungszentrum, Hamburg, 1992).
17. M. F. Wilson and A. Henderson-Sellers, "A global Archive of Land Cover and Soils Data for Use in General Circulation Climate Models," *J. Climatol.* **5** (2), 119–143 (1985).
18. V. Bogomolov, V. Stepanenko, and E. Volodin, "Development of Lake Parametrization in the INMCM Climate Model," *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* **48** (2016). doi 10.1088/1755-1315/48/1/012005

19. M. Choulga, E. Kourzeneva, E. Zakharova, and A. Doganovsky, "Estimation of the Mean Depth of Boreal Lakes for Use in Numerical Weather Prediction and Climate Modelling," *Tellus A* **66** (2014) doi 10.3402/tellusa.v66.21295
20. V. N. Lykosov and E. G. Palagin, "A Method and an Example for Heat and Moisture Transfer in the Freezing Soil under a Snow Cover," *Tr. Gos. Gidrolog. Inst.*, No. 264, 12–23 (1980).
21. E. E. Volodina, L. Bengtsson, and V. N. Lykosov, "Parameterization of Processes of Heat and Moisture Transfer in the Snow Cover for Modeling of Seasonal Variations in the Land Hydrological Cycle," *Meteorol. Gidrol.*, No. 5, 5–14 (2000).
22. E. E. Machul'skaya, *Simulation and Diagnosis of Processes of Heat and Moisture Transfer between the Atmosphere and Dry Land under Cold Climate Conditions*, Candidate's Dissertation in Mathematics and Physics (Moscow State Univ., Moscow, 2001).
23. P. Döll and B. Lehner, "Validation of a New Global 30-Min Drainage Direction Map," *J. Hydrol.* **258** (1–4), 214–231 (2002).
24. J. A. Downing, J. J. Cole, C. M. Duarte, et al., "Global Abundance and Size Distribution of Streams and Rivers," *Inland Waters* **2** (4), 229–236 (2012).
25. D. G. Tarboton, R. L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, "The Fractal Nature of River Networks," *Water Resour. Res.* **24** (8), 1317–1322 (1988).
26. V. V. Kovalenko, N. V. Viktorova, and E. V. Gaidukova, *Simulation of Hydrological Processes* (Ross. Gidrometeorol. Univ., St. Petersburg, 2006) [in Russian].
27. W. Wu, *Computational River Dynamics* (Taylor and Francis, London, 2008).
28. S. L. Dingman, *Fluvial Hydrology* (Freeman, New York, 1984).
29. C. Yu and J. G. Duan, "High Resolution Numerical Schemes for Solving Kinematic Wave Equation," *J. Hydrol.* **519**, 823–832 (2014).
30. A. W. Vreman, "The Adjoint Filter Operator in Large-Eddy Simulation of Turbulent Flow," *Phys. Fluids* **16** (6), 2012–2022 (2004).
31. E. M. Volodin, "Representation of Heat, Moisture, and Momentum Fluxes in Climate Models. Fluxes at Surface," *Fundam. Prikl. Klimatol.* **1**, 28–42 (2016).