УДК 911.551

DOI: 10.15372/GIPR20220412

А.В. ПОЗДНЯКОВ, Ю.С. ПУПЫШЕВ

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, 634055, Томск, пр. Академический, 10/3, Россия, synergeia.pol@gmail.com, pupyshev95@mail.ru

САМООРГАНИЗАЦИЯ И ДЕЗОРГАНИЗАЦИЯ УЛЬТРАВЫСОКОНАПОРНОГО ЛЕДОВО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРНОГО БАССЕЙНА (ЧУЙСКО-КУРАЙСКИЙ ПРИРОДНЫЙ ФЕНОМЕН, ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Представлены новые результаты исследования возможных механизмов формирования и деградации Чуйско-Курайского ультравысоконапорного ледово-подпрудного озерного бассейна. Выводы основаны на анализе климатического гидротермического режима, обусловливающего развитие процессов самонамораживания ледово-подпрудной плотины и ее последующей деградации. По уточненным данным, в максимум наполнения до абсолютной отметки уровня 2133 м глубина палеоозера составляла 657 м, объем воды — 753 км³, площадь акватории — 3054 км², максимальное гидростатическое давление — 65 кг/см² (6,37 МПа/см²). Спуск озерного бассейна сопровождался формированием на склонах котловин в границах высот 1530-2133 м 200 абразионно-аккумулятивных террас. Приведена количественная оценка времени формирования одной абразионной террасы в перигляциальных условиях и установлена продолжительность действия ветро-волновых процессов для развития абразии: она не превышала 90 дней летнего времени. По разнице высотных уровней террас определена толщина водного слоя, спущенного по термоэрозионным каналам стока через ледовую плотину за год. Уточнена продолжительность существования ледово-подпрудного озерного бассейна. При исследовании использовались современные количественные данные по измерению среднемноголетнего расхода воды р. Чуи на ближайшем гидрологическом посту Чаган-Узуна. Расчеты показали, что наполнение озерного бассейна до максимального объема воды 753 км³ (с учетом воды, накапливающейся во льду плотины, — 68 км³ (суммарный V = 821 км³)), осуществлялось 5324 года. Продолжительность слива воды, определяемая по количеству абразионных террас, составляла не более 200 лет. Установлена периодичность понижения уровня озера, равная 20 годам. По-видимому, она была обусловлена климатическими флуктуациями — сменой похолодания и потепления.

Ключевые слова: Чуйско-Курайская котловина, ультравысоконапорная ледово-подпрудная плотина, абразионная терраса, абляционный сток, термоэрозия, палеоозеро.

A.V. POZDNYAKOV, YU.S. PUPYSHEV

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 634055, Tomsk, pr. Akademicheskii, 10/3, Russia, synergeia.pol@gmail.com, pupyshev95@mail.ru

SELF-ORGANIZATION AND DISORGANIZATION OF ULTRA-HIGH-PRESSURE ICE-DAM BASIN (CHUYA-KURAI NATURAL PHENOMENON, GORNYI ALTAI)

New results from studying the possible mechanisms of formation and degradation of the Chuya-Kurai ultra-high-pressure ice-dammed lake are presented. The conclusions are based on the analysis of the climatic hydrothermal regime which governs the development of the processes of self-freezing of the ice-dam and its subsequent degradation. According to updated data, at the maximum filling to the absolute level of 2133 m, the depth of the paleolake was 657 m, the volume of water was 753 km³, the water area was 3054 km², and the maximum hydrostatic pressure was 65 kg/cm² (6.37 MPa/cm²). The drainage of the lake basin was accompanied by the formation of 200 abrasive-accumulative terraces on the slopes of the basins in the height range of 1530-2133 m. A quantitative assessment of the formation time of one abrasive terrace in periglacial conditions is made as well as estimating the duration of the action of wind-wave processes for the development of abrasion: it did not exceed 90 days of a warm season. The water layers drained during the year through the thermal erosion channels of the ice dam were determined by the difference in the heights of the abrasive terraces. The duration of the existence of an ice-dammed lake has been clarified. The study used current quantitative data on measuring the average annual flow rate of the Chuya River at the nearest Chagan-Uzun hydrological post. Calculations have shown that the filling of the lake basin to the maximum volume of water of 753 km³ (taking into account the water accumulating in the ice dam, 68 km³ (total V = 821 km³)) was carried out for 5324 years. The duration of water discharge, determined by the number of abrasion terraces, was no more than 200 years. The frequency of retrogression of the lake lavel duration is changes in cooling and warming.

Keywords: Chuya-Kurai basin, ultra-high-pressure ice-dam, abrasion terrace, ablation, thermal erosion, paleolake.

введение

Научно-познавательный и научно-методологический интерес к проблеме формирования и разрушения Чуйско-Курайского ультравысоконапорного ледово-подпрудного озера не ослабевает на протяжении более 60 лет со времени ее появления.

Ледово-подпрудный бассейн формировался на границе неоплейстоцена и голоцена (ранний дриас) в пределах Чуйской и Курайской межгорных котловин юго-восточной части Горного Алтая (рис. 1). Среди известных подпрудных озер (Миссула с ледовой плотиной высотой 630 м [1, 2], Сарезское с грунтовой плотиной — 600 м [3]) Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро характеризуется наибольшей глубиной. Согласно уточненным нами данным [4], в максимум наполнения до абсолютной отметки уровня 2133 м его глубина составляла 657 м, объем воды — 753 км³, площадь акватории палеоозера — 3054 км². Гидростатическое давление достигало 65 кгс/см² (6,3743 МПа).

Единственной причиной формирования озерного бассейна считается подпруживание р. Чуи долинными ледниками Маашей, Чибитка и ледниками, сходящими с Курайского хребта [5, 6]. А разрушение плотины, согласно постулируемым положениям [7–13], произошло мгновенно и сопровождалось катастрофическим паводком с истечением объема V = 753 км³ воды за 33,8 часов! Суждения теоретически не обоснованы и противоречат установленным научным фактам [4, 14]. Характерная черта ледовых подпруд — фактически подтвержденная трещиноватость их тела, которая определяется динамическими процессами, связанными с изменением ускорения движения льда и перепадом высот ложа долин. В условиях высокого гидростатического давления в трещинах ледовых тел (как, например, в данном случае) формировались бы турбулентные водные струи со скоростью течения:

$$v = \sqrt{2gH} = 70 - 100 \text{ M/c},\tag{1}$$

где *g* — ускорение свободного падения, *H* — слой воды над уровнем трещин во льду.

При таких скоростях ледовая плотина разрушилась бы за счет формирования трещин за несколько часов. Однако факт длительного (до 4000 лет) наполнения Чуйско-Курайской котловины водой



Рис. 1. Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро — цифровая модель рельефа.

1 — ледовая ультравысоконапорная плотина (ледоем) на участке перелива воды из озера [4]; 2 — окончание ледовой подпруды; 3 — вершины и их абсолютные высоты; 4 — предполагаемая граница ледовой плотины на заключительной стадии формирования. характеризует ее как чрезвычайно устойчивую к разрушению ледовую структуру. Кроме того, предполагаемая возможность гидрологической катастрофы [7–13] не согласуется с неопровержимым фактом существования на склонах котловины 200 абразионных уступов [4]. Если принять постулируемые положения, то и абразионно-аккумулятивный комплекс сформировался за 33,8 ч. Очевидно, что синхронное формирование абразионно-аккумулятивной морфоскульптуры и мгновенное разрушение ледовой плотины гидродинамически несовместимы.

Предмет данного исследования относится к категории самоорганизующихся природных объектов, подобных изучавшимся нами речным поймам, абразионно-аккумулятивным системам, аккумулятивным вулканогенным конусам и др. [15–18]. Стержневые направления исследования представляют собой:

 – раскрытие механизма самоорганизации, длительности формирования и разрушения высоконапорной ледово-подпрудной плотины Чуйско-Курайского озера;

 – анализ лестницы абразионно-аккумулятивных террас, как свидетельства континуально-дискретного процесса понижения уровня озерного бассейна и источника информации для оценки расходов воды в период деградации озерного бассейна.

Результаты исследования имеют научное и методологическое значение для выявления строения и динамики природных процессов, распространенных в различных регионах Евразии и Северной Америки [19].

МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ И ЗАДАЧИ

При исследовании процессов формирования и деградации ультравысоконапорной ледовой плотины необходимо определить объективные источники информации, среди которых к важнейшим относятся абразионно-аккумулятивные морфоскульптуры. По результатам анализа разницы высот уровней стояния озера, зафиксированных абразионными террасами, можно получить количественную оценку расходов воды в переливах ее через ледовую плотину и судить о механизмах континуальнодискретного термоэрозионного размыва ледовой плотины.

Для выявления критической временной продолжительности гидротермических режимов и определения принципиальной возможности развития процессов самонамораживания ледовой плотины необходимо получить количественные характеристики климатических условий в перигляциальной зоне формировавшегося озерного бассейна.

В ходе исследования был выполнен комплекс экспедиционных и аналитических исследований.

На основе анализа опубликованных данных [20–22] о климатических условиях современного и древнего горно-долинного оледенения Горного Алтая определены гидротермические условия, предполагавшие запуск процесса самоорганизации и последующей деградации ледово-подпрудного озера (см. таблицу).

Гидротермический режим	Месяцы											
	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII
Ледоход/ледостав	*	*	*	*	*	*	=	=	*	*	*	*
Уровень озера	*	*	*	*	*	Меж	Пик	Пик	Спад	*	*	*
Расход воды в реках	*	*	*	*	Меж	Меж	Пик	Спад	Спад	*	*	*
Абляция, абляционный сток	*	*	*	*	*	Меж	Пик	Спад	*	*	*	*
Переход/ноль	—	_	-	-	-	+	+	+	+	—	_	—
Ледовая плотина, термоэрозия	*	*	*	*	*	*	Рост	Пик	Спад	*	*	*
Ветер 15-19 м/с 56 % от суммы	*	*	*	*	*	≈	≈	≈	≈	≈	*	*
Абразия берегов	*	*	*	*	*	a	а-пик	а-пик	а	*	*	*

Ретроспективные характеристики климатических и гидротермических условий, необходимых для самонамораживания ледовой плотины

П р и м е ч а н и е. (*) – зимние условия; (=) – вскрытие от льда; меж – уровень акватории постоянен; рост – подъем уровня – $Q_{in} > Q_i$; пик – максимальный подъем уровня воды – расход воды в абляционном стоке (Q_{abl}) сравнивается или превышает таковые в ее притоках Q_{in} и изливах $Q_i - Q_{abl} \ge Q_i$; спад – понижение уровня озера, $Q_{abl} = 0$; (-) – отрицательная среднемесячная температура воздуха; (+) – положительная среднемесячная температура воздуха; термоэрозия – процесс формирования каналов стока на ледовой плотине – $Q_{in} - Q_i > 0$; ветер – повторяемость ветров со скоростью 15–19 м/с, % от общего числа событий [25]; \approx – условия, благоприятные для образования ветровых волн; а – условия, благоприятные для формирования абразионно-аккумулятивной морфоскульптуры.

Нами выполнено инструментальное нивелирование террас, включая бары и клифы, а также дешифрирование космических снимков (Google Earth) и крупномасштабные экспедиционные исследования, необходимые для расчета объема V_n воды, заключенного между уровнями акватории озера Y_n и Y_{n-1} .

Составлена цифровая модель рельефа на основе матрицы высот SRTM (шаг сетки 90 м) Чуйско-Курайской котловины в границах палеоозера и прилегающей к ней территории [4] (рис. 1), позволяющая воспроизводить в численных характеристиках морфометрию геосистемы: изменение площади акватории и абсолютных высот стояния ее уровней, объем воды, заключенный между уровнями, и пр.

Рассчитаны затраты волновой энергии на абразионную переработку рыхлых элювиально-делювиальных склоновых отложений, позволяющие установить временную продолжительность формирования одной абразионно-аккумулятивной системы первого порядка, состоящей из клифа и сочленяющейся с ним прибрежной отмели. Ретроспективная оценка производилась на основе сравнения затрат энергии волн $E_{\rm B}$ на размыв заданного объема склоновых отложений с экспериментально установленным коэффициентом размываемости $K_{\rm p}$ [23]. Для определения секундного потока энергии волн использовалась предложенная Г.А. Сафьяновым формула полной энергии [24].

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕГРАДАЦИИ ЛЕДОВО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА

Анализ условий. Механизм формирования ледово-подпрудной плотины Чуйско-Курайского озера рассматривался нами ранее [14]. В данном исследовании приводится краткое изложение опубликованной идеи и новые данные по характеристике процессов дезорганизации.

Формирование ледово-подпрудного озерного бассейна было возможным в условиях синхронного действия нескольких природно-климатических факторов: холодное и короткое лето (следовательно, продолжительный зимний период); питание рек преимущественно за счет абляционного (летнего) стока. По результатам проведенного анализа [20–22, 25, 26] составлена таблица, характеризующая особенности гидротермических условий территории, находящейся в перигляциальной зоне с развитием процессов горно-долинного оледенения (см. таблицу). Интегральная характеристика территории следующая: снеговая граница в этот период спускалась до 1700 м над ур. моря; речной и абляционный водный сток сводился к минимуму, поскольку долины рек были заняты ледниками. В таблице представлена сводка показателей гидротермических и климатических условий, предполагавших формирование и последующую деградацию геосистемы. Лимитирующим фактором в формировании ледовой плотины стала продолжительность летнего периода, определяемая временными границами перехода температуры воздуха через ноль, составлявшая три месяца. Абляционный водный сток (Q_{abl}) продолжался менее трех месяцев. Развитие процессов абразионной переработки склоновых отложений начиналось в конце июня—начале июля и заканчивалось в начале сентября, с формированием первых заберегов.

Результаты анализа приведенной в таблице информации. Проанализировав полученную информацию, можно сделать ряд выводов. Установлено, что приток воды Q_{in} в озерный бассейн в зимний период сводился к минимуму (ввиду того, что отсутствовал сток воды за счет абляции ($Q_{abl} = 0$), составлявший 90–100 % от всего стока [20–22, 25, 26]); следовательно, излив Q_i воды из озера зимой прекращался — $Q_i = 0$.

Важным обстоятельством для динамики палеоозера была асинхронность процессов образования водного стока Q_{in} на входе в озеро и на выходе из него — Q_i . Она была подобна ее современному алгоритму, отличаясь меньшей продолжительностью летнего сезона. Развитию процессов намораживания плотины способствовало похолодание климата (начало голоцена), когда летний период был короче современного.

Сочетание климатических условий (короткий период положительных температур и продолжительная суровая зима) и морфометрических характеристик днища котловины (равнинный рельеф, незначительный перепад высот) обусловливало существование специфического гидротермического режима, предполагавшего запуск процессов спонтанной самоорганизации Чуйско-Курайского ледовоподпрудного феномена. Временной предел самонамораживания плотины по ее размерам (высоте *h*, площади поверхности ледовой плотины *S* и объему *V*) определялся моментом установления баланса расходов воды на выходе $Q_{in}(t) = Q_i(t, S)$, выполнявшего функции заданного состояния [15] в виде пределов развития геосистемы по размерам.

Заданными величинами в процессах саморегуляции (и самоорганизации) являются изменяющиеся в течение времени размеры ледово-подпрудной плотины по ее высоте h, объему V и площади поверхности S. Поскольку на период формирования плотины $Q_{in} > Q_i$, а расход переходившей в лед

воды Q_i в изливах через плотину изменялся от $Q_i = 0$ до $Q_i = Q_{in}$, то наступление динамически равновесного режима развития ГС «плотина» было объективным обстоятельством. Таким образом, Чуйско-Курайское ультравысоконапорное ледово-подпрудное озеро относится к классу спонтанно самоорганизующихся геосистем с завершенным циклом развития.

Скорость изменения размеров плотины представляет собой функцию ее собственных размеров [15, 16], игравших роль обратной отрицательной связи. Следовательно, динамика ледовой плотины по высоте *h* определяется уравнением:

$$\frac{dh(t)}{dt} = Q_{\rm in}(t) - Q_i(S, t), \qquad (2)$$

где $Q_{\rm in}$ — расход воды в жидком состоянии; Q_i — вода с фазовым переходом в лед.

Поскольку размеры плотины определяются объемом V(t) накапливавшегося льда, то ее динамика будет описываться системой уравнений:

$$\begin{cases} \frac{dV(t)}{dt} = Q_{\rm in}(t) - Q_i(S, t) \\ \frac{dQ_i(t)}{dt} = kS(V(t)) \end{cases}, \tag{3}$$

где V — объем льда в плотине, м³/год; Q_{in} — годовой расход воды в речном стоке, м³/год; k — коэффициент, характеризующий скорость термоэрозии и термоденудации, м³/год на м².

Алгоритм формирования озерного водоема и самонамораживания ледовой плотины. Процесс самонамораживания ледово-подпрудной плотины [14] аналогичен формированию горно-долинного ледника с одним отличием: аккумуляция льда в варианте плотина—ледоем происходит не за счет снега, а вследствие притока воды из реки, минуя классическую последовательность оледенения: снег \rightarrow \rightarrow фирн \rightarrow лед. В результате формируется многолетняя наледь (ледоем), выполняющая функции плотины. Саморегулирование осуществляется в соответствии с алгоритмом: расход воды $Q \rightarrow$ ее распластывание тонким слоем $\mu(S) = Q/S$ по площади поверхности плотины $\Delta S(t) \rightarrow$ фазовый переход воды в лед (наледь), увеличение высоты $y = y_0 + \mu(t)$ и площади поверхности $\Delta S(t)$ плотины \rightarrow повышение уровня и объема V воды в озере и далее по замкнутому кругу до перехода в автомодельный режим. Процесс формирования плотины, как и множества других генетических типов самоорганизующихся геосистем (речных пойм, вулканических построек, абразионно-аккумулятивных террас и др.), осуществлялся с насыщением [14, 15, 17, 18] и направлялся к пределу, выражавшемуся в размерах плотины по ее объему, следовательно, по высоте и площади поверхности. В связи с ростом площади поверхности плотины S(t, V), суммарный объем воды $Q_i(t, S)$ за счет термоденудации и термоэрозии увеличивался до уровня $Q_{in} - Q_i(t, S) = 0$, и начинался автомодельный режим саморегуляции [15, 16].

Как и в процессах формирования ледников [18] и речных наледей, высота плотины нарастала «сверху», синхронно с поднятием уровня акватории.

Благоприятные условия для самоорганизации ледово-подпрудного Чуйско-Курайского озера, повидимому, сложились во время похолодания климата в позднем дриасе голоцена (12 680 л. н.). Началом формирования ледоема могла стать первичная гляциальная подпруда, однако развитие было возможным и в ее отсутствие — в результате образования шуги, зажоров, донного льда и других процессов. Основные условия для самоорганизации процесса намораживания плотины — это наличие водного стока (руслового, подруслового, грунтового и др.) и критическая длительность теплого периода (по времени она должна быть достаточной для неполного стаивания наледи, образовавшейся за предшествующий период ее формирования).

Согласно изложенным выше обоснованиям, динамика озерного бассейна определялась абляционным периодом стока Q_{abl} воды, по времени не превышавшим три летних месяца, с началом в июне, максимумом в июле и спадом в августе (90–100 % стока).

Минимальный расход воды р. Чуи в зимнюю межень, по результатам многолетних измерений на ближайшем гидрологическом посту Чаган-Узун [22], составляет 4,88 м³/с. Тогда за один абляционный период (за год), без учета объема воды, задействованного на испарение и инфильтрацию, в котловину поступало бы 154 208 000 м³, и наполнение котловины водой до объема 753 км³ продолжалось бы в течение 4883 лет; с учетом объема воды, накапливавшейся во льду плотины, — 68 км³ (суммарный V = 821 км³), — 5324 года.

ДЕГРАДАЦИЯ ОЗЕРНОГО БАССЕЙНА

В условиях отсутствия фактических данных о площади поперечного сечения каналов водного стока из озера единственным источником информации о расходах Q_i воды в изливах ее через плотину служат закономерности распределения относительных высот (расстояний по вертикали) — y — между абразионно-аккумулятивными террасами, характеризующими уровни стояния (или замедленного понижения) акватории палеоозера:

$$y = Y_n(t) - Y_{n-1}(t),$$
(4)

где $Y_n(t)$ — абсолютная высота уровня озера в предшествующий период времени *t*, а $Y_{n-1}(t)$ — в последующий. Для определения изменения *y* проведено инструментальное нивелирование уступов абразионных террас [4].

Анализ высотных уровней абразионных террас. Важная геоморфоскульптурная характеристика Чуйской и Курайской котловин в границах существовавшего озера — четко выраженная в рельефе лестница в различной степени денудированных абразионных уступов, баров и клифов. По морфологическим характеристикам Чуйско-Курайский комплекс террас подобен так называемым старым тропам буйволов — абразионно-аккумулятивным уступам оз. Миссула, опоясывающим склоны долины р. Кларк-Форк в Северной Америке [1], тоже формировавшимся в период раннего дриаса.

Как видно из анализа деградационной динамики высот *у* абразионно-аккумулятивных уровней ледово-подпрудного озера (рис. 2), оба графика характеризуют закономерные, близкие к периодическим изменения высот уровней стояния акватории y(t) и зависящих от них расходов воды в изливах из озера. Очевидно, что понижение уровня озера от его максимальной высоты 2133 до 1531 м над ур. моря не только было континуально-дискретным, но еще и сопровождалось наложением на него одиннадцати пиковых расходов воды *Q*. Видимо, это было связано с климатическими флуктуациями — периодически повторявшимися повышениями температуры воздуха в летние периоды года.

По нашим данным, полное осушение озера произошло в течение 200 лет, и, следовательно, смена режимов похолодание/потепление местных климатических условий случалась каждые 18–20 лет.

Оценка продолжительности формирования абразионных террас. Для определения расходов воды Q_i из озера при понижении его уровня на y_n необходимы данные о продолжительности формирования одной абразионной террасы. Использовалась цифровая модель рельефа Чуйско-Курайской котловины в границах палеоозера и прилегающей к ней территории, позволяющая воспроизводить в численных характеристиках площади акватории и абсолютные высоты стояния ее уровней, объем воды,



Рис. 2. Деградационная динамика высот у абразионно-аккумулятивных уровней ледово-подпрудного озера.

1 — распределение высот, количественно характеризующих объемы воды *V*, заключенные в слоях мощностью $y = Y_n - Y_{n-1}$; 2 — повторявшиеся с периодом в 18–20 лет увеличения расходов воды Q_i в изливах из озерного бассейна; 3 — изменение расхода воды в переливах через плотину. заключенный между уровнями и пр. Расчетным методом произведена оценка затрат волновой энергии на переработку рыхлых элювиально-делювиальных склоновых отложений и приближенно установлена временная продолжительность формирования одной абразионно-аккумулятивной системы первого порядка, состоящей из клифа и сочленяющейся с ним прибрежной отмели. Ретроспективная оценка осуществлялась на основе сравнительной характеристики затрат энергии волн $E_{\rm B}$ на размыв заданного объема склоновых отложений с экспериментально установленным коэффициентом размываемости $K_{\rm p}$ [23]. При определении секундного потока энергии волн использовалась формула полной энергии [24]:

$$E_{\rm B} = (1/16)\rho g \cdot h^2 \lambda / \tau, \tag{5}$$

где ρ — плотность воды; g — ускорение свободного падения; h — высота волны; λ — длина волны; τ — период волны.

Для оценки $E_{\rm B}$ приняты следующие количественные характеристики ветрового волнения: h = 0,3 м; $\lambda = 5$ м; $\tau = 1,9$ с; $\nu = \lambda/\tau$, определяемая зависимостью $\nu = 1,28\sqrt{\lambda}$. Коэффициент устойчивости пород к размыву принят равным $K_{\rm p} = 0,0003$ м³/тм [23].

Установлено, что в приближенных к современным климатических условиях в течение трех месяцев волновой абразионной деятельности на одном метре длины береговой линии образовался бы уступ (клиф) высотой 1 м, а объем размытого материала составил бы $35,7 \text{ м}^3$ [4]. Реальный объем абразированного материала, по результатам исследования абразионно-аккумулятивного бара с высотой уступа 2,06 м и длиной прибрежной отмели 55,6 м, на 1 п. м. береговой линии составил 57 м³. Расчеты дают основание полагать, что одна абразионная терраса формировалась в течение трех месяцев в летний период времени. Таким образом, расход воды Q в слое, заключенном между двумя уровнями террас, осуществлялся за один сезон.

Расход воды в ее изливах из озера. Объем воды V, изливавшейся из озера, определяется по формуле

$$V_n = y_n \cdot S(Y_n), \tag{6}$$

где y_n — толщина слоя воды, заключенного между абсолютными высотами Y_n и Y_{n-1} , зафиксированными абразионно-аккумулятивными формами рельефа (уступами, барами, клифами); S — осредненная площадь озерной акватории между уровнями абсолютных высот Y_n и Y_{n-1} .

Средний годовой расход воды Q_n , при понижении уровня озера с отметки его высоты Y_n до высоты Y_{n-1} над уровнем океана, определяется по формуле:

$$Q_n = (y_n \cdot S)t, \tag{7}$$

где t — время, равное году.

Процессы термоэрозионного размыва плотины. На основе изложенных положений и данных, приведенных в таблице, составлен алгоритм временной последовательности событий, в котором T(9-5) период времени и его продолжительность в месяцах (в данном случае с сентября текущего года по май последующего); стрелка (\rightarrow) показывает причинную связь сезонных изменений гидротермических условий с их последствиями.

Начальное состояние T(10-5) - 3има, $Q_{abl} - Q_{in} - Q_i = 0 \rightarrow 3имняя межень, ледостав на всех водоемах, уровень акватории постоянен; <math>T(6)$ – весна, $Q_{abl} - Q_{in} - Q_i = \ge 0 \rightarrow$ весенне-зимняя межень, вскрытие ледового покрова озерной акватории, ледовая переработка берегов; T(7-8) -лето, $Q_{abl} \ge Q_{in} \ge Q_i \rightarrow$ перелив воды через плотину, термоденудация и формирование термоэрозионных каналов стока на поверхности ледовой плотины, понижение уровня озера и абразионная переработка берегов; T(9-10) – осенне-зимняя межень, $Q_{abl} - Q_{in} - Q_i = 0 \rightarrow$ абразионная деятельность в условиях баланса расходов воды и постоянство уровня акватории – на начальном этапе (сентябрь), а на заключительном (сентябрь) – ледостав.

Таким образом, как и в настоящее время, спад паводка по времени в период деградации озера был короче подъема, но заканчивался раньше — в конце августа—начале сентября.

Ввиду временной несогласованности сезонных климатических изменений акватория озерного бассейна освобождалась от ледового покрова в период, когда приток воды в бассейн был практически нулевым, что благоприятствовало развитию волновой абразии и формированию абразионных уступов на склонах котловин. Но когда абляционный сток и паводковые расходы воды в озеро (Q_{in}) достигали пиковых значений, обусловливая перелив воды через гребень ледовой плотины, на ее поверхности формировались каналы стока, возрастал расход (Q_i) воды из озера, и уровень водной поверхности понижался. По существу, это классический пример (наблюдавшийся и нами) алгоритма динамики наледей, один из моментов которой запечатлен на фотографии известного российского путешествен-



Рис. 3. Процесс деградации крупнейшей в мире Большой Момской наледи (северо-восточная Якутия) [27] — аналог классического начала процесса термоэрозии и термоденудации ледовой плотины.

ника С. Карпухина [27] (рис. 3). Подобным же образом развивались процессы термоденудации и термоэрозионного размыва Чуйско-Курайской ультравысоконапорной ледово-подпрудной плотины.

Формирование абразионных террас. Проведенный анализ дает основание полагать, что процесс формирования абразионных террас

был циклическим. Цикл начинался с осенне-зимней межени, когда в горно-гляциальной зоне наступала зима, а в перигляциальной зоне озерных котловин в условиях $Q_{abl} - Q_{in} - Q_i = 0$ и открытой воды на новом, более низком уровне озера Y_{n-1} закладывалась очередная, соответствующая ему, абразионно-аккумулятивная ступень. Процесс прерывался ледоставом и зимой, но возобновлялся на этом же уровне в июне-июле следующего года. Затем он повторялся в вышеизложенной последовательности событий, когда предшествующий цикл динамики геосистемы заканчивался в июне следующего года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из графиков изменения расходов воды Q (см. рис. 2), без учета воды, получаемой за счет абляции ледников в бассейне р. Чуи и за счет таяния плотины (68 км³), следует, что спуск озерного водоема характеризовался паводочным режимом. В начальный период спуска, когда площадь акватории S была максимальной (3000–3050 км²), а понижение уровня составляло 1–2 м/год, расход воды был 370–730 м³/с. Периодически повторявшиеся пиковые паводковые расходы, особенно хорошо выраженные на уровнях с абсолютной высотой 2100–1700 м, достигали 800–2120 м³/с, что, видимо, обусловливалось климатическими флуктуациями. В целом спуск озера происходил неравномерно и с постепенным затуханием.

Паводковые расходы воды, формировавшиеся за счет абляционного стока со всей площади р. Чуи (11 900 км²), превышали современные расходы в реке, составляющие в ее устье 43 м³/с [26]), в 20– 50 раз. А с учетом усиливавшейся абляции ледников расход воды в нижнем бьефе Чуи в период деградации ледовой плотины значительно превышал расход главной реки — Катуни. Именно вследствие данных обстоятельств геоморфологический характер долины р. Катуни так разительно отличается после ее слияния с р. Чуей [28].

В долине р. Чуи на всем ее протяжении в пределах Курайской котловины наблюдается террасовый эрозионно-аккумулятивный комплекс, как наглядный пример практического подтверждения теории континуально-дискретного террасообразования. Террасовый комплекс без перерывов продолжается и в долине р. Катуни после сочленения ее с долиной р. Чуи, как бы подчеркивая, что управляющим фактором в формировании долины Катуни на этом ее участке (на тот период времени) являлась Чуя с ее прекрасными транспортирующими возможностями, превосходящими имеющиеся у сочленяющихся с ней рек.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (20-35-90051\20) и в соответствии с научно-исследовательским проектом Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (121031300226-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Pardee J.T. The glacial Lake Missoula, Montana // Journ. Geol. 1910. Vol. 18. P. 376-386.
- Smith L.N., Sohbati R., Buylaert J.P., Lian O.B., Murray A., Jain M. Timing of lake-level changes for a deep lastglacial Lake Missoula: optical dating of the Garden Gulch area, Montana, USA // Quaternary Science Reviews. – 2018. – Vol. 183. – P. 23–35.

- Schuster R., Alford D. Usoi landslide dam and Lake Sarez, Pamir Mountains, Tajikistan // Environmental and Engineering Geoscience. – 2004. – Vol. 10 (2). – P. 151–168.
- 4. Поздняков А.В., Пупышев Ю.С. Континуально-дискретный режим деградации Чуйско-Курайского ледовоподпрудного озера // Геосферные исследования. — 2020. — № 1. — С. 56–65. DOI: 10.17223/25421379/14/4
- 5. Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2003. 22 с.
- 6. Окишев П.А., Бородавко П.С. Реконструкции «флювиальных катастроф» в горах Южной Сибири и их параметры // Вестн. Томск. ун-та. — 2001. — № 274. — С. 3–13.
- 7. Инишев Н.Г., Рудой А.Н., Земцов В.А., Вершинин Д.А. Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461, № 2. С. 220–222.
- Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A. Revisiting the dynamics of cat-astrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // Earth Science Reviews. — 2019. — Vol. 197. — P. 102892. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102892
- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // Earth-Science Reviews. – 2020. – Vol. 205. – P. 103183.
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. Altai megafloods The temporal context // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 200. P. 102995.
- 11. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1993. 253 с.
- 12. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во Томск. пед. ун-та, 2005. 224 с.
- Herget Jü. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. Special Paper 386. — Boulder, Colorado, USA: The Geological society of America, 2005. — 118 p.
- Pozdnyakov A.V. Self-freezing of the ice dam: the self-regulation algorithm // Geography and Natural Resources. 2019. – Vol. 40, N 2. – P. 180–186.
- 15. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 207 с.
- 16. Поздняков А.В., Лялин Ю.В. Формирование поверхности равновесия и фрактальные соотношения в эрозионном расчленении // Самоорганизация геоморфосистем. — Томск: ТНЦ «Спектр», 1996. — С. 36–48.
- Pozdnyakov A.V. Self-regulation of the floodplain geosystem dynamics with saturation // Journ. of Wetlands Biodiversity. — 2013. — Vol. 3. — P. 77–89.
- 18. Поздняков А.В. Ледниковые геосистемы: принципы самоорганизации // География и природ. ресурсы. 2013. № 2. С. 23–29.
- Baker V.R. Global Megaflood Paleohydrology // Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment. Heidelberg: Springer, 2020. – P. 3–28.
- 20. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 172 с.
- 21. Галахов В.П., Самойлова С.Ю. Древнее оледенение «сухих долин» Чуйской котловины (Юго-Восточный Алтай) // Изв. РГО. 2008. Вып. 3. С. 35–39.
- 22. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь / Под ред. В.А. Семёнова. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 314 с.
- 23. Качугин Е.Г. Геологическое изучение динамики берегов водохранилищ. М.: Наука, 1975. 145 с.
- 24. Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 263 с.
- 25. Бакулин А.А., Кочеева Н.А., Анисимова В.В., Журавлева О.В. Анализ экстремального проявления ветра в Республике Алтай // Евразийский Союз ученых. 2016. № 4 (25). С. 136–138. DOI: 10.31618/ESU.2413-9395
- 26. Вода России: Научно-популярная энциклопедия. [Электронный ресурс]. http://water-rf.ru (дата обращения: 20.02.2022).
- 27. Карпухин С. Улахан-Тарын, или Большая Момская наледь [Электронный ресурс]. https://karpukhins. livejournal.com/185346.html (дата обращения 28.02.2022).
- 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: Publishing House of Altai State University, 2015. — P. 55–60.

Поступила в редакцию 21.03.2022 После доработки 29.04.2022 Принята к публикации 05.07.2022