

УДК 551.89:556.5

ВКЛАД ТАЛЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ВОД В ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА ВОЛГИ В ПОСЛЕДНЮЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ¹

© 2021 г. А. В. Панин^{a, b, *}, А. Ю. Сидорчук^c, В. Ю. Украинцев^{a, b}

^aИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^cМосковский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет, Москва, 119991 Россия

*e-mail: a.v.panin@igras.ru

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 01.04.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Выполнена оценка объемов стока талых ледниковых вод в речную систему Волги и далее в Каспийское море в эпоху последнего оледенения. Талые воды поступали в Волгу только из той части бассейна, которая непосредственно покрывалась ледником. В максимальную фазу (19–20 тыс. лет назад) ледник занимал самые верховья бассейна — Молого-Шекснинскую низменность (60 тыс. км²) и район истоков Волги и оз. Селигер (5 тыс. км²). Для времени дегляциации выполнены расчеты величины талого стока по трем моделям ледника. Оценка сверху дала величину 60–70 км³ в год, оценка снизу — 15 км³ в год, или 5–25% от современного стока Волги в Каспий, причем более достоверной представляется более низкая величина. При этом даже максимальной оценки недостаточно для инициации хвалынского подъема уровня. Кроме того, большая часть времени поступления талых вод в Каспий (~21 — ~16.5 тыс. лет назад) приходится на регрессивное состояние бассейна. Это также не позволяет считать ледниковый фактор причиной хвалынской трансгрессии, подъем которой ~17 тыс. лет назад застал ледниковый сток уже на исходе.

Ключевые слова: поздневалдайская эпоха, морская изотопная стадия 2 (МИС 2), Скандинавский ледниковый покров, дегляциация, Каспийское море, хвалынская трансгрессия.

DOI: 10.31857/S0321059621060146

ВВЕДЕНИЕ

В поздневалдайскую ледниковую эпоху, хронологически соответствующую морской изотопной стадии 2 (МИС 2, 29–12 тыс. лет назад (л. н.)), уровень Каспийского моря менялся от –60...–70 м абсолютной высоты (абс.) во время ательской регрессии [4, 20] до +48 м абс. (общепринятая оценка) на пике раннехвалынской фазы хвалынской трансгрессии. Выяснение причин столь значительной амплитуды изменения уровня составляет одну из проблем палеогеографии Каспия в последнюю ледниковую эпоху.

С климатической точки зрения, конец позднего валдая традиционно считается холодным и сухим — криоксеротическим [8] временем. Поэтому глубокая регрессия Каспия в первой половине

МИС 2 не вызывает удивления. Однако трудно объяснить последующий быстрый подъем уровня на >100 м. Для уравнивания водного баланса хвалынского Каспия многие исследователи привлекают параметр дополнительного источника воды — поступление талых ледниковых и подпрудных вод [2, 6, 11, 23]. Согласно Д.Д. Квасову [11], подпрудные воды переливались в реки бассейна Волги через водоразделы из бассейнов Днепра и Северной Двины, где, по мнению Д.Д. Квасова, формировались обширные ледниково-подпрудные водоемы (рис. 1). Особую популярность приобрела гипотеза перелива через континентальный водораздел, разделяющий водосборы Каспия и Арктических морей [14, 29, 32].

Ледниковым и подпрудным водам, по мнению ряда исследователей, отводилась ведущая роль в водном балансе хвалынского Каспия (рис. 2). Общий сток в Каспий в эпоху раннехвалынской трансгрессии оценивался Д.Д. Квасовым в 560 км³/год [11], из которых 116 км³/год (21%) отводилось за счет межбассейновых переливов и

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

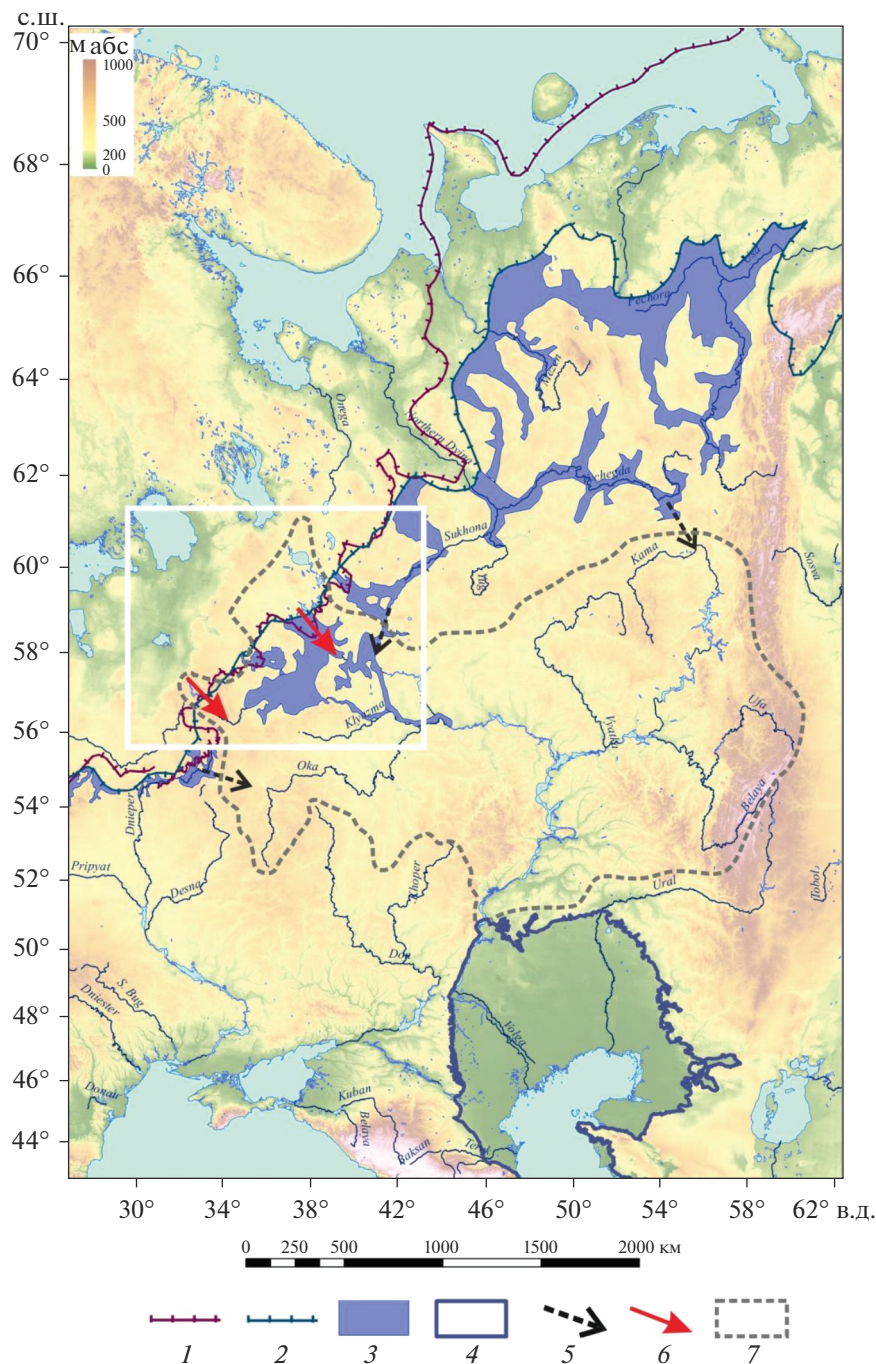


Рис. 1. Предполагаемые пути поступления талых ледниковых и ледниково-подпрудных вод в бассейн Волги. Граница оледенения в LGM: 1 – принимаемая большинством современных исследователей [25, 39], 2 – принятая в построениях Д.Д. Квасова [11]; реальные и предполагаемые водоемы последней ледниковой эпохи (поздневалдайской, МИС 2): 3 – предполагаемые ледниково-подпрудные озера времени LGM [11], 4 – береговая линия Каспия в максимум хвалынской трансгрессии (изогипса +48 м); пути поступления вод в бассейн Каспия: 5 – предполагавшиеся, но не оправдавшиеся межбассейновые переливы, 6 – поступление талых ледниковых вод в верховья Волги; 7 – граница бассейна Волги. Белая рамка показывает границы территории, изображенной на рис. 3.

260 км³/год (46%) – за счет прямого поступления талых ледниковых вод [11]. В работе [2] на эти источники отводится 137 км³/год (19%, включая возможный переток из Аральского моря), и

117 км³/год (16%) соответственно. Максимальная как в абсолютных, так и в относительных величинах оценка ледникового стока Волги в МИС 2 предложена в работе [23] – 384 км³/год, или 83%

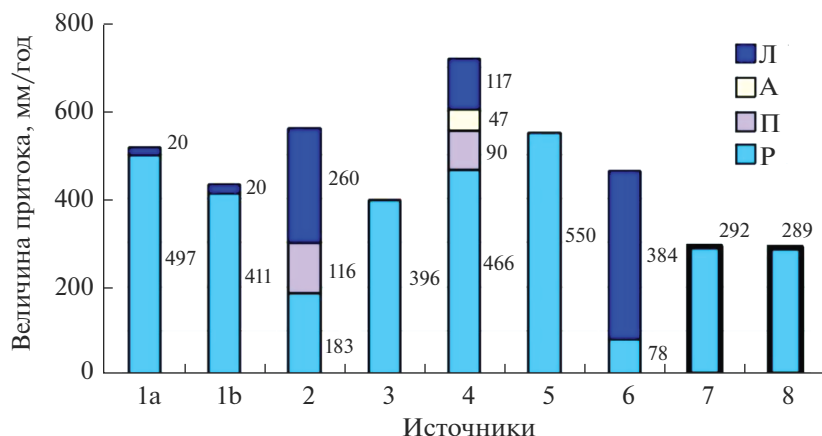


Рис. 2. Компоненты водного стока в Каспий во время хвалынской трансгрессии (1–6) и в настоящее время (7–8), по данным разных авторов. Л – ледниковый сток, А – переток из Арала, П – перелив ледниково-подпрудных вод из соседних бассейнов, Р – речной (атмосферный) сток с водосбора. Источники: 1 – [9] (для разных фаз хвалынской трансгрессии: 1a – ранней, 1b – поздней), 2 – [11], 3 – [6], 4 – [2], 5 – [36], 6 – [23], 7 – [13], 8 – [7].

общего водного стока с бассейна Волги в Каспий в период 20–16 тыс. л. н., который, по оценке этих исследователей, составлял 462 км³/год. При близких оценках общего притока в Каспий в работах [9, 17, 36] ледниковому стоку отведена незначительная роль (рис. 2).

В последнее десятилетие изучение геологического строения спиллвеев (мест потенциальных переливов) на Камско-Вычегодском и Днепро-Угринском водоразделах показало, что в позднем валдае они не функционировали, т. е. поступления вод в бассейн Волги из ледниково-подпрудных водоемов в соседних бассейнах не происходило [33, 34]. Таким образом, остается единственный достоверный источник поступления ледниковых вод в Волгу и далее в Каспий – таяние той части ледникового щита, которая перекрывала верховья самого волжского бассейна (рис. 1). В данной работе предлагается оценка количества талых вод, которые потенциально могли поступать в Волгу из этого источника, и обсуждается их возможная роль в формировании хвалынской трансгрессии.

ЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ

Положение границы максимального распространения юго-восточного сектора последнего Скандинавского (поздневалдайского, или ошашковского, в российской терминологии) ледникового покрова долгое время дебатировалось (обзоры в работах [10, 15]) и в деталях уточняется до настоящего времени [10]. Тем не менее положение границы, установленное в общих чертах еще в 1960–1970-х гг. [18, 19, 22], корректируется со временем незначительно [25, 40]. В настоящей работе авторы принимают положение максимальной

границы последнего ледника согласно гляциоморфологической карте масштаба 1 : 2500000, составленной во Всероссийском геологическом институте им. Карпинского (ВСЕГЕИ) [25] (рис. 3).

Границы основных ледниковых стадий и оценки их возраста взяты из базы данных DATED-1, где собраны все имеющиеся данные по хронологии последнего покровного оледенения Европы и предложена хронологическая модель изменения положения края Скандинавского ледникового щита [26]. Следует отметить, что юго-восточный сектор ледника слабо обеспечен хронологическими данными, для него имеются лишь единичные даты [1, 31, 35].

Согласно модели в [26], на стадии роста ледник достиг бассейна Волги ~21 тыс. л. н. В период локального ледникового максимума (LLGM) ледник занимал два ареала – в районе истока Волги и оз. Селигер (площадь 5200 км²) и в Молого-Шекснинской низине (59900 км²). Согласно этой модели, максимальной границы ледник достиг одновременно в обоих районах ~19 тыс. л. н. Эта возрастная оценка базируется на результатах оптико-люминесцентного (ОСЛ) датирования флювиогляциальных отложений в районе г. Кириллова – 19.3 ± 1.3 [31]. Ранее для межморенных озерных отложений в районе оз. Кубенского была получена радиоуглеродная (¹⁴C) дата ~25 тыс. кал. (калиброванных) л. н. (~21 тыс. ¹⁴C л. н.) [1]. Авторы [10] не исключают, что эта дата может свидетельствовать о более раннем приходе ледника. Однако в соседних, гораздо лучше датированных регионах, например Архангельской области, Приладожье, ледник в это время находился на >500 км к СЗ [26], и существование локального “кубенского” языка не выглядит достоверным.

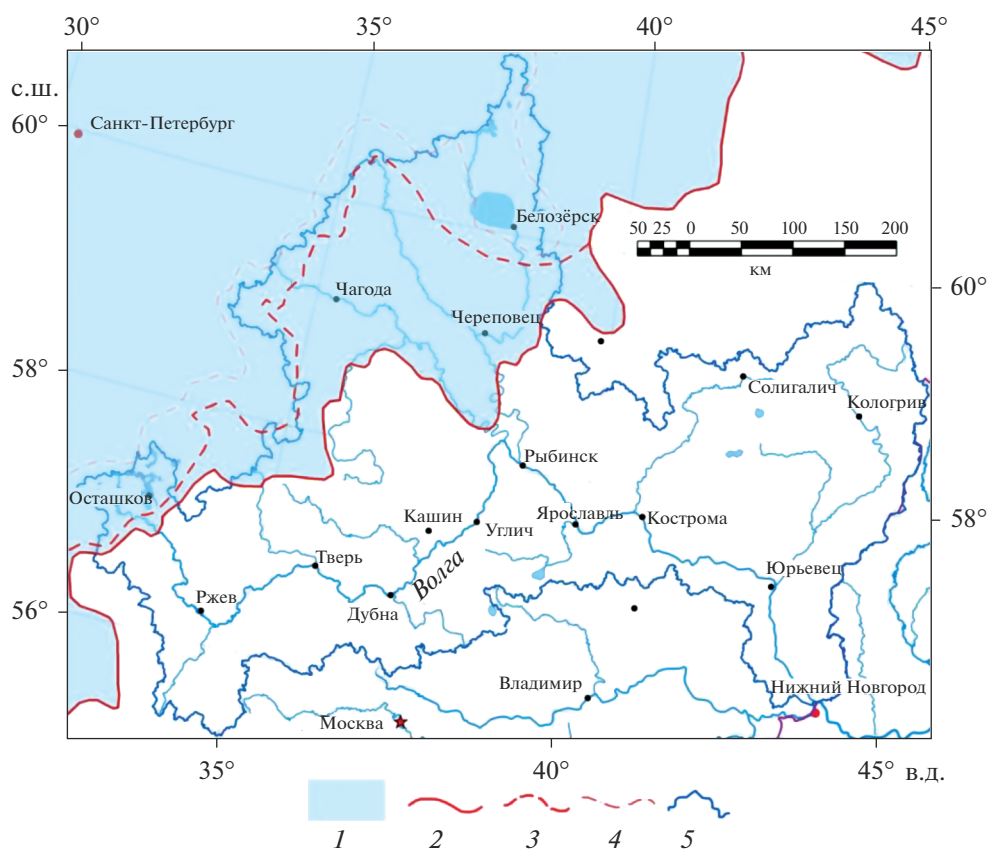


Рис. 3. Стадии последнего оледенения в бассейне Верхней Волги (по [25]). 1 — последний ледниковый покров; 2 — граница максимальной (бологовской) стадии (возраст 19–20 тыс. л. н.); границы стадий дегляциации: 3 — вепсовской (~17 тыс. л. н.), 4 — кенозерской (~16.5 тыс. л. н.). 5 — граница бассейна Верхней Волги. Возраст стадий — по [26, 35].

Более вероятно, что столь древняя дата получена по переотложенному органическому материалу.

Уже после появления модели [26] была получена серия ^{10}Be (бериллиевых) дат времени экспонирования валунов из конечных морен на Валдайской возвышенности, позволившая датировать максимальную стадию ледника временем 20.1 ± 0.4 тыс. л. н. [35]. Эта датировка подтверждается датами ОСЛ из песков флювиогляциальной террасы Верхней Волги в районе с. Большая Коша, непосредственно продолжающей селижаровские зандрсы 19–20 тыс. л. н. [3, 6]. Таким образом, вероятно, в Верхневолжском секторе бассейна Волги ледник достиг максимального распространения ~20 тыс. л. н., т.е. на 1 тыс. лет раньше, чем в Молого-Шекснинском секторе.

В бассейне Волги, согласно [25], присутствуют краевые образования вепсовской и кенозерской стадий дегляциации. В Верхневолжском и Молого-Шекснинском секторах ледник тогда занимал площади 4100 и 19200 км² соответственно (рис. 3). Эти стадии датируются временем ~17 и 17–16 тыс. л. н. [26, 38]. После кенозерской стадии ледник полностью покинул бассейн Волги.

Таким образом, поступление талых ледниковых вод в Волгу можно ограничить интервалом времени с 21 до 16.5 тыс. л. н. Фаза рецессии занимает несколько больше времени, чем фаза роста, особенно в Верхневолжском секторе. Это вполне соответствует установленным закономерностям динамики Скандинавского ледникового щита: для западной части Восточно-Европейской равнины в работе [30] сделаны оценки скорости перемещения края ледника в фазе роста — от 110 до 330, и в фазе рецессии — от 50 до 170 м/год. Скорости отступления ледника в бассейне Верхней Волги были на нижнем пределе этого интервала или еще ниже. Относительно быстро ледник отступал в Молого-Шекснинском секторе, где типичное расстояние между границами максимальной (бологовской) и кенозерской стадий — 150–200 км (рис. 3). При разнице возраста этих положений ледника в 2.5 тыс. лет скорость отступления составляла 60–80 м/год. В верхневолжском секторе границы стадий сближены до 70–80 км, и там скорость отступления составляла всего 30 м/год. При таком относительно медленном отступании ледника скорость поступления талых вод должна была быть ниже, чем в более западных районах.

МЕТОД ОЦЕНКИ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА

Количественная оценка объемов талых ледниковых вод выполнена по методике, реализованной ранее для бассейна Верхнего Днестра [37]. Методика основана на морфологической модели ледникового щита В.Г. Ходакова [24]. Принцип оценки состоит в расчете изменения объема сектора ледника с центром в центре ледникового купола (Ботнический залив) и фронтом в бассейне Волги. Объем ледникового щита определяется шириной фронта B , расстоянием до центра L , толщиной льда в центре H_c и типом ледника — “холодный”, “теплый” и “мертвый” лед:

$$V_{ice} = \frac{\pi}{8} BLH_c = K_s \frac{\pi}{8} BL^{3/2}. \quad (1)$$

“Холодный” и “теплый” ледники различаются по H_c и, соответственно, формой профиля ледникового щита — “холодный” (коэффициент формы $K_s = 0.094$), “теплый” ($K_s = 0.061$). Для случая “мертвого” льда принимается одинаковая средняя толщина $H_c = 0.5$ км. Для Скандинавского ледникового щита В.Г. Ходаков [24] рекомендует для фазы роста использовать модель “холодного” ледника, для фазы дегляциации — “теплого” ледника или “мертвого” льда.

Главная составляющая баланса объема ледника и стока талых вод — уменьшение объема ледникового сектора только за счет уменьшения его длины и ширины фронта. Вторая составляющая — баланс осадков, выпадающих на изменяющуюся площадь сектора, и испарения снега/льда. Последнее принято постоянным — 60 мм/год. Аккумуляция снега P (км³/год в водном эквиваленте) в пределах ледникового сектора с шириной фронта B рассчитывается по эмпирической модели, предложенной В.Г. Ходаковым на основании наблюдений на современных покровных и горных ледниках:

$$P = 0.00224 \frac{B}{2} L^{2/3}. \quad (2)$$

Для моделей “холодного” и “теплого” ледника все составляющие баланса массы (объемы осадков, испарения и таяния льда) рассчитываются для радиального сектора ледникового щита с центром в вершине купола (Ботнический залив). Сток рассчитывается для максимального сценария, предполагающего, что все талые воды поступают к краю ледника. Для “мертвого” льда все расчеты ведутся для площади ледника в пределах бассейна Волги. Кроме того, принято допущение о равномерном таянии ледника в период нахождения его края на территории бассейна Волги, т.е. с 19 (LLGM) до ~16.5 тыс. л. н.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате вычислений получено, что в период дегляциации (19.0–16.5 тыс. л. н.) годовое поступление талых вод в Волгу могло составлять порядка 70 км³ по модели “холодного” ледника, 60 км³ по модели “теплого” ледника и 15 км³ по модели “мертвого” льда (табл. 1). Поскольку в модель заложено допущение, что все талые воды с ледникового сектора поступают к его краю, оценки по первым двум моделям надо рассматривать как максимально возможные (оценка сверху). Наиболее реалистична для этапа дегляциации модель “мертвого” льда [15], которой соответствует величина стока талых вод ~15 км³/год. Эта модель дает оценку снизу. Тогда интервал возможных величин ледникового стока составляет от 15 до 70 км³/год, или 5–25% от ее современного стока в вершине дельты.

Поскольку модель “холодного” ледника, по рекомендации В.Г. Ходакова [24], применима к фазе роста ледникового щита, была предпринята попытка использовать ее для оценки поступления талых вод в период 21–19 тыс. л. н. Для этого сток за счет баланса осадки–испарение (разница колонок 11 и 10 в табл. 1) надо уменьшить на изменение объема ледника (табл. 1, колонка 10), который будет расти. Полученная величина отрицательная, т.е. принятой величины осадков не хватает даже для обеспечения нужного прироста объема льда. Очевидно, на этой стадии осадков было больше, чем в принятой в данном исследовании модели, а полученный отрицательный результат говорит о том, что объем талого стока был, по-видимому, пренебрежимо мал.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученная верхняя оценка годового поступления ледниковых вод в Волгу оказывается значительно меньше приведенных выше оценок ряда других авторов [2, 11, 23]. Эти оценки (117–384 км³) того же порядка или даже превышают современную величину стока Нижней Волги у Волгограда (250 км³/год) и тем более — стока верхней Волги в сужении долины у Плеса (30 км³/год). О том, что сток верхней Волги в МИС 2 не мог в разы превышать современный, говорят геоморфологические данные: такой сток превышает пропускную способность в целом ряде сужений дна долины, где оно почти целиком занято современным руслом с узенькой полоской поймы. К таким “бутылочным горлышкам” относятся достаточно протяженные участки в районе Рыбинска, Тутаева, Плеса, где ширина дна долины составляет порядка 600 м. Если бы расходы воды поздневалдайской Верхней Волги были соизмеримы с расходами современной Нижней Волги, ширина дна долины на этих участках была бы не

Таблица 1. Оценка поступления талых ледниковых вод в Молого-Шекснинском (I) и Верхневолжском (II) секторах бассейна Верхней Волги в период дегляциации (19–16,5 тыс. л. н.) для разных моделей ледника (K_s — коэффициент формы Ходакова; L — длина ледникового сектора; B — ширина фронтальной части сектора; F — площадь части ледника — источника талой воды; H_c — толщина льда в центре шита; V — объем льда в секторе; P — объем снега (в водном эквиваленте), выпадающего на сектор; E — испарение снега с сектора; dV/dT — объем талых вод только за счет изменения объема льда; dW/dT — полный объем талых вод с учетом баланса осадков и испарения; dT — время между максимальной (бологовской, LGM) и вепсовской (Vepsa) стадиями, принятое за 2,5 тыс. лет)

Участок	Стадия	L , км	B_f , км	F , км ² *	H_c , км	V , км ³	P , мм/год	E , мм/год	dV/dT^{**} , км ³ /год	dW/dT , км ³ /год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
“Холодный” ледник										
I	Vepsa	880	300	132000	3.7	343230	234	60	37	61
	LGM	1080	300	162000	3.8	434770	218	60		
II	Vepsa	980	100	49000	3.7	129470	226	60	3	11
	LGM	1030	100	51500	3.8	137150	222	60		
I + II										72
“Теплый” ледник										
I	Vepsa	880	300	132000	2.4	222730	234	60	24	48
	LGM	1080	300	162000	2.5	282140	218	60		
II	Vepsa	980	100	49000	2.4	84020	226	60	2	10
	LGM	1030	100	51500	2.4	89000	222	60		
I + II										58
“Мертвый” лед										
I	Vepsa			19200	0.5	8640	234	60	7	14
	LGM			59900	0.5	26960	218	60		
II	Vepsa			4100	0.5	1850	226	60	0.2	1
	LGM			5200	0.5	2340	222	60		
I + II										15

* Для моделей “холодного” и “теплого” ледника — площадь радиального сектора с центром в Ботническом заливе (вершина ледникового купола), для модели “мертвого” льда — площадь ледника в пределах бассейна Волги.

** Время dT принято за 2500 лет исходя из датировки максимальной и вепсовской стадий 19,0 и 16,5 тыс. л. н. соответственно.

меньше ширины русла современной Волги у Волгограда на его однорукавных (неразветвленных) участках — 1500 м. Более реалистичной представляется нижняя оценка, полученная в данном исследовании, — 15 км³/год, которая близка к оценке в работе [9], полученной независимым способом (из воднобалансовых соображений).

Ранее в [12, 17, 36] предлагались оценки стока Волги, необходимого для поддержания уровня Каспия на отметке +48 м абс. (максимум раннехвалынской трансгрессии). Эти оценки зависят от принятой для того времени величины эффективного испарения (испарение минус осадки) для акватории Каспия. Если принять ее равной современной (800 мм/год), чему имеется обоснование в данных моделирования в [12], сток Волги должен был составлять ~700 км³/год, при величине эффективного испарения 600 мм/год — ~500 км³/год. Независимо от принятого сценария, полученные в настоящей работе оценки леднико-

вого стока (заведомо завышенные) значительно ниже требуемых. С другой стороны, оценки стока Волги в позднеледниковые (18–13 тыс. л. н.) по параметрам палеорусел и палеофлористическим данным показывают, что объяснить раннехвалынский подъем уровня Каспия вполне можно чисто климатическими причинами без привлечения дополнительных ледниковых и межбассейновых источников воды [5, 21, 36].

Для выяснения причинно-следственных связей между таянием последнего ледника и изменениями уровня Каспийского моря необходимо сопоставить хронологию обоих явлений. Недавно полученная большая серия люминесцентных дат по разрезам в Северном Прикаспии показала, что в период 32–19 тыс. л. н. на участках с высотами +5 +12 м абс. происходили субэральные процессы — накопление лессов [28]. Затопление водами хвалынской трансгрессии с накоплением характерных “шоколадных” глин происходило в пери-

од 17–13 тыс. л. н. и затем снова сменилось суб-аэральной обстановкой. Интервал времени, в течение которого ледниковый сток питал Волгу (21.0–16.5 тыс. л. н.), сдвинут относительно начала хвалынской трансгрессии (или ее последней фазы) и соответствует регрессивному состоянию Каспия. Таким образом, поступление талых вод нельзя считать ни главной, ни даже второстепенной причиной хвалынской трансгрессии. Тем не менее можно предполагать, что с началом стока талых вод в Волгу ~21 тыс. л. н. уровень Каспия мог несколько подняться и регрессия с этого момента была не столь глубокой.

Для периода LGM характерны криоаридные обстановки, и значительная часть талых вод лишь компенсировала падение стока Волги за счет снижения атмосферного питания. Например, в работе [23] для времени 20 тыс. л. н. принимается снижение атмосферного стока Волги на 60% по сравнению с современным. Позднее (после 18 тыс. л. н.) атмосферный сток Волги значительно возрос и превышал современный в 1.5–2 раза [21]. В течение 1–2 тыс. лет этот возросший атмосферный сток пополнялся иссякающим стоком талых ледниковых вод. Не исключено, что именно на этот короткий интервал и приходится фаза максимального за четвертичный период подъема уровня Каспия до +48 м абс., прямых датировок которой до сих пор не получено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Ледниковое питание Волги в пик поступления талых вод заведомо не превышало величины 60–70 км³/год, или ~25% от ее современного стока в вершине дельты. Более реалистичная оценка – 15 км³/год (6%). Этого недостаточно для поддержания самой высокой за четвертичное время раннехвалынской трансгрессии Каспия.

Поступление талых ледниковых вод нельзя рассматривать в качестве причины раннехвалынской трансгрессии также по хронологическим причинам: оно было ограничено интервалом 21–16.5 тыс. л. н. и уже прекратилось в самом начале второй, основной фазы трансгрессии. Однако этот дополнительный, хоть и небольшой, источник водного питания мог уменьшить падение уровня Каспия в криоаридных обстановках времени последнего ледникового максимума.

Наиболее высокие отметки уровня Каспия могли соответствовать интервалу времени 18–16.5 тыс. л. н., когда сток Волги резко возрос за счет атмосферного питания, а ледниковое питание еще не успело иссякнуть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсланов Х.А., Ауслендер В.Г., Громова Л.И., Зубков А.И., Хомутова В.И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера // ДАН СССР. 1970. Т. 195. № 6. С. 1395–1398.
2. Бабкин А.Н. Увлажнение областей внутреннего стока Евразии (на примере бассейнов Аральского моря, Каспийского моря и озера Балхаш). Автореф. ... дис. докт. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 41 с.
3. Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов С.И., Ерёмченко Е.А., Зарецкая Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 2019. № 6. С. 90–101.
4. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.
5. 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. (в печати).
6. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 238 с.
7. Голицин Г.С., Панин Г.Н. О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия // Метеорология и гидрология. 1989. № 1. С. 57–64.
8. Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. С. 66–100.
9. Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом. Ч. I // Океанология. 1966. Т. VI. Вып. 5. С. 737–746.
10. Карпущина Н.В., Писарева В.В., Зюганова И.С., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Баранов Д.В., Панин А.В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) – ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене // Изв. РАН. Сер. географическая. 2020. Т. 84. № 6. С. 874–887.
11. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
12. Кислов А.В., Суркова Г.В. Колебания видимого испарения с акватории Каспийского моря и изменения его уровня в голоцене и позднем плейстоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1996. № 2. С. 75–83.
13. Крицкий С.И., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 157 с.

14. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.
15. Маккавеев А.Н., Фаустова М.А., Карпущина Н.В. Максимальная граница скандинавского ледникового покрова в валдайскую (вислинскую) эпоху и особенности рельефа его периферической зоны // Геоморфология. 2020. № 3. С. 3–19.
16. Панин А.В., Баранов Д.В. Хронология послеледниковой врезания верхней Волги по данным оптико-люминесцентного датирования лестницы террас // Геоморфология — наука XXI века. Материалы XXXVI Пленума геоморфол. комиссии РАН. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2018. С. 295–299.
17. 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.
18. Последний европейский ледниковый покров. К VII конгрессу INQUA / Под ред. И.П. Герасимова. М.: Наука, 1965. 220 с.
19. Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. К VIII конгрессу INQUA / Под ред. И.П. Герасимова. М.: Наука, 1969. 322 с.
20. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 267 с.
21. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю. Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. (В печати).
22. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Под ред. Н.С. Чеботаревой. М.: Наука, 1977. 143 с.
23. Торопов П.А., Морозова П.А. Оценка колебаний уровня Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона по результатам численного моделирования климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2011. № 2. С. 55–61.
24. Ходаков В.Г. Актуалистическая модель Европейского покровного ледника. Палеогеография Европы за последние 100 тысяч лет (Атлас-монография) / Под ред. А.А. Величко. М.: Наука, 1982. С. 48–62.
25. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological map of the Russian Federation // Quaternary Int. 2016. V. 420. P. 4–14.
26. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. V. 45. P. 1–45.
27. Kislov A.V., Panin A.V., Toropov P. Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations // Quaternary Int. 2014. V. 345. P. 48–55.
28. 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. 2021. V. 50 (1). P. 134–146.
29. Larsen E., Kjær K.H., Demidov I., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså A. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas. 2006. V. 35. P. 394–424.
30. Lasberg K., Kalm V. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain // Boreas. V. 42. P. 995–1007.
31. Lunkka J., Saarnisto M., Gey V., Demidov L., Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 407–425.
32. Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // Boreas. 2011. V. 40(3). P. 481–497.
33. Panin A., Adamiec G., Filippov V. Fluvial response to proglacial effects and climate in the upper Dnieper valley (Western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene // Quaternaire. 2015. V. 26(1). P. 27–48.
34. Panin A., Astakhov V., Komatsu G., Lotsari E., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 201. Paper No. 103069.
35. Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A., Kohv M., Kalla K., Kalm V., Subetto D., Bourles D., Leanni L., Guillou V., ASTER Team. The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdai Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ¹⁰Be // Quaternary Sci. Rev. 2018. V. 200. P. 106–113.
36. 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. P. 137–157.
37. Sidorchuk A., Panin A., Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time // Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis. Geol. Soc. Am. Special Paper / Eds I. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin. 2011. V. 473. P. 1–25.
38. Stroeve A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Stromberg B., Jansson K.N. Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Sci. Rev. 2016. V. 147. P. 91–121.
39. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.-P., Lyså A., Mangerud J., Mätiouchkov A., Murray A., Møller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M., Spielhagen R., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
40. Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V. Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology // Developments in Quaternary Sciences. 15. Quaternary Glaciations — Extent and Chronology. A Closer Look / Eds J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 337–359.