

ОЦЕНКА ГОДОВОГО СТОКА ВОЛГИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ ПО ДАННЫМ О РАЗМЕРАХ ПАЛЕОРУСЕЛ¹

© 2021 г. А. Ю. Сидорчук^{а, *}, В. Ю. Украинцев^{б, с}, А. В. Панин^{б, с}

^аМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет, Москва, 199911 Россия

^бИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

^сИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: fluvial05@gmail.com

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 19.05.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Крупные палеоруслу, повсеместно встречающиеся на поймах и террасах рек бассейна Волги, служат индикатором заметного возрастания речного стока в прошлом и могут использоваться для оценки палеорасходов воды с помощью морфометрических зависимостей. В статье развивается ранее предложенная методика количественной оценки палеостока. На основе усовершенствованной методики проведена оценка стока в период формирования больших палеорусел (18–13 тыс. лет назад) для более 120 малых бассейнов. Путем интерполяции по площади получены карты слоя годового палеостока для бассейна Волги. Реконструированное поле речного стока в позднеледниковье характеризуется зональностью, близкой к современной: максимальный слой стока (до 450–550 мм) наблюдался на Верхней Волге и в верховьях бассейна Камы, минимальный (100–200 мм) – на Нижней Волге. В крупных частях бассейна Волги сток превышал современный в 1.5–1.9 раза. Для всего бассейна Волги получена величина годового стока 420 км³. Этого объема достаточно, чтобы поддерживать уровень Каспия на отметках максимума хвалынской трансгрессии (~+48 м абс.) при условии, что величина эффективного испарения (испарение минус осадки) на акватории была на четверть ниже современной (~550 мм – без учета возможного ледникового стока, ~600 мм – с учетом).

Ключевые слова: палеогидрология, морфометрические зависимости, макроизлучины рек, палеогеографические аналоги, Каспийское море, хвалынская трансгрессия.

DOI: 10.31857/S0321059621060171

ВВЕДЕНИЕ

На речных поймах и низких террасах равнин Северного полушария, особенно Восточно-Европейской и Западно-Сибирской, сохранились многочисленные фрагменты больших палеорусел, образованных в конце последней ледниковой эпохи [15, 42]. Эти палеоруслу являются объектом палеогидрологии, их геометрия используется для реконструкции гидрологических характеристик потоков, которые образовали большие палеоруслу [21].

Количественная палеогидрология отсчитывает свою историю с последней четверти XIX в. В.В. Докучаев описал поймы рек южной части

России, ширина которых в сотню раз больше, чем русло современной реки [5]. В.М. Дэвис показал, что древние извилистые русла Мааса и Мозеля были намного крупнее, чем современные [26]. Во второй половине XX в. количественная палеогидрология была обоснована в работах Дж. Дьюри [27, 28] и С. Шамма [34]. Эти авторы использовали три основных способа палеогидрологических реконструкций:

1) расчет палеорасходов реки на основе палеоклиматических реконструкций через уравнение водного баланса;

2) расчет скорости течения и расхода воды древней реки для определенного уровня воды исходя из геометрии поперечного сечения, уклона палеопотока и гидравлического сопротивления;

3) расчет расхода воды определенной повторяемости на основе плановой геометрии палеоруслу и морфометрических зависимостей.

¹ Оценка объемов речного стока Волги и палеогидрологический анализ выполнены при поддержке РНФ (проект 19-17-00215 (А.В. Панин, В.Ю. Украинцев)). Разработка методики оценки речного стока выполнена в рамках госзадания (тема “Гидрология, морфодинамика и геоэкология эрозионно-русловых систем: теория, география, практика” (А.Ю. Сидорчук)).

Для первого метода необходимы данные о ландшафтных характеристиках водосбора, температуре воздуха и сумме атмосферных осадков. Этот метод использован для оценки расходов воды голоценовых рек по палеоданным [4] и в глобальных моделях циркуляции атмосферы и океана на разные срезы времени в прошлом [24].

Второй метод с хорошей теоретической основой в уравнениях гидравлики использовал К. Ротнички [32, 33]. Он требует детального бурения поперек изучаемого палеорула [19].

Палеогидрологические реконструкции с помощью третьего метода, основанные на плановой геометрии палеорусел, значительно проще в исполнении. Для его реализации необходимы:

- 1) палеорула, которые подходят для палеогидрологических оценок;
- 2) параметры их плановой геометрии, такие как ширина русла W и шаг излучин λ ;
- 3) морфометрические связи для перехода от плановой геометрии палеорусел к расходам воды.

В результате получают оценки таких палеогидрологических характеристик, как среднемаксимальный (средняя многолетняя величина максимальных годовых расходов воды) и среднегодовой расход воды в изучаемом створе реки, а также слой и объем стока с водосбора.

Данный подход впервые применен Дж. Дьюри, который нашел связь между руслонаполняющими расходами Q_b и квадратами длины волны излучин L для современных (индекс m) и древних (индекс p) рек [28]:

$$\frac{Q_{b-p}}{Q_{b-m}} = \left(\frac{L_p}{L_m}\right)^2. \quad (1)$$

Такая переходная функция привела к неправдоподобным результатам: рассчитанные палеорасходы воды (руслонаполняющие или среднегодовые) оказались многократно больше расходов современных рек в тех же бассейнах. Этот результат следует из структуры формулы (1): поскольку расход воды пропорционален квадрату длины волны меандра, вполне типичное соотношение размеров палеомеридианов и современных 5 к 1 дает соотношение расходов уже 25 к 1. Такие значительные расходы воды в прошлом не подтверждены другими палеоклиматическими реконструкциями.

Дж. Дьюри указал в [28], что такие диспропорции можно объяснить изменениями сезонности стока. Эта идея реализована в [19, 21] путем использования при реконструкции палеорасходов соотношения величин среднегодового Q и среднемаксимального Q_{\max} расхода воды:

$$y = 100 \times \frac{Q}{Q_{\max}}. \quad (2)$$

Значение параметра y увеличивается с ростом площади бассейна F [6], (внутригодовая изменчивость стока уменьшается):

$$y = kF^n. \quad (3)$$

Коэффициент k и экспонента n в формуле (3) меняются в зависимости от ландшафтных характеристик бассейнов и могут быть оценены исходя из принципа палогеографической аналогии [35]. В качестве аналогов для перигляциальных ландшафтов последней ледниковой эпохи использованы реки Центрально-якутской равнины и европейской Арктики [36], для которых $k = 2.25$ и $n = 0.125$.

Дж. Дьюри в [28] использовал в качестве показателя размеров палеорусел длину волны излучин. Теоретические выкладки показывают, что длина волны (или шаг) излучин — функция ширины русла и гидравлического сопротивления [18]. Поэтому в дальнейшем анализе используется ширина русла. Измерения на 700 участках рек Северной Евразии в ландшафтно-климатических условиях от степей до тундры позволили получить эмпирическую связь между среднегодовым расходом воды Q и шириной русла в бровках поймы W :

$$Q = 0.012y^{0.73}W^{1.36}. \quad (4)$$

Эта формула использована для оценки речного палеостока на равнинах Северной Евразии [21, 36], а также отдельно в бассейнах Днепра, Дона [38] и Волги [37].

Уравнения (3) и (4) — это эмпирические формулы, они показывают тенденции только в совокупности измеренных величин и могут быть неверными за пределами этой совокупности. Несмотря на широкий диапазон природных условий, в которых функционируют использованные для получения этих формул современные реки, вполне вероятно, что гидрологические условия в прошлом отличались от современных. В предлагаемой статье анализируются теоретические основы формул (3) и (4) и предлагаются их более совершенные модификации. Формулы тестируются на данных по современным рекам и палеорекам, расходы которых получены независимыми способами [19, 20]. Усовершенствованные формулы применяются для расчета речного стока с бассейна Волги для времени максимума хвалынской трансгрессии Каспийского моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Связи между плановой геометрией рек и расходами воды

Из существующих морфометрических связей [2, 7] в палеогидрологии могут использоваться

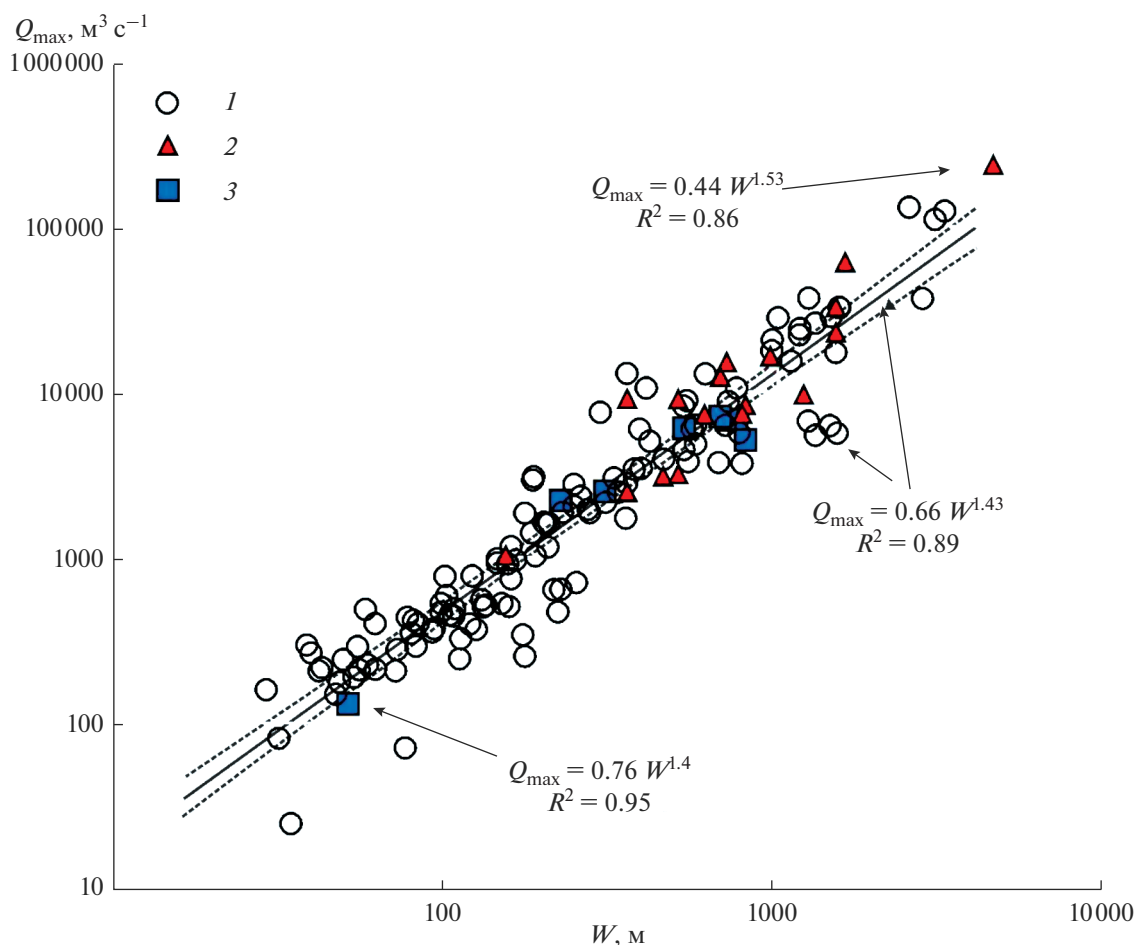


Рис. 1. Эмпирические связи между средним максимальным расходом воды и шириной русел рек в бровках поймы (руслонаполняющей шириной). 1 – современные реки зоны многолетней мерзлоты Западной и Восточной Сибири; 2 – современные реки влажных тропиков Бразилии; 3 – древние русла, для которых руслонаполняющий расход реконструирован по геометрии поперечного сечения русла, уклону и шероховатости).

только простейшие, такие как связь между шириной русла W и расходом воды Q по длине реки:

$$Q = a_0 W^{b_0}. \quad (5)$$

Связь такого типа проанализирована Л. Леопольдом и Т. Маддоком в [30]. Формула (5) используется как для данного створа, так и для участка реки. Далее будем работать с гидравлической геометрией, меняющейся по длине реки при уровне и расходе воды некоторой повторяемости. Наиболее часто используется руслонаполняющий уровень и расход [30]. Ширина потока при руслонаполняющем уровне воды определяется достаточно однозначно как расстояние между задернованными или залесенными участками на противоположных берегах реки, и это расстояние может быть определено по аэро- или космическим снимкам вручную или автоматически (например, как в [31]). Руслонаполняющие расходы воды, близкие к среднемугодовым максимальным

[9], считаются руслоформирующими расходами, чье воздействие на русло эквивалентно воздействию всего диапазона расходов в течение определенного периода времени (обзор в [25]).

Фрагменты больших палеорусел созданы реками, которые текли в перигляциальных ландшафтах [21]. Исходя из этого, первый набор данных для оценки экспоненты b_0 в формуле (5) – это 119 участков современных рек зоны многолетней мерзлоты Западной и Восточной Сибири с бассейнами в тундровых и таежных ландшафтах (рис. 1). Для этих рек $b_0 = 1.43$ с 95%-м доверительным интервалом между 1.33 и 1.55.

Для перигляциальных ландшафтов характерна высокая внутригодовая изменчивость расходов воды. Например, средний максимальный расход р. Лены в вершине дельты ~ 110000 , а средний годовой расход ~ 15000 м³/с. Второй набор данных получен по рекам из совершенно других обстановок – 18 участков рек вечнозеленых тропических

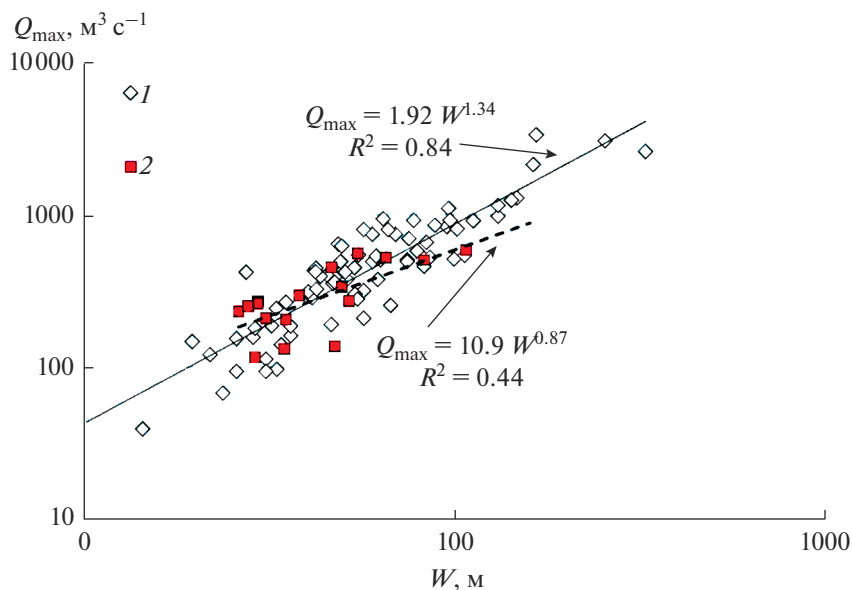


Рис. 2. Эмпирические связи между средним максимальным расходом воды и шириной русел рек в бровках поймы (руслонаполняющей шириной) для современных рек бассейна Волги. 1 – бассейны Верхней и Средней Волги, Оки, Камы; 2 – бассейн Нижней Волги.

лесов Бразилии с площадью бассейнов $> 100000 \text{ км}^2$ (данные из [40]). Здесь водный режим значительно более равномерный. Так, средний максимальный расход воды Амазонки у г. Обидоса – 234000 , а средний годовой расход – $170000 \text{ м}^3/\text{с}$. Для этих рек $b_0 = 1.53$ внутри доверительного интервала для первого набора данных (рис. 1).

Третий набор включает в себя данные о палеоруслах разного возраста, по которым путем бурения удалось определить форму живого сечения и рассчитать руслонаполняющий расход воды по формуле Шези–Маннинга [20, 33]. Экспонента $b_0 = 1.4$ для этих рек также находится в пределах доверительного интервала для первого набора данных (рис. 1). Это указывает на применимость формулы (5) для древних рек.

Четвертый набор содержит данные по рекам бассейна Волги (рис. 2). Для рек бассейнов Верхней и Нижней Волги, Оки и Камы получено значение экспоненты $b_0 = 1.34$ также внутри доверительного интервала для первого набора данных. Связь для рек бассейна Нижней Волги значительно отличается от всех предыдущих: в формуле (5) $a_0 = 10.8$, $b_0 = 0.87$.

Запишем формулу (1) в следующем виде:

$$\frac{Q_{\max_p}}{Q_{\max_m}} = \left(\frac{a_{0_p}}{a_{0_m}} \right) \left(\frac{W_p}{W_m} \right)^{1.34}, \quad (6)$$

Следовательно:

$$Q_p = y Q_{\max_m} \left(\frac{a_{0_p}}{a_{0_m}} \right) \left(\frac{W_p}{W_m} \right)^{1.34}. \quad (7)$$

Здесь

$$y = \frac{Q}{Q_{\max}}. \quad (8)$$

(Обращаем внимание на отличие от формулы (2).)

Предполагается, что коэффициенты в формуле (6) неизменны во времени (рис. 1): $a_{0_p} = a_{0_m}$.

Тогда формула (6) может быть записана так:

$$Q_{\max_p} = \frac{Q_{\max_m}}{W_m^{1.34}} W_p^{1.34} = a_0 W_p^{1.34}. \quad (9)$$

Когда имеется информация о ширине и среднем максимальных расходах современных рек, можно учесть пространственную изменчивость коэффициента a_0 с помощью формулы (9). В противном случае используется среднее значение a_0 , для рек бассейна Верхней и Средней Волги $a_0 = 1.92$ (рис. 2).

Полуэмпирические формулы (6) и (9) получены по данным о современных реках в разнообразных природных обстановках с совершенно разными внутригодовыми режимами стока, а также по данным о древних реках разного размера и возраста (рис. 1, 2). Они позволяют оценить средние максимальные расходы палеорек. Для оценки годового стока нужно ввести соотношение годовых и средних максимальных расходов y для древних рек. Так как гидрологический режим древних рек

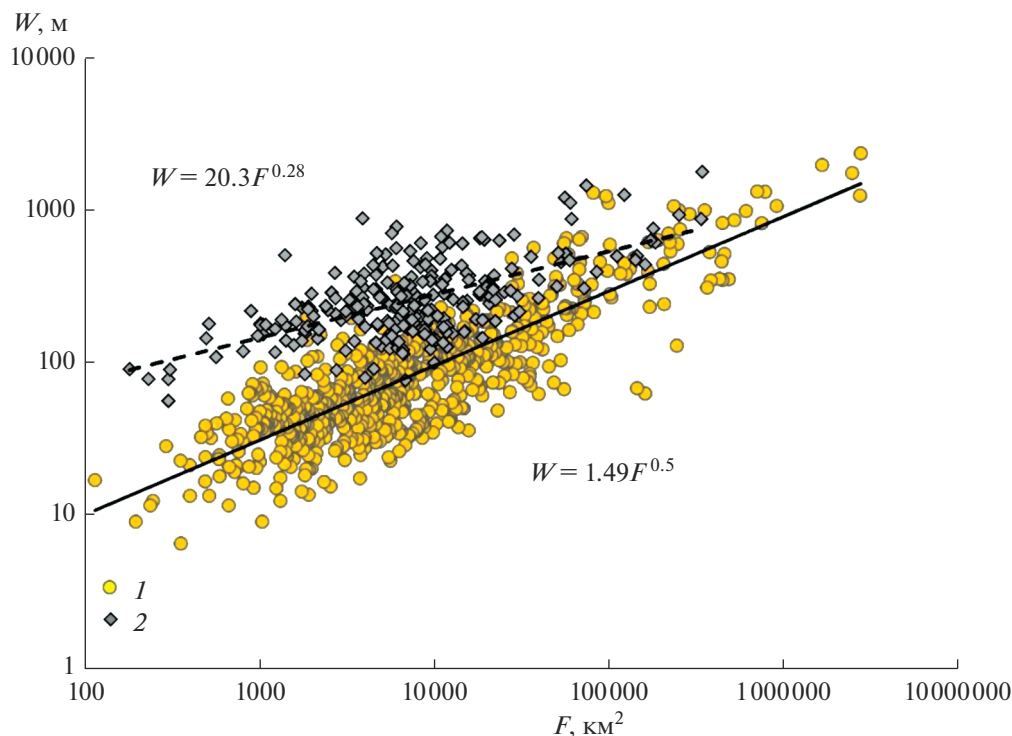


Рис. 3. Эмпирические связи между руслонаполняющей шириной и водосборной площадью для рек равнин Северной Евразии. 1 – современные реки; 2 – палеорусла.

мог отличаться от современного, нельзя использовать современные значения y , как это делал К. Ротницки [33]. Предлагается новый способ оценки экспоненты n в формуле (3) для условий прошлого.

И для древних, и для современных рек строится связь между руслонаполняющей шириной W и площадью водосбора F (рис. 3):

$$W = a_1 F^{b_1}. \quad (10)$$

Ширина русла в формуле (5) может быть заменена в соответствии с формулой (10):

$$Q_{\max} = a_0 W^{b_0} = a_0 (a_1 F^{b_1})^{b_0} = (a_0 a_1^{b_0}) F^{(b_0 b_1)} = a_2 F^{b_2}. \quad (11)$$

Формулу (11) для современных рек возможно проверить по данным измерений. Для первого набора данных коэффициент $a_1 = 1.5$, показатель степени $b_1 = 0.5$ (рис. 4), вычисленные на их основе по формуле (11) $a_2 = 1.17$ и $b_2 = 0.71$. По данным об измеренных расходах воды и площадях водосбора современных рек $a_2 = 0.74$ и $b_2 = 0.77$, различие между измеренными и вычисленными значениями коэффициентов и показателей степени находятся в пределах 95%-го доверительного интервала.

Тогда связь соотношения y с площадью водосбора F для современных рек принимает следующую форму:

$$y = \frac{Q}{Q_{\max}} = \frac{XF}{a_2 F^{b_2}} = k F^{(1-b_2)} = k F^n = k F^{0.23}, \quad (12)$$

коэффициент n близок к полученному в [6]. Эта процедура может быть применена для расчета y для древних рек. Для оценки параметров формулы (10) использован четвертый набор, представленный данными по рекам бассейна Волги (рис. 5). Для древних рек бассейнов Верхней и Средней Волги, Оки и Камы коэффициент $a_1 = 10.7$ и экспонента $b_1 = 0.33$. Тогда

$$y_{\text{past}} = \frac{Q_p}{Q_{\max-p}} = k F^{[1-(b_0 b_1)]} = k F^{0.56}. \quad (13)$$

Для Нижней Волги связь опять отличается: $a_1 = 3.9$, $b_1 = 0.39$ (рис. 5).

Разница значений показателя степени n в формулах (12) и (13) указывает на принципиальные различия между внутригодовым гидрологическим режимом в древних и современных условиях. Различны соотношения средних годовых и максимальных расходов и их изменение по длине реки.

Коэффициент k в формуле (13) может быть оценен по данным по древним рекам, для которых режим стока установлен другими методами. Так, для палеорусел р. Москвы средний максимальный расход вычислен по формуле Шези–Маннинга [20], а средний годовой – с помощью

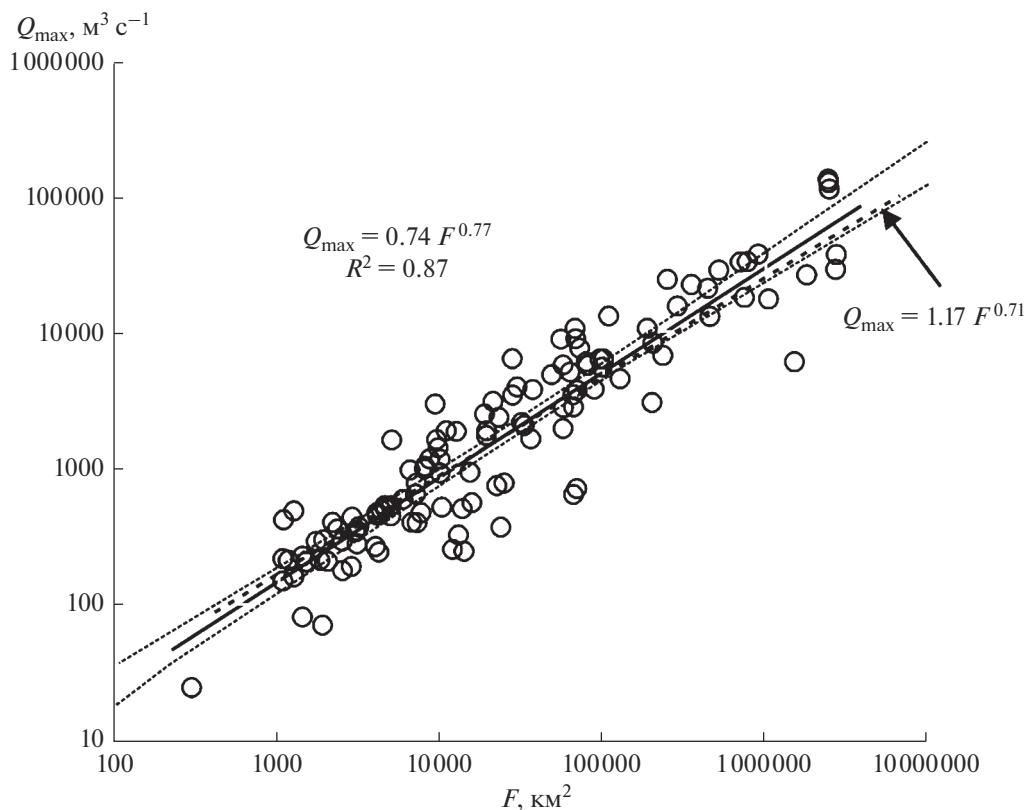


Рис. 4. Связь среднемаксимального расхода воды в современных реках с площадью водосбора по данным измерений (кружки, сплошная линия) и вычислений по формуле (11) (пунктирная линия). Точечный пунктир показывает 95%-й доверительный интервал для данных измерений.

региона-аналога [37]. Для рек бассейна Верхней Волги этот метод дает оценку $k = 0.0002$. Тогда формула для оценки средних годовых расходов воды древних рек бассейнов Верхней и Средней Волги, Оки и Камы приобретает следующий вид:

$$\begin{aligned} Q_p &= y_p a_0 W_p^{1.34} = k F^{[1-(b_0 b)]} a_0 W_p^{1.34} = \\ &= 0.0002 F^{0.56} a_0 W_p^{1.34}. \end{aligned} \quad (14)$$

Коэффициент a_0 вычисляется по формуле (15)

$$a_0 = \frac{Q_{\max_m}}{W_m^{1.34}} \quad (15)$$

либо принимается равным 1.92, если информация о W_m и Q_{\max_m} отсутствует.

Для рек бассейна Нижней Волги параметры уравнения иные:

$$Q_p = 0.0004 F^{0.48} a_0 W_p^{1.34}. \quad (16)$$

Коэффициент a_0 вычисляется по формуле

$$a_0 = Q_{\max_m} \frac{1.92}{10.8 W_m^{0.87}} \quad (17)$$

или принимается равным 1.92.

В кратком изложении уточненная методика расчета палеорасходов состоит в следующем: произведение коэффициента a_0 и ширины при уровне руслонаполнения W_p , возведенной в степень b_0 , дает средний максимальный расход воды в прошлом, а произведение площади бассейна F , возведенной в степень n , и коэффициента k по реке-аналогу трансформирует его в средний годовой.

Измерения параметров современных русел и палеорусел

Измерения проводились по космическим снимкам высокого разрешения в среде SAS.Planet. Выделялись относительно бесприточные участки рек, где представлено не менее 5 крупных палеорусел (критерии выделения в [15]). На этих же участках измерялись ширина современных русел и шаги современных излучин. На макроизлучинах-староречьях, сохранившихся в рельефе речных пойм, измерялись как ширина, так и шаги палеорусел; на унаследованных макроизлучинах, законсервированных в очертаниях современных русел, – только шаги меандр.

Ширина палеорусел измерялась на относительно прямолинейных участках и перегибах

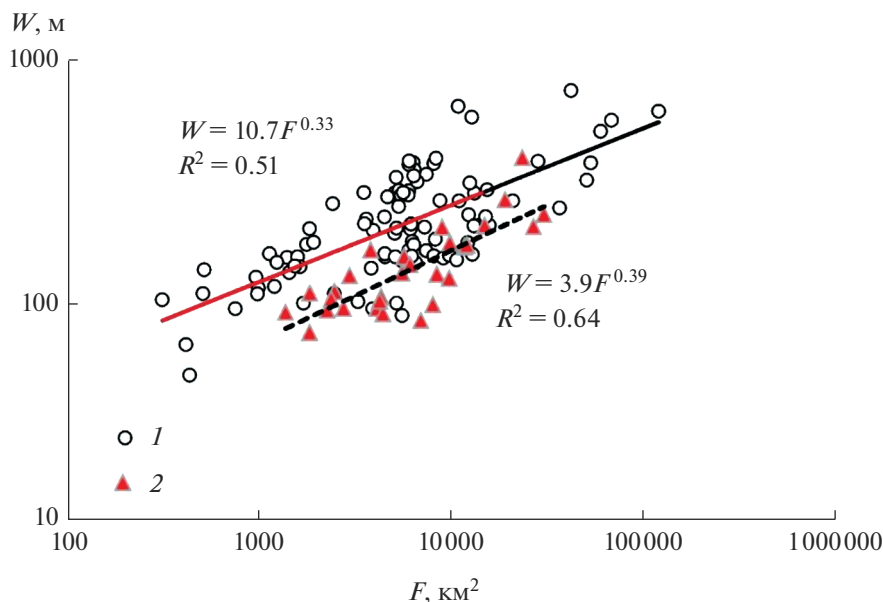


Рис. 5. Эмпирические связи между руслонаполняющей шириной и площадью водосбора для палеорек бассейна Волги (1 – бассейны Верхней и Средней Волги, Оки, Камы; 2 – бассейн Нижней Волги).

между соседними палеоизлучинами, шаги – по прямой линии между точками перегиба. Детали методики измерений приведены в [23]. Для характеристики участка брались среднее из всех измерений.

Так как количество измерений ширины W палеорусел обычно меньше, чем измерений шагов меандров λ , для последующих вычислений использовалась эффективная ширина [21] при значении $k_w = 5.6$:

$$W^* = \frac{W + \lambda/k_w}{2}. \quad (18)$$

Водосборная площадь бралась для середины участка измерений ширины и вычислялась по цифровой модели рельефа средствами ГИС с контролем по опубликованным данным [11–13]. Средние максимальные расходы воды брались из справочников [11–13]. Для участков, по которым отсутствовали данные измерений расходов воды, проводилась интерполяция пропорционально площади водосбора между данными по водопостам выше и ниже по течению или по региональной связи с площадью водосбора.

Оценка слоя и объема палеостока

Оценка общего объема стока по рассчитанным величинам слоя стока для малых бассейнов проводилась по крупным частям бассейна Волги: Верхней Волги – от истока до устья Оки (площадь водосбора 238 тыс. км²), Оки (245), Средней Волги – от впадения Оки до впадения Камы (174),

Камы (525), Нижней Волги – от впадения Камы до отделения рук. Ахтуба у Волгограда (178 тыс. км²). Суммированием этих значений определялся общий сток Волги с замыкающим створом у Волгограда (1360 тыс. км²).

Для оценки объема стока строилась карта слоя стока путем пространственной интерполяции значений, полученных по индивидуальным малым бассейнам. Использован метод, хорошо показавший себя при расчете палеостока для бассейнов Дона и Днепра [19]:

1) исходные величины рассчитанного слоя стока отнесены к геометрическому центру каждого малого бассейна;

2) проведено осреднение данных методом скользящего окна; окно квадратной формы со стороной 200 км перемещалось с шагом 100 км по широте и долготе; из попадающих в окно величин слоя стока вычислялось среднее значение, которое относилось к центру окна; в результате получалась квадратная сетка значений с шагом 100 км;

3) по регулярной сетке проводилась интерполяция (кригинг) в среде ArcMap 10.3.

Расчет объема стока проводился по результирующей карте слоя стока.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На территории бассейна Волги параметры современных рек и палеорусел измерены для 123 участков рек с площадью водосборов от 0.3 до 67 тыс. км², в том числе в бассейне Верхней Волги

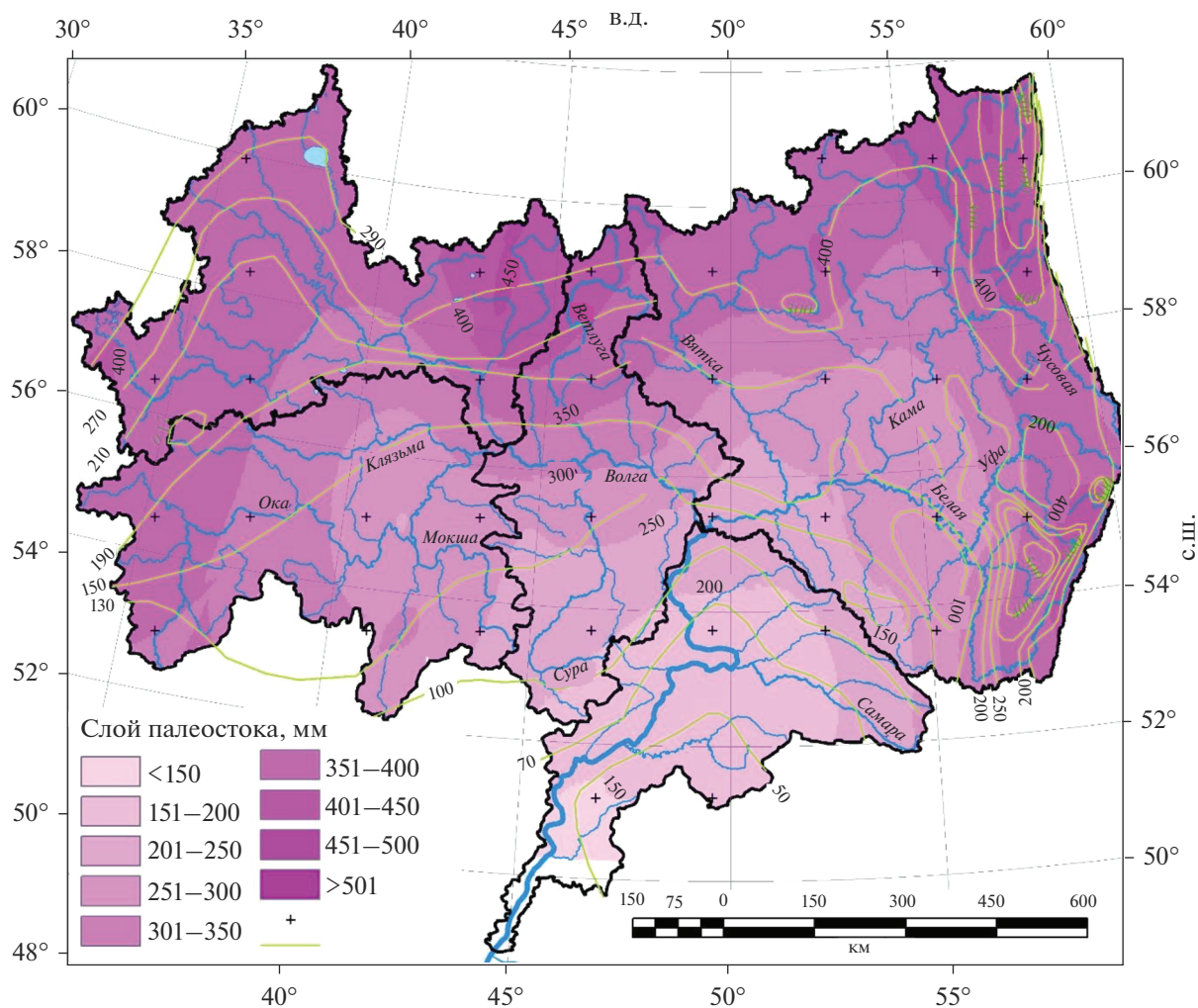


Рис. 6. Карта слоя палеостока в бассейне Волги, построенная путем интерполяции по предварительно осредненной совокупности реконструированных значений по методу 1. Крестиками показана регулярная сетка осредненных значений, по которой проводилась интерполяция. Серые линии и значения – современный слой стока.

(без Оки) – 18, Оки – 30, средней Волги (без Камы) – 16, Камы – 30, Нижней Волги – 29 участков.

Расчеты палеостока выполнены по двум описанным выше методам: метод 1 – с переменным по пространству коэффициентом a_0 , метод 2 – с постоянным коэффициентом. Оценки слоя стока для индивидуальных речных бассейнов показывают значительную вариабельность. В соседних бассейнах, где слой стока предполагается близким, реконструированные значения могут различаться в 1.5–2 раза. Чтобы избавиться от полученных случайных неоднородностей поля слоя стока, проведено описанное выше предварительное осреднение данных методом скользящего окна и последующая интерполяция сделана по регулярной сетке (рис. 6). Реконструированное поле слоя стока – однородное, демонстрирует четкую тенденцию к снижению значений в южном направлении. Общая пространственная структура

палеостока соответствует полю современного слоя стока, что объясняется неизменностью орographicеских условий и общим для обоих случаев источником влаги – западным (атлантическим) атмосферным переносом. Похожая пространственная структура слоя стока и близкий годовой объем (470 км^3) стока Волги получены в работе [3] с помощью гидрологической модели при гипотетическом глубоком промерзании почвогрунтов. Хорошая воспроизводимость пространственной структуры стока говорит в пользу надежности использованных методов реконструкции и достоверности полученных результатов.

Посчитанные объемы стока по отдельным частям и всему бассейну Волги в целом представлены в табл. 1. Метод 2 отличается по полученным значениям от метода 1 на $\leq 8\%$. В качестве итогового результата принимается величина стока, осредненная по методам реконструкции. В целом

для бассейна Волги эта величина составляет $423 \text{ км}^3/\text{год}$, что в 1.7 раза больше современного стока Волги у Волгограда. Учитывая значительную погрешность методов реконструкции, за оценку метеорного (формирующегося за счет атмосферных осадков) стока Волги в позднем плейстоцене – позднеледниковье можно принять округленную величину $420 \text{ км}^3/\text{год}$. Для отдельных частей бассейна соотношение древнего и современного стока меняется от 1.5 до 1.9.

ОБСУЖДЕНИЕ

Для обсуждения есть три взаимосвязанных проблемы: 1) возраст и причины формирования больших рек; 2) соотношение величин поступления вод ледникового и атмосферного происхождения; 3) соотношение между палеостоком Волги и максимальным уровнем хвалынской трансгрессии.

Возраст и причины формирования больших рек

Ширина русел и длина волны меандров на реках равнин Северной Евразии достигали максимума в конце плейстоцена и в позднеледниковье. Это подтверждается радиоуглеродным датированием аллювия в палеорусле в Паннонии [41], в Польше [39], на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах [21]. Наиболее благоприятные климатические условия для их формирования складывались при переходе от холодного и сухого к более мягкому и влажному климату. Такие условия были при переходе от последнего ледникового максимума к интерстадиалу раунис 17–18 тыс. л. н. и от раннего дриаса к бёллингу 13–14 тыс. л. н., когда в центре Русской равнины палеофлористическим анализом выделено два этапа значительного повышения атмосферных осадков [1].

Ширина русла связана с расходом воды в бровках поймы (руслонаполняющим расходом) эмпирической зависимостью по формуле (5). Эта связь устойчива при использовании данных по современным рекам со значительными различиями гидрологического режима, а также по древним рекам. Руслонаполняющий расход близок к руслоформирующему (эквивалентному по своему воздействию на русло всему реальному спектру расходов) и одновременно к среднему максимальному расходу. Следовательно, с учетом типа гидрологического режима рек перигляциальной зоны можно сказать, что главной причиной формирования больших рек были большие расходы весенних половодий.

Рост половодий был вызван климатическими и ландшафтными причинами. Зимы были продолжительными и суровыми с накоплением больших снеготопивых запасов. Весеннее снеготаяние было

Таблица 1. Соотношение позднеледникового и современного речного стока в бассейне Волги

Водосбор	Объем стока V , $\text{км}^3/\text{год}$		V_p/V_m
	древний V_p	современный V_m	
Волга верхняя	91	53	1.7
Ока	78	41	1.9
Волга средняя	48	26	1.9
Кама	175	119	1.5
Волга нижняя	31	16	1.9
Волга	423	254	1.7

относительно быстрым, характеризовалось низким уровнем испарения и инфильтрации. Поэтому весенний поверхностный сток был обильным. Глубокая вечная мерзлота и скудная растительность способствовали формированию высоких и резких волн паводков на реках с максимальными расходами, в ≥ 10 раз превышавшими современные в верховьях крупных и средних рек и в 2–3 раза – в нижних течениях. Рост годового стока Волги при развитии мерзлоты при современных климатических условиях был продемонстрирован в численном эксперименте с пространственно распределенной гидрологической моделью [3], однако этот рост достигался прежде всего за счет теплого периода в результате снижения инфильтрации, а сток половодий менялся слабо. По данным авторов данной статьи, именно существенный рост расходов половодья был характерен для позднеледниковья, что следует относить к влиянию не только мерзлоты, но и значительного снегонакопления и малых потерь стока в ходе дружной весны. Следует также отметить, что редукция паводковых расходов с площадью бассейна происходила на древних реках значительно быстрее, чем на современных реках.

После половодья в течение длительного межлетнего периода поверхностный и подземный сток был незначительным вследствие незначительных осадков и мощной вечной мерзлоты. Русла древних рек практически обсыхали, что можно видеть на примере их современного аналога – рек западного Ямала [21]. Внутригодовая изменчивость стока у рек позднеледниковья была в целом существенно выше, чем у современных, и эта изменчивость возрастала от крупных рек к малым сильнее, чем у современных. В результате, хотя сток в половодье древних рек был близок к катастрофическому и ширина палеорусел превышала ширину современных рек в 5–10 раз, превышение годовых объемов стока над современным было умеренным – в 1.5–1.9 раза на реках бассейна Волги.

*Участие в реконструированном стоке Волги
талых ледниковых вод*

В работе [17] показано, что предполагавшихся ранее межбассейновых переливов в бассейн Волги в поздневалдайскую эпоху не было, а единственным источником поступления талых ледниковых вод были верховья Волги. В той же работе предложена оценка объема этих вод — от 15 до 60–70 км³/год в зависимости от используемой для расчета модели ледника. Даже если взять верхнюю границу этого интервала, ледниковый сток составлял ≤16% от реконструированного в данной работе стока Волги в конце плейстоцена, а если использовать более достоверную, согласно [17], нижнюю границу, то всего чуть >3% — пренебрежимо малую величину. Кроме того, ледниковый сток не совпадал по времени с последней фазой хвалынской трансгрессии: по последним данным [29], резкий подъем уровня после глубокой регрессии начался ~17 тыс. л. н., когда сток талых ледниковых вод уже иссякал. Таким образом, вклад талых ледниковых вод в историю стока Волги и режима уровня Каспия в конце последней ледниковой эпохи можно считать второстепенным.

*Достаточно ли реконструированных величин
пресноводного притока с водосбора
для инициирования хвалынской трансгрессии?*

Средний многолетний уровень H Каспия для периода максимума хвалынской трансгрессии можно оценивать по уравнению водного баланса для бессточных водоемов:

$$X(F_0 - F_m) + (P - E)F_m = 0. \quad (19)$$

Здесь F_0 — сумма площадей водосбора и самого моря F_m , X — средний годовой слой стока на водосборе, P и E — осадки и испарение над акваторией. Связь H с соотношением площадей моря и водосбора $F_m/(F_0 - F_m)$ может быть получена с помощью последнего варианта гипсографической кривой Прикаспия [14]. Затем возможно рассчитать соотношение между годовым притоком воды V и H для разных величин эффективного испарения ($E - P$) (рис. 7).

Расчеты авторов статьи дали оценку годового речного стока из бассейна Волги ~420 км³. Принимая, что остальная часть водосбора Каспия в прошлом давала ту же долю стока, что и сейчас (~20% от стока Волги), ежегодный речной сток в Каспийское море можно оценить в ~500 км³. С учетом максимальной прибавки талых ледниковых вод общий сток в Каспий составит ~570 км³. Чтобы удерживать уровень моря на отметке +48 м абс. (максимальный уровень хвалынской трансгрессии) при таком объеме притока, годовое эффективное испарение на акватории долж-

но было составлять ~600 мм, т.е. на четверть меньше, чем его современное значение — 800 мм (рис. 7). Эта оценка соответствует тому, что климат 18 тыс. л. н. был гораздо холоднее современного, значительная часть моря на длительное время покрывалась льдом. Если же использовать величину притока ледниковых вод 15 км³/год (по минимальной оценке), то общий годовой приток в Каспий будет 515 км³. Тогда эффективное испарение должно было быть несколько меньше, ~550 мм.

Время стояния Каспия на отметке +48 м до сих пор надежно не датировано. В районе хорошо выраженной береговой линии +20 — +22 м получены радиоуглеродные даты из раннехвалынских шоколадных глин 14–14.5 тыс. л. н. [8]. Это подтверждается серией люминесцентных дат, показывающих, что в период 17–13 тыс. л. н. уровень Каспия превышал отметку +12 м абс. [29]. Для поддержания уровня на отметке +20 м абс. при отсутствии притока талых вод реконструированный речной сток 500 км³/год будет достаточен при той же величине эффективного испарения — 600 мм/год.

И.В. Менабде и А.А. Свиточ [10] предположили, что уровень +48 м абс. был обусловлен не климатическими факторами, а высотой водораздела в Манычском проливе, разделявшего трансгрессивный Каспий и глубоко опустившееся Черное море. Возможно, этим водоразделом была дельта р. Калаус, рост которой блокировал восточный заход в пролив. Когда климатически обусловленный уровень Каспия достиг отметки этого водораздела, поток воды из Каспия эродировал водораздел до отметки +22 м [22]. Пропускная способность Манычского пролива была ~65000 м³/с, и годовая сток мог быть ~2000 км³ [38]. Это превышает все максимальные оценки годового притока в Каспий в это время, поэтому Каспий за короткое время опустился до уровня +22 м абс. Объем воды в море уменьшился на ~23000 км³ всего за несколько десятилетий [22]. Это катастрофическое событие произошло в период активности больших рек, поскольку большие палеоруслы в притоках Волги присутствуют как на высоких террасах, привязанных к максимальному уровню хвалынской трансгрессии, так и на более низких, привязанных к уровню +22 м [37].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложено усовершенствование ранее разработанной в [21] методики оценки стока древних рек по морфометрии палеорусел. Уточнена эмпирическая связь ширины палеорусел со среднемаксимальным расходом воды (формула 5). Показано, что в этой зависимости показатель степени $b_0 < 2$, а коэффициент a_0 может быть переменным

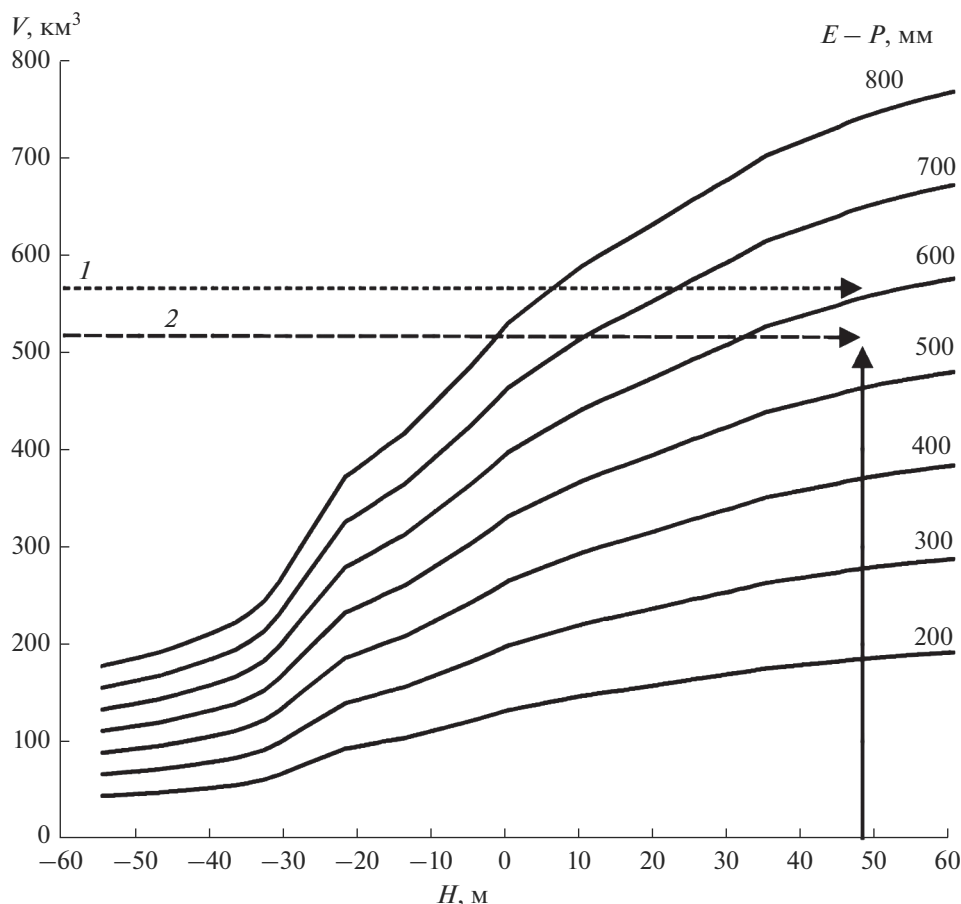


Рис. 7. Номограмма для определения величин эффективного испарения $E-P$ на акватории Каспия в зависимости от соотношения уровня моря H и величины общего притока пресных вод V (по [16] с изменениями). Сплошные линии и числа – величины эффективного испарения (мм/год); 800 мм/год – современное значение. Штриховые стрелки – приток пресных вод с водосбора для разных условий: 1 – речной сток (оценка, полученная в данной работе) с добавлением талых ледниковых вод по максимальному сценарию (оценка ледникового стока из работы [17]), 2 – речной сток в плейстоцене с добавлением талых ледниковых вод по минимальному сценарию. Сплошная стрелка – уровень Каспийского моря в максимум хвалынской трансгрессии.

в пространстве. По этой морфометрической связи получены средние максимальные расходы воды для рек бассейна Волги в прошлом, они были в среднем в 5.5 раз больше современных. Выявлено существенное различие между внутригодовым распределением стока у современных рек на равнинах Северной Евразии и древних рек этой территории. Соотношение средних годового и максимального расходов в древних реках были существенно меньше, чем в современных, особенно в верховьях. В результате средние годовые расходы воды в древних реках увеличивались в прошлом гораздо меньше, чем средние максимальные, для рек бассейна Волги в среднем для крупных бассейнов в 1.5–1.9 раз.

Проведены измерения параметров палеорусел и современных русел на более чем 120 участках рек в бассейне Волги, и на этой основе по усовершенствованной методике проведены оценки слоя

палеостока. Интерполяция полученных значений по площади всего бассейна позволила получить оценки объемов годового палеостока с крупных частей бассейна Волги и в целом по нему – 420 км³. Общий годовой приток пресных вод в Каспий оценивается в 500 км³. Эта оценка относится ко времени существования больших палеорусел – с 18 до 13 тыс. л. н. Тот факт, что она практически совпадает по времени с хвалынской трансгрессией или ее последней фазой [29], позволяет предполагать, что именно этим стоком трансгрессия и была вызвана. Для поддержания уровня на отметках, близких к +50 м, при такой величине притока и относительно небольшой прибавке в виде талых ледниковых вод величина годового эффективного испарения (испарение минус атмосферные осадки) на акватории должна была быть 550–600 мм, что не противоречит климатическим условиям в конце плейстоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 6. С. 664–675.
2. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. Т. 2. Наносы и русло. М.: Гостехиздат, 1955. 323 с.
3. *Гельфан А.Н., Калугин А.С.* Многолетняя мерзлота в бассейне Каспия как возможный триггер поздней хвалынской трансгрессии: проверка гипотезы с помощью модели формирования речного стока // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 6. С. 609–621.
4. *Георгиади А.Г., Милукова И.П., Кашутина Е.А.* Гидрологические изменения в регионах Русской равнины в теплые эпохи геологического прошлого и сценарного будущего // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2018. № 5. С. 70–80.
5. *Докучаев В.В.* Способы образования речных долин Европейской России. СПб.: Типография В. Демакова, 1878. 221 с.
6. *Евстигнеев В.М.* Речной сток и гидрологические расчеты. М.: Изд-во МГУ, 1990. 304 с.
7. *Леявский С.* Введение в речную гидравлику. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 228 с.
8. *Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В., Джалл Э.Дж.Т., Бур С., Желинская А., Шали Ф.* Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // *Докл. РАН.* 2002. Т. 386. № 2. С. 229–233.
9. *Маккавеев Н.И.* Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат, 1949. 202 с.
10. *Менабде И.В., Свиточ А.А.* О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // *Каспийское море.* М.: Наука, 1990. С. 34–41.
11. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Верхней Волги / Под ред. *В.Ю. Георгиевского.* Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 467 с.
12. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы / Под ред. *В.Ю. Георгиевского.* Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 373 с.
13. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Нижней Волги / Под ред. *В.Ю. Георгиевского.* Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 228 с.
14. *Панин А.В., Селезнева Е.В.* Воднобалансовые характеристики Палеокаспия на основе новой гипсографической кривой // Теоретические проблемы современной геоморфологии, теория и практика изучения геоморфологических систем. Материалы XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН. Ч. I. Астрахань: Техноград, 2011. С.77–82.
15. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Макроизлучины (“большие меандры”): проблемы происхождения и интерпретации // *Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География.* 2006. № 6. С. 14–22.
16. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К.* Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи // *Горизонты географии.* К 100-летию К.К. Маркова. М.: Геогр. фак. МГУ, 2005. С. 114–127.
17. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю.* Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.
18. *Сидорчук А.Ю.* Морфология грядового рельефа речных русел // *Вод. ресурсы.* 2020. Т. 47. № 1. С. 33–45.
19. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 1. Морфометрические зависимости // *Геоморфология.* 2017. № 1. С. 55–65.
20. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 5. Сравнительный анализ результатов, полученных разными методами // *Геоморфология.* 2019. № 1. С. 66–79.
21. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатические изменения стока воды рек на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // *Вод. ресурсы.* 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
22. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Речной сток на Восточно-Европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // *Вопросы географии.* Сб. 145. Гидрологические изменения. М.: Изд. дом “Кодекс”, 2018. С. 144–168.
23. *Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В.* Речные излучины // М.: Изд-во МГУ, 2004. 370 с.
24. *Alkama R., Kageyama M., Ramstein G.* Freshwater discharges in a simulation of the Last Glacial Maximum climate using improved river routing // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L21709.
25. *Blom A., Arkesteijn L., Chavarrias V., Viparelli E.* The equilibrium alluvial river under variable flow and its channel-forming discharge // *J. Geophys. Res.: Earth Surface.* 2017. V. 122. № 10. P. 1924–1948.
26. *Davis W.M.* La Seine, la Meuse et la Moselle // *Annales de Geographie.* 1895. V. 4. № 19. P. 25–49.
27. *Dury G.H.* Contribution to a general theory of meandering valleys // *Am. J. Sci.* 1954. V. 252. № 4. P. 193–224.
28. *Dury G.H.* General Theory of Meandering Valleys: Theoretical Implications of Underfit Streams. Professional Paper 452-C. Denver: US Government Printing Office, U.S. Geol. Survey, 1965. 44 p.
29. *Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T.* First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas.* 2020. V. 50. № 1. P. 134–146.
30. *Leopold L.B., Maddock T.* The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. USGS Professional Paper. V. 252. Washington: US Government Printing Office, 1953. 57 p.
31. *Pavelsky T.M., Smith L.C.* RivWidth: A software tool for the calculation of river widths from remotely sensed imagery // *I IEEE Geosci. Remote Sensing Lett.* 2008. V. 5. № 1. P. 70–73.

32. *Rotnicki K.* Modelling past discharges of meandering rivers // Background to palaeohydrology / Ed. *K.J. Gregory*. N.Y.; London: Wiley, 2003. P. 321–354
33. *Rotnicki K.* Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications // Temperate palaeohydrology / Eds *L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes*. N.Y.; London: Wiley, 1991. P. 431–471.
34. *Schumm S.A.* Quaternary paleohydrology // The Quaternary of the United States / Eds *H.E. Wright, D.G. Frey*. Princeton Univ. Press. 1965. P. 783–794.
35. *Sidorchuk A., Borisova O.* Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quaternary Int. 2000. V. 72. P. 95–106.
36. *Sidorchuk A., Borisova O., Panin A.* Fluvial response to the Late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain // Global and Planetary Change. 2001. V. 28. P. 303–318.
37. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga river basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphol. 2009. V. 113. № 3, 4. P. 137–157.
38. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the last glaciation maximum — Late Glacial time // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. No. 473. Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis / Eds *I. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin*. Boulder: USGS, 2011. P. 1–25.
39. *Starkel L.* The place of the Vistula river valley in the late Vistulian — early Holocene evolution of the European valleys. European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene / Ed. *B. Frenzel* // Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Res. Stuttgart; Jena; NY: G. Fischer Verlag, 1995. V. 14. P. 75–88.
40. The Global Runoff Data Centre. https://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/21_tmsrs/riverdischarge_node.html (дата обращения: 02.12.2021)
41. *Vandenbergh J., Kasse C., Popov D., Markovic S.B., Vandenbergh D., Bohncke S., Gabris G.* Specifying the External Impact on Fluvial Lowland Evolution: The Last Glacial Tisza (Tisa) Catchment in Hungary and Serbia // Quaternary. 2018. V. 1. № 2. P. 1–23.
42. *Vandenbergh J., Sidorchuk A.* Large palaeomeanders in Europe: Distribution, formation process, age, environments and significance // Palaeohydrology / Eds *J. Herget, A. Fontana*. Cham: Springer, 2020. P. 169–186.