

УДК 551.332.56

DOI: 10.33764/2411-1759-2019-24-2-238-247

ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЕ ЛЕДОВО-ПОДПРУДНОЕ ОЗЕРО В СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕГРАДАЦИИ

Александр Васильевич Поздняков

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, 634055, Россия, г. Томск, пр. Академический, 10/3, доктор географических наук, профессор, главный научный сотрудник, тел. (913)820-54-27, e-mail: synergeia.pol@gmail.com

Юрий Сергеевич Пупышев

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, 634055, Россия, г. Томск, пр. Академический, 10/3, инженер, e-mail: pupyshev95@mail.ru

Представлены новые результаты определения размеров Чуйско-Курайского ультравысоконапорного ледово-подпрудного озера (Горный Алтай), продолжительности его формирования и выводы о континуально-дискретных процессах его деградации.

На заключительной стадии формирования озера абсолютная высота его уровня составляла 2 133 м, максимальная глубина – 673 м, протяженность границ палеоозера – 859,85 км, площадь акватории – 3 054,45 км², объем водной массы в максимуме достигал 753,16 км³. Заполнение котловины и образование озера происходило в течение 3 978 лет. Условия медленного заполнения котловин водой благоприятствовали формированию многолетней наледи и образованию устойчивой к разрушению ледово-подпрудной плотины-ледоёма, достаточной для сдерживания гидростатического давления, превышавшего 65 кг/см². Анализ изменения уровня озера свидетельствует о том, что опорожнение озера было неравномерным и не одномоментным, как полагалось. На основании высокоточного инструментального нивелирования установлена зависимость высот абразионных уступов от абсолютной высоты понижавшегося уровня озера. Тренды исходных высотных рядов абразионных высотных уровней Курайской и Чуйской частей котловин имеют ясно выраженный характер сезонности: возрастающая величина понижения уровня в зимний сезон чередуется с его уменьшающейся величиной летом. Расход воды в летние периоды в минимаксах составлял 1 000–2 632 м³/с, а в зимние – от 14–43 м³/с до 500–700 м³/с.

Ключевые слова: высоконапорная ледовая плотина, самонамораживание, абразионные террасы, деградация озера, континуально-дискретный процесс.

Введение

Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро образовалось на границе неоплейстоцена и голоцена в пределах Чуйской и Курайской межгорных котловин юго-восточной части Горного Алтая [1, 2]. Согласно уточненным нами данным, в максимум наполнения до абсолютной отметки уровня 2 133 м, при объеме 753,16 км³, площадь акватории палеоозера составляла 3 054,45 км². При спуске озера в интервале высот 1 531–2 133 м образовался 201 абразионный уступ различной высоты, свидетельствующий, что опорожнение озера было неравномерным и не одномоментным [2–6].

Наибольший научно-теоретический и прикладной интерес имеет рассмотренный нами ранее [7] механизм формирования ультравысоконапорной ледово-подпрудной плотины, определение расходов воды в периоды наполнения кот-

ловин водой и при спуске озера. Единственным источником информации для этого являются морфометрические характеристики абразионных уступов.

Задачей исследований ставилось определение максимальной высоты H уровня и протяженности L границ палеоозера, площади S его акватории; количественная оценка изменяющегося объема V воды как функции высоты уровня H и времени t : $S(H, t)$, $L(H, V, t)$, $V(H, V, t)$. Цель – выявление закономерностей заполнения котловин водой и синхронного формирования подпрудной ледовой плотины; проведение высокоточного инструментального профилирования абразионно-аккумулятивного комплекса, для анализа изменения относительных высот абразионных уступов, формировавшихся в процессе понижения уровня озера. Предлагается методология количественной оценки водного баланса озера в стадиях наполнения и последующей его деградации.

Современное состояние проблемы. Процессы формирования и последующей деградации ультравысоконапорного ледово-подпрудного Чуйско-Курайского озера привлекают исследователей с момента открытия (1958 г.) этого природного феномена [8]. Морфоскульптуры, определенно характеризующиеся как лимногенные, описывались многими исследователями [2–7]. Причиной неугасающего научного интереса является не столько многоаспектность проблемы, сколько не уменьшающаяся неопределенность в научно-теоретическом обосновании ее главных атрибутов. Дискуссии продолжаются в отношении максимального уровня акватории [2, 3, 7, 9], высоты ледовой плотины, причин ее длительной устойчивости [3, 4, 7–9] и механизма разрушения [1, 3, 4]. При этом вниманием исследователей обойдены длительная сохранность от денудации опоясывающих котловины абразионных уступов и оценка предельно необходимой продолжительности их формирования. Вместе с тем игнорируется методология научного познания: до сих пор расход воды из озера определяется на основе гидрофизически не обоснованных положений. В частности, утверждается, что спуск озера был катастрофическим: сброс всего объема воды Чуйско-Курайского озера произошел в течение нескольких часов или нескольких дней [2–6].

Методы и материалы

Исследование базируется на анализе возможного формирования водных стоков в перигляциальных условиях, существовавших в период неоплейстоцена и раннего голоцена (позднего дриаса). Анализ выполнен на основе научной интерпретации данных, представленных в опубликованных результатах исследований по проблемам оледенения Горного Алтая в границах речного бассейна р. Чуи в максимум последнего похолодания [10, 11], на использовании гляциологических реконструкций горного оледенения [11–13] и материалов режимных многолетних наблюдений за ресурсами поверхностных вод [14, 15], а также на основе фактических материалов, полученных в результате специализированных исследований по программам (грантам) РФФИ: № 01-05-65151 (а); № 05-05-64182 (а).

Для решения названных задач была разработана цифровая модель рельефа (ЦМР) Чуйско-Курайской межгорной котловины на основе матрицы высот SRTM (шаг сетки 90 м). С помощью нее с использованием инструмента «Объем для поверхности» (Surface Volume) модуля 3D Analyst ГИС-пакета ArcGIS 10.4.1 определялся накапливавшийся в котловине объем $V(H, t)$ воды. Разработанная ЦМР позволяет производить определение численных параметров рассматриваемого бассейна для любой задаваемой абсолютной высоты уровня озера.

В некоторых посвященных данной проблеме исследованиях [5] ставится под сомнение абразионный генезис уступов, опоясывающих склоны Чуйско-Курайской котловины в границах абсолютных высот 1 531–2 133 м. По морфологическим характеристикам они не отличаются от так называемых «старых троп буйволов» – абразионно-аккумулятивных уступов, опоясывающих склоны долин р. Мисула [16], в обоих случаях являющихся неопровержимым доказательством существования подпрудных озер с характерными для них генетическими признаками.

Проблема устойчивости от разрушения высоконапорных ледовых плотин, механизм их формирования и разрушения имеет важную теоретическую и прикладную значимость. Нами проведены расчеты по определению времени, необходимого для формирования абразионно-аккумулятивных террас. Для проверки гипотезы проанализировано распределение высот $h(y)$ уступов в зависимости от абсолютной высоты y уровня озера. С использованием оптического нивелира ADA Ruber-X32 построен поперечный профиль лестницы уступов на левом борту Курайской части котловины в границах абсолютных высот 1 531–1 828 м, где абразионно-аккумулятивный террасовый комплекс морфологически выражен наиболее контрастно. В Чуйской части занимавшейся озером котловины абразионно-аккумулятивные формы рельефа определены по результатам дешифрирования космических снимков сервиса Google Earth.

Результаты исследований – процессы синхронного заполнения котловины водой и самонамораживание плотины

Процессы самонамораживания ледово-подпрудной плотины рассмотрены в публикациях [7]. Эти явления используются и на практике [17, 18]. В естественных условиях процессы самонамораживания наблюдаются в формировании многолетних речных наледей. По такому типу формируются крупнейшие в мире наледи (тарыны) в Якутии [19]. Большая Момская наледь, например, имеет протяженность 26 км, а в ширину разливается на 10 км. Механизм ее образования связан с периодическим излиянием воды по трещинам в верхнем течении реки. Вода, распространяясь по уклону ледовой поверхности замерзшей реки, слой за слоем формирует наледь [7] толщиной до 7–10 м за зимний период.

Алгоритм формирования плотины-ледоёма [7]. В настоящее время зимний расход воды в р. Чуе на замыкающем в пределах Курайской котловины Чаган-Узунском створе составляет 4,88 м³/с, а летний – 20,7 м³/с [15]. В период оледенения долины горных рек были заполнены ледниками [10–13], и, несомненно,

расход воды в р. Чуе на рассматриваемой территории был заведомо меньше современного. Можно полагать, что алгоритм формирования ледоёма в Курайской котловине был копией ежегодно наблюдаемого процесса образования крупнейшей в мире Улахан-Тарынской (Момской) наледи (р. Мома) [19, 20], по гидрологическому режиму сходной с таковым на р. Чуя. Саморегулирование в процессе формирования плотины-ледоёма осуществлялось в соответствии с алгоритмом: перелив воды через плотину с образованием распластывающегося тонкого слоя воды, переходящего в наледь – увеличение высоты плотины-ледоёма – увеличение глубины озера и т. д., по замкнутому кругу саморегуляции с положительной обратной связью.

Характеристики водных стоков, формировавших Чуйско-Курайское озеро. Приближенные количественные характеристики расходов воды можно определить на основе оценки времени действия того или иного вида водного стока при известной площади поверхности.

Возможная величина суммарного притока воды, формировавшего озеро, рассчитывалась на основе анализа опубликованных количественных данных и теоретического обоснования опосредованных источников информации.

В таблице приводятся приближенные количественные характеристики каждого из видов стока воды, поступающей в озеро.

Характеристики водных стоков, формировавших Чуйско-Курайский озерный бассейн

Типы водных стоков	Суммарный объем аккумулируемой воды Q , м ³ /год	Продолжительность (лет) заполнения котловины, при V км ³	
		$H_{\max} = 2\ 133$ м $V = 753,16$ км ³	$H_{\max} = 2\ 250$ м $V = 1\ 146,0$ км ³
Абляционный сток, $Q_{\text{абл.}} = 0,05$ м/сут	56 млн	13 449,3	20 464
Атмосферные осадки, $Q_{\text{д}} = 0,23$ м/год	2 507 млрд	300,0	457
Грунтовый сток, $Q_{\text{гр}}$	829 396 800	908,1	1 382
Средний многолетний зимний расход воды р. Чуи в створе с. Чаган-Узун с дополнениями расходов в притоках р. Актуру и др. [14] – $Q_{\text{р}} = 6,0$ м ³ /с	189 341 556	3 978	6 052
Среднемноголетний [15] $Q_{\text{р}} = 10,0$ м ³ /с	310 556 926	2 425	3 690
Суммарный сток, м ³ /год	3 581 738 358	210,3	319,0

Расход воды в абляционном стоке $Q_{\text{абл.}}$. Абляционный период A в перигляциальной зоне на границе плейстоцена и голоцена, по-видимому, не превы-

шал современный, достигая $A = 90$ сут. Скорость абляции V_0 ледников, вероятно, начиналась с $0,01$ м/сут, затем возрастала до современной $0,04\text{--}0,05$ м/сут [14], в среднем составляя $0,03$ м/год.

В максимуме на начальном этапе формирования озерного бассейна средняя площадь поверхности ледника составляла $S_0 = 1,86$ млрд м^2 . При данных допущениях возможный расход воды в стоке $Q_{\text{абл.}}$, формирующемся за один абляционный период (год), достигал 56 млн $\text{м}^3/\text{год}$.

Расход воды в стоке, формировавшемся за счет атмосферных осадков, $Q_{\text{д}}$. Площадь S водосбора бассейна р. Чуи составляет $S = 10\,900$ км^2 . Современное количество m выпадающих осадков по площади распределяется крайне неравномерно. Максимальное их количество выпадает в горах – более $m = 900$ мм/год, минимальное – в Чуйской котловине ($100\text{--}120$ мм); в Курайской межгорной котловине и на плато Укок [14] количество осадков достигает $m = 230$ мм/год. Можно полагать, что данная сумма годовых атмосферных осадков близка к реальной в начале голоцена. В таком случае расход $Q_{\text{д}}$ воды в стоке, формирующемся за счет атмосферных осадков, составлял $Q_{\text{д}} = S \cdot m = 10\,900 \cdot 0,23 = 2,507$ млрд $\text{м}^3/\text{год}$ (без учета потерь влаги на испарение и инфильтрацию).

Временная аккумуляция воды в склоновых отложениях (грунтовый сток). Пористость, по величине которой определяется водонасыщенность склоновых элювильно-делювиальных отложений, в рассматриваемых котловинах составляет не менее $30\text{--}40\%$. Отсюда следует, что в рыхлых отложениях, при средней их толщине 3 м и полной водонасыщенности, аккумуляровалось не менее $1,2$ м^3 воды, и, при площади поверхности речного бассейна р. Чуи $10\,900$ км^2 , грунтовый сток составлял $Q_{\text{гр.}} = 829\,396\,800$ $\text{м}^3/\text{год}$ (см. таблицу). Он немного превышает величину стока, определяемую в объеме 30% [14] в пересчете от количества атмосферных осадков ($0,07$ м/год). В таком варианте грунтовый сток воды составлял бы $Q_{\text{гр.}} = 763$ млн. $\text{м}^3/\text{год}$.

Оценка расходов воды в р. Чуя. Обоснованно полагается, что в период похолодания климата в конце верхнего плейстоцена – начале голоцена все долины рек водосборного бассейна р. Чуи были закрыты ледниками [10–13], суммарная площадь поверхности которых составляла $3\,500$ км^2 и превышала современную ($S = 232,2$ км^2) в 15 раз. Таким образом, соглашаясь с выводами Л. Н. Ивановского [10], можно полагать, что речной сток р. Чуи в рассматриваемый период сводился к минимуму. Однако нельзя утверждать, что русловой расход воды р. Чуи отсутствовал полностью.

Покрытая льдом поверхность в зонах отсутствия многолетней мерзлоты не препятствует формированию грунтового водного стока. Кроме того, на слабо-наклонных участках поверхности Чуйской котловины на окончаниях ледникового покрова, несомненно, могли формироваться так называемые «снежные болота» [21] – главный источник воды в р. Чуя. Среднемноголетний зимний расход воды р. Чуи в створе с Чаган-Узун с дополнениями расходов в притоках р. Актуру и др. [15] $Q_{\text{р}} = 6,0$ $\text{м}^3/\text{с}$, а суммарный объем аккумуляруемой воды за счет р. Чуи составлял $189\,341\,556$ $\text{м}^3/\text{год}$.

Сезонные тренды изменения высоты абразионных уровней озера. Основной причиной изменения высоты $h(t)$ абразионных уступов является прерывистое или происходящее с замедлением понижение уровня $y(t)$ водного бассейна, являющегося функцией $Q(t) = \omega \cdot v$, где ω – площадь поперечного сечения каналов стока в плотине; v – скорость течения воды в каналах.

Общее количество морфологически выраженных следов абразионной переработки поверхности по результатам проведенных исследований составляет 201 шт. Из них 91 шт. была установлена в результате инструментального нивелирования на склонах Курайской котловины и 110 шт. (на основе дешифрирования космических снимков и экспедиционных исследований) в Чуйской котловине. Тренд распределения относительных высот уровней (расстояние по вертикали между уступами на абсолютной высоте уровня стояния озера) характеризуется периодичностью чередования, подобного сезонным трендам. Такой же сезонный тренд установлен [22] по независимым результатам измерения высот 34 абразионных уступов в Чуйской части озера [1], в пределах абсолютных высот 1 802–1 980 м (рисунок).

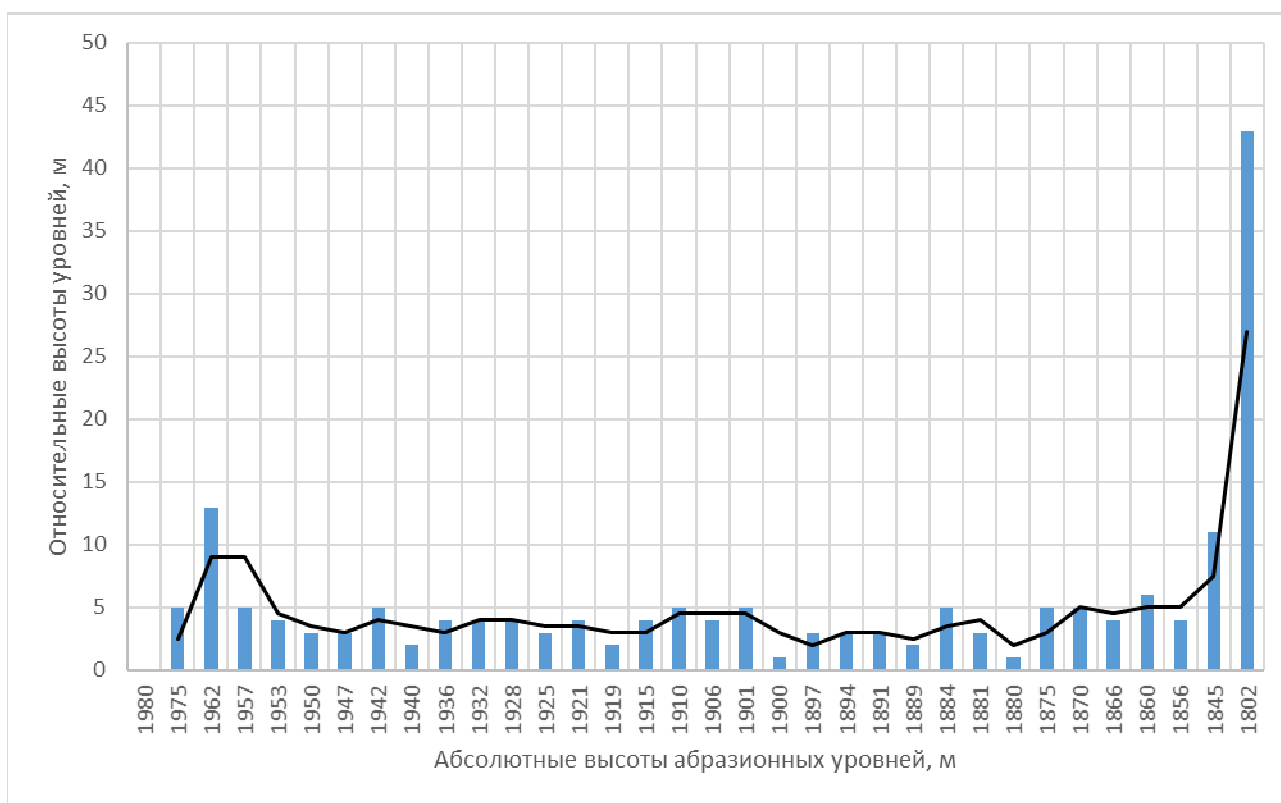


График распределения относительных высот абразионных уровней в диапазоне абсолютных высот 1 802–1 980 м (составлен по материалам [1])

Заключение

Продолжительность периода наполнения. Можно полагать, что формирование ледово-подпрудного озера происходило за счет руслового стока р. Чуя, когда поверхностный сток формировался в основном за счет питания из «снежного болота» и грунтового питания и характерного для горных рек подруслового стока. Количественно расход $Q_{пр.}$ воды в перигляциальных условиях раннего голоцена можно сравнивать с современным зимним расходом р. Чуи и ее притоков: $Q_{пр.} = 6,0 \text{ м}^3/\text{с}$. Этот этап продолжался до предельного уровня подъема $h = 2\ 133 \text{ м}$, когда объем воды достигал $753,16 \text{ км}^3$. По времени период наполнения котловины водой составлял 3 978 лет!

Континуально-дискретный отток воды и деградация озера. Как следует из представленного фактического материала, опорожнение озера было неравномерным. Судя по трендам $Q(h)$, понижение уровня озера в зимнее время могло сопровождаться паводками, следы которых наблюдаются в морфолитогенетических особенностях строения террасового комплекса в нижнем бьефе [23]. Результаты исследования опровергают утверждения о том, что лестница абразионных уступов является «...не свидетельствами долговременных береговых линий, а следами боковой водной эрозии при спуске палеозера после прорыва ледниковой плотины» [5, с. 76].

Тренд профиля абразионных уступов, формировавшихся при понижении уровня озера на 125 м за 9 лет в Чуйской части существовавшего водного бассейна, выявляет периодическую упорядоченность по высоте уступов [22]. Таким образом, нами установленная ясно выраженная упорядоченность распределения высот абразионных уступов по абсолютной высоте стояния уровня озерного бассейна характеризует не что иное, как сезонные изменения расходов воды.

Согласно предварительным расчетам расходы воды в летний период, когда уровень воды снижался на 12–19 м, в пределах минимакса составляли $Q = 1\ 000 - 2\ 632 \text{ м}^3/\text{с}$. Зимние расходы воды в максимуме, при понижении уровня на 6–7 м, достигали $Q(h) = 500-700 \text{ м}^3/\text{с}$, а в минимуме $Q = 14-43 \text{ м}^3/\text{с}$ (уровень озера понижался на 1–3 м). Установленная динамика гидрологических процессов в долинах рек Чуи и Катунь, несомненно, обуславливала катастрофические изменения геоморфологической и ландшафтной ситуаций на прилегающей к ним территории.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Окишев П. А., Бородавко П. С. Реконструкции «флювиальных катастроф» в горах Южной Сибири и их параметры // Вестник Томского университета. – 2001. – № 274. – С. 3–13.
2. Herget Jü. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. The Geological society of America, Special Paper 386. – Boulder, Colorado, USA, 2005. – 118 p.
3. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1993. – 253 с.

4. Рудой А. Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск : Изд-во Томск. пед. ун-та, 2005. – 224 с.
5. Зольников И. Д., Деев Е. В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII, № 4. – С. 74–82.
6. Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) / Н. Г. Инишев, А. Н. Рудой, В. А. Земцов, Д. А. Вершинин // Докл. Акад. наук. – 2015. – Т. 461, № 2. – С. 220–222.
7. Поздняков А. В. Самонамораживание ледово-подпрудной плотины – алгоритм саморегуляции // География и природные ресурсы. – 2019. – № 2. – С. 10–18.
8. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Труды ВАГТ. – 1958. – Вып. 4. – С. 79–91.
9. Русанов Г. Г. Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае // Геоморфология. – 2008. – № 1. – С. 65–71.
10. Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор. – Новосибирск : Наука, 1981. – 172 с.
11. Галахов В. П., Самойлова С. Ю. Оледенение Чуйской котловины в максимум последнего похолодания (Юго-Восточный Алтай) // Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М. : ГЕОС, 2007. – С. 70–72.
12. Галахов В. П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения. – Новосибирск : Наука, 2001. – 136 с.
13. Галахов В. П., Самойлова С. Ю. Древнее оледенение «сухих долин» Чуйской котловины (Юго-Восточный Алтай) // Изв. РГО. – 2008. – Вып. 3. – С. 35–39.
14. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15, вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – 318 с.
15. Вода России : научно-популярная энциклопедия [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://water-ru.ru>.
16. Pardee J. T. The glacial Lake Missoula, Montana // J. Geol. – 1910. – Vol. 18. – P. 376–386.
17. Хатангское чудо света [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://хатанга.рф/novosti/120-khatangskoe-chudo-sveta-2.html>.
18. Способ возведения ледяной плотины / Н. А. Иларов, П. Н. Васильев, Ю. В. Штейн, Р. С. Хайруллин : авт. свидетельство СССР М 1206373, кл. Е 02 В 7/00, 1984. (54).
19. Карпухин С. Улахан-Тарын, или Большая Момская наледь [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <https://karpukhins.livejournal.com/185346.html>.
20. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17. Гидрологическая изученность. Ленско-Индибирский район. Яна, Индибирка / Под ред. И. В. Осиповой. – Л. : Гидрометеиздат, 1966. – Вып. 7. – 328 с.
21. Гляциологический словарь / Под ред. В. М. Котлякова. – Л. : Гидрометеиздат, 1984. – 528 с.
22. Поздняков А. В., Хон А. В. К методике оценки расходов воды в Чуйско-Курайском ледово-подпрудном озере в стадии деградации // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 1. – С. 130–135.
23. Pozdnyakov A. V., Borodavko P. S. Algorithm of natural cataclysm in SE Altai at the Pleistocene/Holocene boundary and its effects on geosystems dynamics // Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution : Extended abstracts of International conference. – Barnaul, Russia: Publishing House of Altai State University, 2015. – P. 55–60.

Получено 03.04.2019

© А. В. Поздняков, Ю. С. Пупышев, 2019

CHUISKO-KURAI ICE-DAMMED LAKE AT THE STAGES OF FORMATION AND DEGRADATION

Alexander V. Pozdnyakov

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, 10/3, Akademicheskoy Av., Tomsk, 634055, Russia, D. Sc., Professor, Chief Researcher, phone: (913)820-54-27, e-mail: synergeia.pol@gmail.com

Yury S. Pupyshev

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, 10/3, Akademicheskoy Av., Tomsk, 634055, Russia, Engineer, e-mail: pupyshev95@mail.ru

Presented new results of determining the size of the ultrahigh-pressure Chuisko-Kurais ice-dammed lake (Gorny Altai), the duration of formation and conclusions about continual-discrete processes of its a degradation.

At the final stage of the formation of the lake, the absolute height of its level was 2133 m; the maximum depth is 673 m, the length of the boundaries of the paleo-lake is 859.85 km, the area of its water area is 3 054.45 km², and the volume of water mass reached 753.16 km³ at the maximum. The filling of the basin and the formation of the lake took place over 3 978 years. The conditions for the slow filling of the basins with water were favorable for the formation of perennial icing and the formation of a resistant ice-dammed ultrahigh-pressure dam-ice reservoir resistant to destruction, sufficient to contain the hydrostatic pressure exceeding 65 kg/cm². The analysis of changes in the level of the lake shows that the emptying of the lake was uneven and not simultaneous, as expected. The results of the first high-precision instrumental leveling of the abrasion-accumulative relief are attached, the results of which establish the dependence of the change in the heights of the abrasion benches on the absolute height of the lowering lake level. The trends of the initial altitude rows of the abrasion altitudes of the Kurai and Chuya parts of the basins have a clearly pronounced nature of seasonality: the increasing value of lowering the level in the winter season, alternating with its decreasing value in the summer. Water consumption during summer periods in minimax was 1000–2 632 m³/s, and in winter – from 14–43 m³/s to 500–700 m³/s.

Key words: high-pressure ice dam, self-freezing, abrasion terraces, lake degradation, continually discrete process.

REFERENCES

1. Okishev P. A., & Borodavko P. S. (2001). Reconstructions of "fluvial catastrophes" in the mountains of Southern Siberia and their parameters. *Vestnik Tomskogo universiteta [Tomsk University Bulletin]*, 274, 3–13 [in Russian].
2. Herget, Jü. (2005). Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. The Geological society of America, Special Paper 386. Boulder, Colorado, USA, 118 p.
3. Butvilovskiy, V. V. (1993). *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobytiyno-katastroficheskaya model' [Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model]*. Tomsk: TSU Publ., 253 p. [in Russian].
4. Rudoy, A. N. (2005). *Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie) [Gigantic ripples (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)]*. Tomsk: TSPU Publ., 224 p. [in Russian].
5. Zolnikov, I. D., & Deev, E. V. (2013). Quaternary glacial superfloods at the Gorny Altai: formation conditions and geological features. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 4, 74–82 [in Russian].

6. Inishev, N. G., Rudoy, A. N., Zemtsov, V. A., & Vershinin, D. A. (2015). The first computer model of currents in the intermontane basin at the discharge of a glacial-dammed lake (on the example of the Kurai depression, Gorny Altai). *Doklady Akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*, 461(2), 220–222 [in Russian].
7. Pozdnyakov, A. V. (2019). Ice dam self-freezing – self-regulation algorithm. *Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources]*, 2, 10–18 [in Russian].
8. Lungersgauzen, G. F., & Rakovets, O. A. (1958). Some new data on stratigraphy of tertiary deposits of Gorny Altai. *Trudy VAGT [Works VAGT]*, 4, 79–91 [in Russian].
9. Rusanov, G. G. (2008). The maximum level of the Chuisky glacial dam lake in the Altai Mountains. *Geomorfologiya [Geomorphology]*, 1, 65–71 [in Russian].
10. Ivanovskiy, L. N. (1981). *Glyatsial'naya geomorfologiya gor [Glacial geomorphology of mountains]*. Novosibirsk: Nauka Publ., 172 p. [in Russian].
11. Galakhov, V. P., & Samoylova, S. Yu. (2007). Glaciation of the Chui basin in the maximum of the last cold snap (South-Eastern Altai). In *Materialy V Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda [Proceedings of the V All-Russian Meeting on the Study of the Quaternary Period]* (pp. 70–72). Moscow: GEOS Publ. [in Russian].
12. Galakhov, V. P. (2001). *Imitatsionnoe modelirovanie kak metod glyatsiologicheskikh rekonstruktsiy gornogo oledeneniya [Simulation modeling as a method of glaciological reconstruction of mountain glaciation]*. Novosibirsk: Nauka Publ., 136 p. [in Russian].
13. Galakhov, V. P., & Samoylova, S. Yu. (2008). Ancient glaciation of "dry valleys" of Chui basin (South-Eastern Altai). *Izvestiya RGO [News RGO]*, 3, 35–39 [in Russian].
14. Semenov, V. A. (Ed.). (1969). *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR: T. 15, Vyp. 1, Gornyy Altay i Verkhniy Irtysh [Surface water resources of the USSR: Vol. 15, Iss. 1, Mountain Altai and Upper Irtysh]*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 318 p. [in Russian].
15. Water of Russia: Popular Science Encyclopedia. (n. d.). Retrieved from <http://water-ru.ru> [in Russian].
16. Pardee, J. T. (1910). The glacial Lake Missoula, Montana // *J. Geol.*, 18, 376–386.
17. Khatanga wonder of the world. (n. d.). Retrieved from <http://xatanga.pф/novosti/120-khatangskoe-chudo-sveta-2.html> [in Russian].
18. Ilarov, N. A., Vasil'ev, P. N., Shteyn, Yu. V., & Khayrurulin, R. S. Author's certificate of the USSR No. 1206373.
19. Karpukhin, S. (n. d.). Ulakhan-Taryn, or Big Momskaya icing. Retrieved from <https://karpukhins.livejournal.com/185346.html> [in Russian].
20. Osipova, I. V. (Ed.). (1966). *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR: T. 17, Vyp. 7, Gidrologicheskaya izuchennost'. Lensko-Indigirskiy rayon. Yana, Indigirka [Surface water resources of the USSR: Vol. 17, Iss. 7, Hydrological knowledge. Lensko-Indigirsky area. Yana, Indigirka]*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 328 p. [in Russian].
21. Kotlyakov, V. M. (Ed.). (1984). *Glyatsiologicheskii slovar' [Glaciological dictionary]*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 528 p. [in Russian].
22. Pozdnyakov, A. V., & Khon, A. V. (2018). To the methodology of estimation of water expenditures in the Chuisko-Kurais ice-dammed lake in the stage of degradation. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya [Successes of Modern Natural Science]*, 1, 130–135 [in Russian].
23. Pozdnyakov, A. V., & Borodavko, P. S. (2015). Algorithm of natural cataclysm in SE Altai at the Pleistocene. Holocene boundary and its effects on geosystems dynamics. In *Extended Abstracts of International Conference: Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution* (pp. 55–60). Barnaul: Altai State University Publ.

Received 03.04.2019

© A. V. Pozdnyakov, Yu. S. Pupyshchev, 2019