

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 511.311.21.(234.9)

**ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВО-ОЗЕРНОГО КОМПЛЕКСА БАШКАРА
И ОЦЕНКА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ В ДОЛИНЕ РЕКИ АДЫЛ-СУ (КАВКАЗ)**

**С.С. Черноморец, Д.А. Петраков, И.В. Крыленко, И.Н. Крыленко, О.В. Тутубалина,
А.А. Алейников, А.М. Тарбеева**

*Университетский центр инженерной геодинамики и мониторинга (УЦИГМ),
125252, Москва, ул. Куусинена, 25, Россия, devdorak@gmail.com
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119992, Москва, Ленинские горы, Россия*

Приведены результаты исследования в 1999–2005 гг. группы ледниковых озер, активно развивающихся у края ледника Башкара на Центральном Кавказе. Оценена динамика глубин, уровней, объемов озер. Выполнен анализ возможного сценария прорыва и образования катастрофического селя по долине реки Адыл-Су.

Ледниковое озеро, селя, прорывной паводок, Башкара, Кавказ

**CHANGES OF THE BASHKARA GLACIER-LAKE SYSTEM AND ASSESSMENT
OF DEBRIS FLOW HAZARD IN THE ADYL-SU RIVER VALLEY (CAUCASUS)**

**S.S. Chernomorets, D.A. Petrakov, I.V. Krylenko, I.N. Krylenko, O.V. Tutubalina,
A.A. Aleynikov, A.M. Tarbeeva**

*University Centre for Engineering Geodynamics and Monitoring (UCEGM),
125252, Moscow, Kuusinen str., 25, Russia, devdorak@gmail.com
Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119992, Moscow, Leninskie Gory, Russia*

The article summarises results of detailed studies of 1999–2005 for a group of glacial lakes actively developing by the edge of the Bashkara Glacier in Central Caucasus, Russia. We present the analysis of changes in lake depths, levels and volumes. Possible glacial lake outburst flood/debris flow scenarios are described and assessed.

Glacial lake, debris flow, glacial lake outburst flood, Bashkara, Caucasus

ВВЕДЕНИЕ

Деградация ледников, происходящая в настоящее время в большинстве горных районов мира, приводит к появлению большого количества новых озер. Прорывы ледниковых озер – одно из наиболее разрушительных стихийных бедствий в высокогорье. Их следствием являются селевые потоки и прорывные паводки, распространяющиеся на десятки километров вниз по долинам, уничтожающие инфраструктуру и уносящие человеческие жизни.

Размеры озер и объем воды в озерах постоянно изменяются, поэтому использование исторических данных для оценки опасных зон при их прорыве может привести к трагическим ошибкам.

Предметом нашего исследования стала группа озер у края ледника Башкара в Приэльбрусье

(Северный Кавказ). Прорывы оз. Башкара, расположенного в петле морены одноименного ледника, отмечались здесь в конце 50-х гг. прошлого века. В конце 1980-х гг. у отступающего фронта ледника произошло образование новых озер. Ныне размеры новых озер сопоставимы с большим озером. Это привело к росту селевой опасности ниже по долине.

После статьи в туристской газете “Вольный Ветер” [Черноморец, 2003] началось активное обсуждение потенциальной опасности Башкаринских озер в средствах массовой информации и научной печати. Об остроте проблемы свидетельствует дискуссия, проведенная по просьбе МЧС Кабардино-Балкарской Республики на 2-й Всероссийской конференции по селям (Нальчик, октябрь

2005 г.). Дискуссия показала, что оценки степени опасности Башкаринских озер специалистами существенно различаются.

Между тем для анализа необходимо использовать реальные, фактические данные. Цель настоящей работы – изучение динамики ледниковых озер в последние годы, оценка изменения их объемов и площадей, выявление зависимости уровня озер от внешних факторов, а также оценка потенциальной опасности и возможных расходов в случае прорыва.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СЕЛЕОПАСНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР В МИРЕ

Исследования ледниковых озер проводятся в различных горных районах мира. Одним из основных направлений работы является выделение опасных объектов и создание их каталога. Формирование озер и последствия их прорывов изучались в Гималаях [Vuichard, Zimmermann, 1987; Richardson, Reynolds, 2000; Mool et al., 2001], Кордильерах [Walder, Driedger, 1995; Clague, Evans, 2000], Альпах [Huggel et al., 2002], Андах [Lliboutry et al., 1977; Reynolds, 1998]. Для обозначения прорывных потоков в англоязычной литературе часто используется аббревиатура GLOF (glacial lake outburst flood).

Ущерб и жертвы при внезапном опорожнении озера бывают весьма велики. Так, прорыв оз. Палькаоча (Кордильера Бланка, Перу, 1941 г.) привел к уничтожению новых районов города Уарас и гибели 5000 человек. Прорыв оз. Диг Тшо в Непале в 1985 г. уничтожил электростанцию и привел к убыткам в 500 млн долларов [Richardson, Reynolds, 2000]. Ущерб от разрушения электростанции Мачу-Пикчу в Перу в 1998 г. составил 160 млн долларов [Reynolds, 2003]. В Альпах с середины XVI в. зафиксировано 338 прорывов ледниковых озер, повлекших за собой 421 жертву.

На территории бывшего СССР наиболее детальное изучение прорывов ледниковых озер проводилось в Центральной Азии. Так, на Памире изучались прорывы Абдукагорского озера [Долгушин, Осипова, 1982]. Исследования прорывов озер проводились в горах Заилийского Алатау [Виноградов, 1976, 1977; Голубович, 1976а, б; Попов, 1984; Хегай и др., 1984; Тихомиров, Шевырталов, 1985]. В последние годы обсуждается опасность для Алматы, исходящая от озера у ледника Маншук Маметовой в верховьях р. Мал. Алматинка [Степанов и др., 2001].

Широко известны ежегодные опорожнения оз. Мерцбахера между ледниками Северный и Южный Иныльчек (Энилчек) на Тянь-Шане [Айрапетьяни, Баков, 1971]. Перед прорывом в оз. Мерцбахера накапливается от 120 до 237 млн м³ воды [Диких, Кузьмиченок, 2003].

Тем не менее даже в хорошо изученных регионах, таких как Альпы, нет озер, где проводился бы полный комплекс наблюдений. Площадь озер оценивается преимущественно по дистанционным данным, объем рассчитывается как функция площади. В работе [Huggel et al., 2002] приводится соотношение $V = 0,104A^{1,42}$, а в работе [Evans, 1986] $V = 0,035A^{1,5}$, где V – объем озер; A – их площадь. Ошибка в расчете объема озер таким методом может достигать 80 % [Huggel et al., 2004], так как соотношения установлены на малом объеме фактического материала (15 озер).

Способы определения максимальных расходов воды при прорыве разрабатывались Ю.Б. Виноградовым [1976, 1980], В.А. Керемкуловым, И.Г. Цукерманом [1985] и другими специалистами. Предложена эмпирическая зависимость максимального расхода от объема ледниковых озер при их прорыве $Q_{\max} = 0,00077V^{1,017}$, но она также базируется на скудных данных. В отдельных случаях, особенно при прорыве моренных дамб, расход может быть намного больше. Так, при прорыве озера в бассейне Большой Алматинки он был равен $Q_{\max} = 0,0048V^{0,896}$ [Popov, 1991]. В. Хеберли [Haeberli, 1983] использует другое эмпирическое соотношение $Q_{\max} = 2V/t$, где t – временная константа, равная 1000 с.

Разработаны соотношения между объемом озера и расходом селя, но разброс фактических значений велик. Недостаточно изучен триггерный механизм прорыва: одни озера прорываются на высоком уровне стояния воды, другие – на низком. Существующие модели дают удовлетворительные результаты только в отдельных случаях.

Для разработки методов расчета необходима информация о состоянии и динамике озер. Целесообразно проводить геодезическую и батиметрическую съемку озер, измерять баланс массы и абляция ледника, выполнять геофизические исследования моренных дамб для выявления погребенного льда, оценивать вероятность прорыва дамбы в случае обвалов льда с ледника в озеро. Однако пока ощущается острая нехватка натурных данных.

СЕЛЕОПАСНЫЕ ОЗЕРА НА ЦЕНТРАЛЬНОМ КАВКАЗЕ

Проблеме прорывных гляциальных селей на Центральном Кавказе до последнего времени не уделялось достаточно внимания, что связано с малым количеством ледниковых озер в районе. Тем не менее, кроме прорывов оз. Башкара, в XX в. подобные события отмечались в 1909 г. у ледника Бирджалычиран на северо-восточном склоне Эльбруса [Герасимов, 1909, 1911]. С прорывами озер связывались причины селей по рекам Тютю-Су в 1934 г. [Коновалов, 1935] и Герхожан-Су в 1960 г.

[Запорожченко, 2002]. Озеро Азау опорожнялось в 1978 г. с образованием селя, выходявшего на поверхность ледника Бол. Азау [Сейнова, Золотарев, 2001]. По результатам дешифрирования аэрофотоснимков отмечались следы прорыва озер в верховьях рек Тютю-Су, Сакашили-Су, Измялцы-Су, Гуркумта и на водоразделе рек Кестанты и Сарын-Су [Докукин, 1993].

Однако в последнее время на Кавказе появилось множество новых ледниковых озер. Топографические карты, составленные в 1950-х гг., не отражают современное состояние приледниковой зоны. Часть озер, отмеченных на картах, в настоящее время спущена, другие изменили очертания, а большое количество новых озерных объектов на картах отсутствует. Поэтому в настоящее время трудно оценить их точное количество. По нашей экспертной оценке, на Центральном Кавказе имеется несколько десятков ледниковых озер. Их современное состояние и динамика слабо изучены, а опасность либо неизвестна, либо оценивается порой без детального анализа.

Представляется, что динамика ледниково-озерного комплекса Башкара в долине Адыл-Су типична для современной стадии деградации оледенения на Центральном Кавказе. На его примере можно оценить общую динамику озер приледниковой зоны и сделать выводы о степени опасности для нижележащих горных долин.

РАЙОН ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Река Адыл-Су является правым притоком Баксана, впадающим в 15 км от его истока. Общие

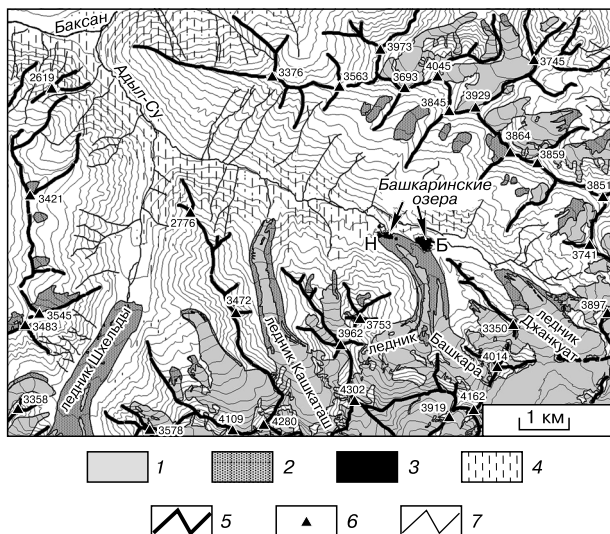


Рис. 1. Схема района исследований:

1 – ледники, 2 – ледники, покрытые моренным чехлом, 3 – озера, 4 – леса, 5 – хребты, 6 – вершины, 7 – водотоки; Б – оз. Башкара (верхнее), Н – нижние озера. Горизонталы проведены через 100 м.

направление течения р. Адыл-Су – с юго-востока на северо-запад. Площадь бассейна составляет 98,7 км², длина реки 12,8 км, средний уклон русла 0,1. Долина Адыл-Су расположена в срединной зоне свода мегантиклинория Большого Кавказа и приурочена к Штулу-Харесской депрессии, разделяющей Главный и Боковой хребты Большого Кавказа. Здесь преобладают интрузивные породы (граниты, гранодиориты). Породы древнего кристаллического фундамента сохранились по западному и северо-западному водоразделам бассейна и в верховьях по левому борту ледника Башкара. Указанные породы представлены сланцами, кварцитами, амфиболитами и гнейсами протерозоя и нижнего палеозоя. На правом борту долины встречаются линзы юрских отложений – аргиллиты, песчаники и алевролиты [Сейнова, Золотарев, 2001].

Схема района показана на рис. 1. Продольный профиль долины Адыл-Су ступенчатый, уклоны русла изменяются от 0,03 до 0,20. В позднем плейстоцене долина Адыл-Су была переуглублена древним ледником, а затем заполнена моренными, флювиогляциальными и озерными отложениями мощностью в сотни метров [Ледник..., 1978; Сейнова, Золотарев, 2001]. На стадии отступления ледники откладывали в днище долины мощные толщи рыхлого материала, образующего переломы продольного профиля. Они, как правило, приурочены к устьям основных притоков – ледников Башкара, Кашкаташ, Шхельды. Современные отложения представлены молодыми моренами, обвально-осыпными, аллювиальными, флювиогляциальными и селевыми образованиями.

Благоприятное сочетание орографического и циркуляционно-климатического факторов определили развитие в долине Адыл-Су мощного оледенения, занимающего 20 % общей площади бассейна. Еще в голоцене самый большой ледник долины Шхельда выходил в долину Баксана. Около 94 % общей площади оледенения долины (21,9 км²) расположены на ее левом борту, образованном северным склоном Главного Кавказского хребта. На правом борту, образованном Боковым хребтом и имеющем юго-западную экспозицию, оледенение менее развито. Пять ледников правого борта расположены в пригребневой части хребта, их общая площадь не превышает 1,2 км². Современное оледенение долины Адыл-Су, как и всего Кавказа, в течение последних 150 лет находится на стадии деградации.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Ледник Башкара длиной 4 км и площадью 3 км², расположенный в верхней части бассейна Адыл-Су, является одним из типичных долинных ледников северного склона Главного Кавказского хребта. Ледник расположен в цирке, окруженном

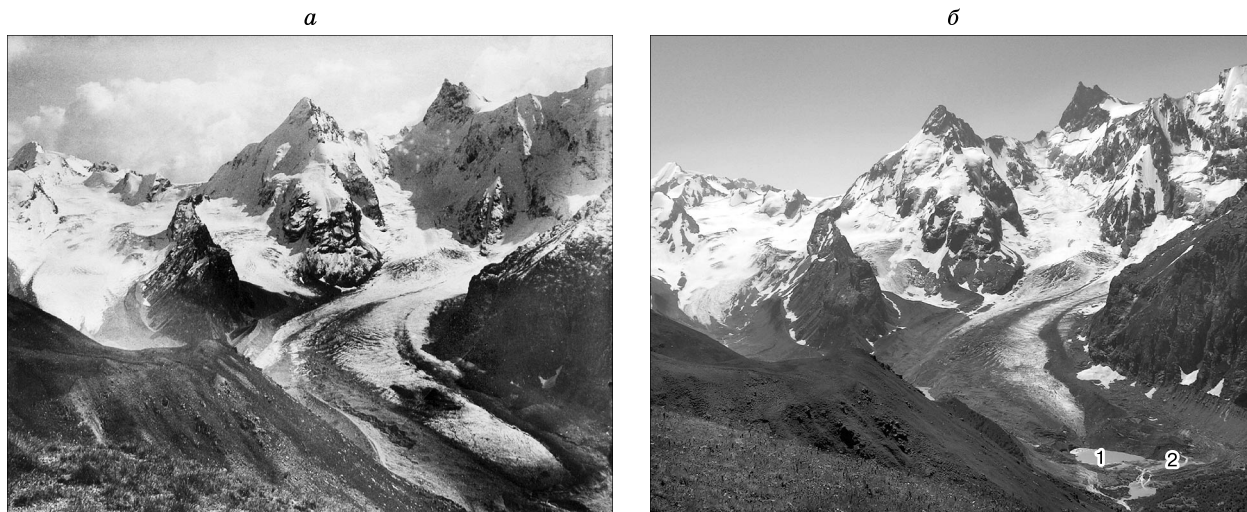


Рис. 2. Деградация ледника Башкара и образование озер в верховьях р. Адыл-Су:

а – лето 1933 г., фото В.К. Альтберга; *б* – август 2005 г., фото А.М. Тарбеевой. Нижние озера: 1 – оз. Лапа, 2 – оз. Мизинчик.

острыми альпийскими вершинами, основными из которых являются Башкара (4162 м) и Уллукара (4302 м). Ледник образуется от слияния двух ветвей: правой – Башкаринской и левой – Уллукаринской, на языке их разделяет мощная срединная морена. В начале XX в. ледник имел еще одну Джантуганскую (правую) ветвь, которая в результате сокращения стала самостоятельным ледником. При выходе в долину Адыл-Су язык ледника Башкара раздваивался. Его более мощная Уллукаринская ветвь направлялась вниз по долине, а Башкаринская ветвь оттеснялась к правому борту долины, образуя моренную петлю. На стадии деградации оледенения в петле образовалась область мертвого льда, а затем возникло озеро Башкара.

Появление озера относится, вероятно, к концу 1930-х – началу 1940-х гг. В материалах Кавказской ледниковой экспедиции Государственного гидрологического института, работавшей на леднике Башкара в 1932–1933 гг., озеро отсутствует, что отражено на схеме Е.И. Орешниковой [1936] и на фотографиях В.К. Альтберга (рис. 2,а). На схеме участника экспедиции Харьковского университета 1957–1958 гг. Г.П. Дубинского [Дубинский, Снегур, 1961] озеро уже обозначено. Согласно схеме, оно располагалось в северной части современной котловины и занимало менее половины площади современного оз. Башкара. Северная половина озера располагалась на отложенной морене, а южная часть и, вероятно, дно озера, находились на льду. Уровень озера был гипсометрически выше современного. Второе озеро существовало под языком левой ветви ледника Башкара, давая исток реке.

В августе 1958 и 1959 гг., а также в октябре 1960 г. были зафиксированы прорывы оз. Башкара [Сейнова, 1997]. В качестве причин, обусловивших образование селя, П.В. Ковалев [1961а] указывает на растворение и размыв ледяной подпруды и прорыв гота в теле ледника ниже уровня воды в озере. После селя уровень воды в озере упал примерно на 2 м. В ходе прорыва было спущено нижнее озеро, находившееся на пути прорыва у края основной ветви ледника. По расчетам И.Б. Сейновой, объем первоначального водного импульса оценивается в 60 тыс. м³, а объем селевых отложений за 1958–1959 гг. – в 2 млн м³.

В конце 80-х гг. прошлого века в связи с продолжающейся деградацией ледника на месте спущенного нижнего озера у левой ветви ледника вновь появились нижние озера [Ефремов, Ильичев, 1998; Сейнова, Золотарев, 2001].

Селеопасные озера в верховьях р. Адыл-Су изучаются нами на протяжении ряда лет. Результаты исследований отражены в ряде публикаций [Алейников и др., 2003; Черноморец и др., 2003; Tutubalina et al., 2003; Черноморец, 2005]. В ходе исследования их динамики был зафиксирован рост площади и объема озер в период с 1991 по 2001 г. [Черноморец и др., 2003], происходивший одновременно с уменьшением ширины ледяной перемычки, разделяющей верхнее и нижние озера.

В последнее время исследования озер выполнялись также представителями Кубанского государственного университета [Ефремов и др., 2005; Зимницкий, 2005], Высокогорного геофизического института [Багов и др., 2004], Межведомственной экспедиции под эгидой Всероссийского центра “Антистихия” МЧС России.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках комплекса работ по изучению озер у ледника Башкара с 2001 г. ежегодно проводилось повторное картографирование береговой линии озер и батиметрические съемки, а также в летний период велись наблюдения за уровнями воды в озерах. Наблюдения за уровнями воды были начаты на оз. Башкара в 1999 г., на оз. Лапа и Мизинчик в 2000 г. и проводятся на временных уровнях постах, которые представляют собой маркированные валуны у берегов озер.

Методика проведения съемки береговой линии и промеров глубин менялась в зависимости от наличия соответствующего оборудования. В 2001 г. съемка береговой линии была проведена теодолитом Theo 010 B, промеры глубин выполнялись с надувной лодки веревочным лотом, в связи с чем количество промерных точек было небольшим. С 2002 г. очертания береговой линии озер определялись как посредством тахеометрической съемки теодолитом Theo 010 B, так и при обходе озер по периметру с GPS-приемником Garmin eTrex Summit. В 2002–2005 гг. промеры глубин выполнялись с гребной резиновой лодки “Язь” по поперечникам через 15–30 м промерным комплексом Garmin GPSmap 188 Sounder, в котором совмещены спутниковый навигатор и двухлучевой эхолот с частотой сигнала 50 и 200 кГц, работающий на глубинах от 0,5 до 100 м. Дополнительным методом определения планового положения промерных точек и береговой линии являлось определение координат при помощи спутникового навигатора (GPS-приемника) в недифференциальном режиме способом оперативных отметок. Точность определения координат (около 5 м) позволяет в отдельных случаях использовать спутниковую навигацию вместо традиционных методов привязки и съемки, что существенно ускоряет проведение полевых работ.

Съемка и промеры проводились в системе координат UTM (универсальная поперечная проекция Меркатора) на эллипсоиде WGS84. Дальнейшее построение карт, расчеты объемов воды в озерах и деформаций дна были выполнены в программах Surfer 8.0 и ArcView 3.2. Методы расчета основных характеристик потенциального прорыва озер описаны ниже.

УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР

Сезонная амплитуда колебаний уровней оз. Башкара составляет 1,5–2,0 м (рис. 3). Наиболее высокие уровни наблюдаются в начале лета. К концу июня уровни понижаются и в течение лета квазистабильны, более выраженный спад начинается после 20 августа–1 сентября, а в конце сезона наблюдений (сентябрь–октябрь) уровни минимальные. Озеро Башкара на настоящий мо-

мент не имеет выраженного канала стока. Вода из озера частично фильтруется, частично идет по подледным каналам стока в сильно заморенной, малоподвижной части языка ледника Башкара. В связи с этим ход уровней озера в годовом разрезе определяется не только метеорологическими факторами (повышением температур воздуха, снеготаянием и абляцией), но и водообменом в системе “ледник–озеро” – накоплением воды в теле ледника и заполнением внутриледниковых полостей в начале периода абляции и водоотдачей из тела ледника в последующий период. На колебания уровня воды в течение летнего периода оказывают влияние летние осадки (в период интенсивных ливней наблюдались повышения уровней на 20 см) и особенности локального взаимодействия гидросистемы “ледник–озеро”. Суточный ход уровня оз. Башкара в летний период составляет 7–8 см, максимум наблюдается в вечерние часы.

За рассматриваемый период (1999–2005 гг.) наблюдалась тенденция к росту уровня воды в оз. Башкара как летом, так и осенью. В 1999–2002 гг. уровни на соответствующие даты в летний период различались незначительно. В прохладное дождливое лето 2003 г. уровни воды в озере были на 0,4–0,5 м выше наблюдавшихся ранее. В последующие годы имело место дальнейшее их повышение в летний период. В результате уровни воды в 2005 г. в среднем на 1 м превышали уровни за аналогичные даты в 1999–2000 гг. Осенние уровни воды также повысились в 2003 г., при этом характер их хода на спаде не изменился. В 2004–2005 гг. дальнейшего повышения осенних уровней воды в отличие от летних не наблюдалось.

Вероятно, в 2003 г. произошла перестройка системы оттока воды из оз. Башкара. Дальнейшее повышение уровней воды в летний период может быть связано как с увеличением притока воды в озеро, так и с повышением уровня стояния внутриледниковых вод.

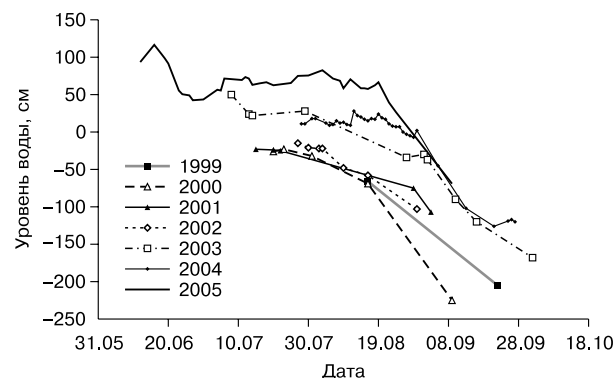


Рис. 3. Динамика уровней оз. Башкара в летне-осенний период за 1999–2005 гг. (отметки уровня воды относительно нуля уровня поста).

Амплитуда колебаний уровней нижних озер значительно меньше, чем у оз. Башкара, что связано с хорошо разработанным каналом стока из них. Колебания уровня оз. Лапа в течение летнего периода составляют 10–15 см, величина сезонного осеннего спада не превышает 30 см. Амплитуда колебаний уровней оз. Лапа в течение суток в летний период в дни с антициклональным типом погоды и высокими температурами воздуха достигает 10–15 см. Анализ наблюдений за уровнями озер с 1999 по 2005 г. показывает, что уровень оз. Лапа в многолетнем плане достаточно стабилен.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЗЕР И ИХ ДИНАМИКА

По результатам повторных промеров глубин озер ежегодно составлялись батиметрические карты и определялись следующие морфометрические характеристики озер: площадь зеркала, объем воды, максимальная глубина, средняя глубина (табл. 1, 2). Для оз. Башкара ввиду большой амплитуды колебаний его уровней помимо объема воды при фактическом уровне рассчитывался также объем озера при постоянном уровне воды, равном нулю временного уровня поста. Это необходимо для сопоставления объемов воды в озере за разные годы. Составлялись также кривые объемов $V = f(H)$ и площадей $F = f(H)$ для каждого озера, характеризующие объемы и площади озера при различных уровнях воды.

Анализ полученных результатов показывает, что ложе оз. Башкара в последние годы достаточно стабильно. Максимальные глубины озера составляют 34 м. Участок наибольших глубин имеет слабовытянутую форму и смещен к ледовому юго-западному берегу озера (рис. 4), здесь же находит-

Таблица 1. Морфометрические характеристики озера Башкара в 2001–2005 гг.

Год	Дата	Уровень, см	Глубина, м		Площадь, тыс. м ²	Объем, тыс. м ³	Объем приведенный, тыс. м ³
			сред.	макс.			
2001*	20.07	–24	12,5	30,7	63,9	≈800	≈800
2002	16.08	–58	12,1	33,5	60,9	736	771
2003	13.07	24	11,9	34,4	69,3	803	787
2004	26.09	–117	11,2	32,8	60,5	675	751
2005	24.08	23	11,6	34,5	66,8	777	761

* Оценка объема оз. Башкара в 2001 г. проведена приблизительно ввиду недостаточности числа точек измерений.

Таблица 2. Морфометрические характеристики озер Лапа и Мизинчик в 2001–2005 гг.

Год	Дата	Уровень, см	Глубина, м		Площадь, тыс. м ²	Объем, тыс. м ³
			сред.	макс.		
Оз. Лапа						
2001	23.07	—	3,2	7,7	9,5	30,0
2002	17.08	−190	4,3	14,0	12,6	53,7
2003	15.07	−157	5,5	14,6	15,3	84,7
2004	27.09	−175	6,3	14,8	16,5	104,25
2005	23.08	−158	5,7	14,8	22,31	127,5
Оз. Мизинчик*						
2001	31.07	—	5,2	9,0	6,0	31,0
2002	17.08	−190	3,1	6,9	3,8	11,9
2003	15.07	−157	2,1	6,5	5,0	10,7
2004	27.09	−175	1,9	6,5	4,2	7,95

* Промеры оз. Мизинчик в 2005 г. не проводились из-за его обмеления.

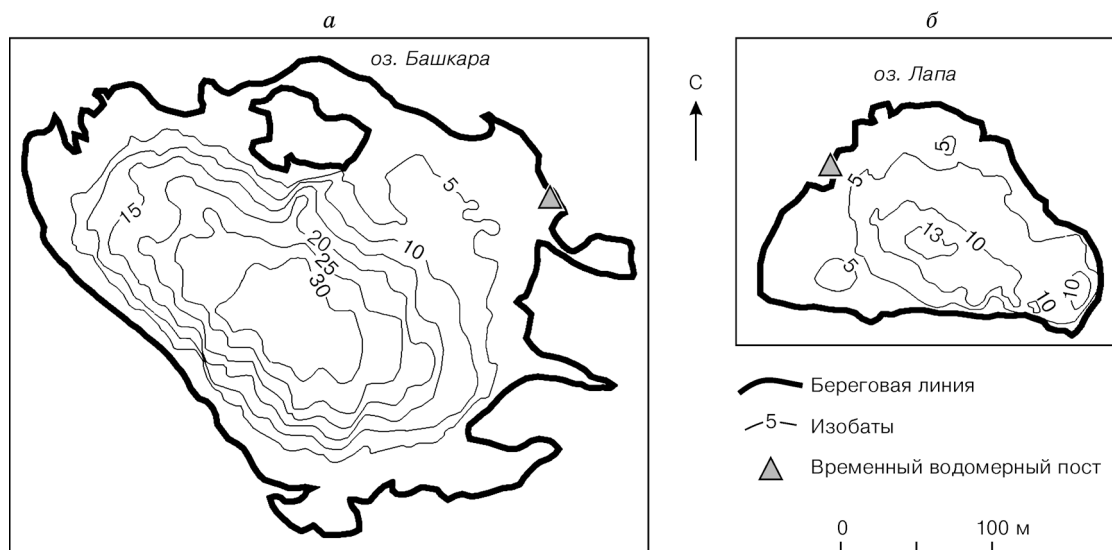


Рис. 4. Батиметрическая схема оз. Башкара (а) и оз. Лапа (б) по состоянию на август 2005 г.

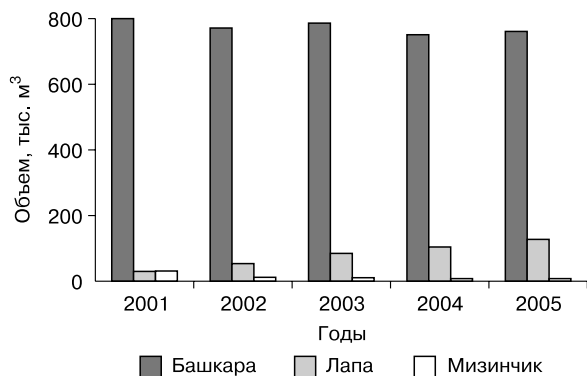


Рис. 5. Изменение объемов озер Башкара, Лапа и Мизинчик за 2001–2005 гг. (при высоких летних уровнях воды).

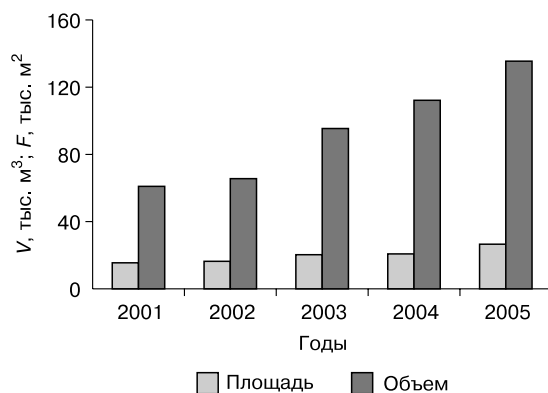


Рис. 6. Суммарные объемы и площадь озер Лапа и Мизинчик в 2001–2005 гг. (при высоких летних уровнях воды).

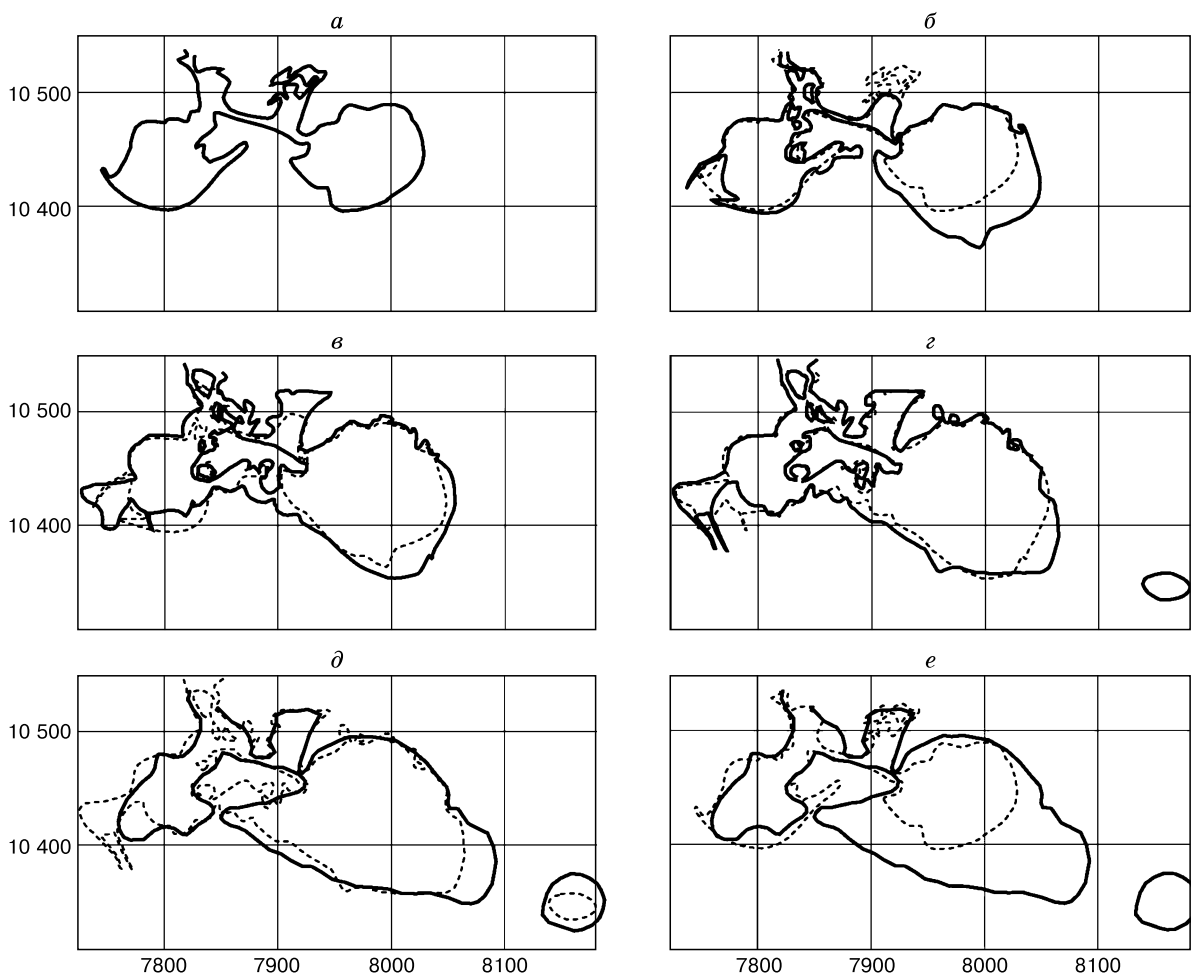


Рис. 7. Динамика береговой линии озер Лапа и Мизинчик в 1999–2005 гг.:

а – июль 2001 г.; б – август 2002 г., пунктир – июль 2001 г.; в – август 2003 г., пунктир – август 2002 г.; г – август 2004 г., пунктир – август 2003 г.; д – август 2005 г., пунктир – август 2004 г.; е – суммарное изменение береговой линии с 2001 по 2005 г., пунктир – июль 2001 г. Координаты приведены в метрах, система координат условная.

ся участок дна с наибольшими уклонами. В северо-восточной части озера, ограниченной мореной, дно пологое.

Оценки объемов, приведенные к нулю графика уровня поста (рис. 5), составляют за разные годы от 751 до 786 тыс. м³, т. е. разница объемов находится в пределах погрешности измерений (около 3 %). Объемы воды за 2001 г. были оценены по небольшому количеству точек, поэтому не используются при сравнении. Площадь зеркала озера составляет в среднем 64 тыс. м².

В отличие от оз. Башкара нижние озера за последнее время значительно разрастаются. Объемы воды, содержащиеся в озерах Лапа и Мизинчик, становятся сопоставимыми с объемом оз. Башкара перед прорывом 1959 г. (рис. 6).

Озеро Лапа в 2001 г. имело размеры 120×90 м и максимальные глубины до 7,7 м. Озеро Мизинчик в 2001 г. имело длину до 130 м и максимальные глубины до 9 м. По оси, перпендикулярной фронту ледника, ширина озера достигала 70 м. Уступ ледника, примыкающий к оз. Мизинчик, имел высоту до 30 м и крутизну 35–40°.

В 2001 г. произошел перехват части водного стока ледника Башкара. Участок реки Башкара, вытекавшей из-под левого края ледника вдоль левобережной морены (в обход озера), значительно обмелел, и образовался новый подледный канал. Канал соединил исток реки с озером Мизинчик. Таким образом, значительно увеличилась доля стока ледника Башкара, проходящая через оз. Мизинчик и моренно-ледовую плотину. В дальнейшем это привело к обмелению оз. Мизинчик за счет занесения его наносами. В настоящее время край ледника отделен от озера пологой дельтой ручья, вытекающего из ледника. По всей вероятности, мощность льдов, оставшихся под озером, незначительна. Протаивание под озером замедлилось из-за увеличившегося слоя рыхлых отложений.

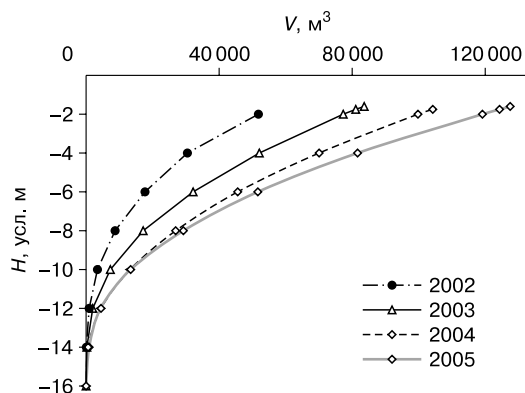


Рис. 8. Зависимости объемов от глубины (в условных метрах) озера Лапа за 2002–2005 гг.

В 2002 г. глубины оз. Лапа за счет протаивания массивов льда под озером увеличились до 14 м, а глубины оз. Мизинчик уменьшились до 7 м. В 2003–2004 гг. оформилось слияние озера Лапа и Мизинчик в единое озеро. Летом 2004 г. уровень поста на оз. Лапа оказался на острове, озера Лапа и Мизинчик стали соединяться протокой глубиной около 0,8 м.

Таким образом, за 2002–2005 гг. оз. Лапа заметно увеличилось в размерах, следуя за фронтом отступающей ветви ледника; объем озера увеличился с 30 тыс. м³ в 2001 г. до 127 тыс. м³ в 2005 г. Прирост объемов идет прежде всего за счет таяния льда отступающего ледника на юго-восточном берегу озера. Здесь наблюдаются максимальные глубины и наибольшее отступление берега (рис. 7). Хорошей иллюстрацией к изменению объемов озера является сопоставление кривых зависимости объемов от глубины за разные годы (рис. 8). Наибольший прирост объемов оз. Лапа наблюдался в период с 2002 по 2003 г. за счет значительного увеличения максимальных глубин и в период с 2003 по 2004 г. из-за дальнейшего увеличения площади глубоководных участков. В 2005 г. нарастание объема озера несколько замедлилось, так как стабилизировались глубины его основной чаши. Тем не менее интенсивность нарастания площади озера увеличилась, что связано с активной деградацией ледового массива, примыкающего к озеру с юго-востока.

В 2005 г. произошло также значительное разрастание термокарстового провала на леднике Башкара выше оз. Лапа, сформировавшегося в 2004 г. (рис. 9). В течение лета в провале обрушились большие объемы льда, происходило увеличе-



Рис. 9. Термокарстовый провал (1), оз. Лапа (2) и оз. Мизинчик (3) (1 сентября 2005 г., фото О.В. Тутубалиной).

Для масштаба окружностью обведена фигура человека.

ние его площади и формирование водоема на его дне. Скорее всего, в дальнейшем провал соединится с оз. Лапа, объем и площадь которого в этом случае значительно увеличатся.

В результате формирования провала значительно уменьшается ширина перемычки между оз. Башкара и нижними озерами. Если в 2004 г. ширина перемычки составляла более 500 м, то к сентябрю 2005 г. за счет увеличения площади оз. Лапа и разрастания провала она уменьшилась до 300 м.

Помимо провала на леднике на участке между верхним и нижними озерами наблюдается интенсивное формирование более мелких термокарстовых понижений; часть из них летом заполняется водой. Таким образом, несмотря на относительную стабильность оз. Башкара, наблюдающиеся у нижнего края ледника Башкара явления – активное разрастание оз. Лапа, формирование термокарстового провала и более мелких термокарстовых понижений, уменьшение ширины перемычки между верхним и нижними озерами – создают предпосылки для возможного прорыва оз. Башкара.

Детальный анализ деградации ледника по результатам повторных фототеодолитных съемок 1999 г. и 2005 г. является темой отдельной работы, которая готовится к публикации.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ПОСЛЕДСТВИЙ ПРОРЫВА ОЗЕРА БАШКАРА

При отсутствии информации о современном состоянии ледово-моренной перемычки, образующей левый борт оз. Башкара, возникает неопределенность сценария гипотетического опорожнения озера и, как следствие, выбора той или другой расчетной схемы для оценки количественных параметров его потенциальной сработки. В этих условиях для приближенной экспертной оценки характеристик вероятного прорывного паводка представляется возможным использовать метод географической аналогии.

Для выбора аналога нами были использованы опубликованные в 1970–1980-х гг. материалы о прорывах высокогорных приледниковых озер из сборников “Селевые потоки” и журнала “Метеорология и гидрология”. В этих работах содержатся

достаточно подробные данные и анализ причин, условий формирования, механизма и последствий прорыва озер, расположенных у краевых участков современных ледников Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Всего было рассмотрено около десятка случаев прорыва озер в бассейнах рек Малая Алматинка (15.07.1973 г.), Большая Алматинка (август 1977 г.), Талгар (1973–1974 гг., 21.06.1979 г.), Кумбель (19.08.1975 г.), Жарсай (Иссыкские сели 1958, 1963, 1977 гг.), Каскелен (23.07.1980 г.), Сарканд (8.09.1982 г.). При подборе возможного аналога учитывалось подобие размеров озера, в первую очередь его объема и глубин, расположение водоема относительно ледника, тип озера (постоянное или периодически возникающее), характер ложа и водоудерживающей запруды (перемычки), механизм развития прорывного паводка.

Из приведенных фактов наиболее близким по вышеперечисленным критериям представляется прорыв системы из трех озер у языка ледника Тушинского (верховья р. Сарканд, Джунгарский Алатау) 8 сентября 1982 г. Основные сведения об этом событии приведены в статье Ю.П. Тихомирова и Е.П. Шевырталова [1985]. Сходство ситуаций состоит в следующем: 1) как и для Башкаринского ледниково-моренно-озерного комплекса начала XXI в., прогрессирующая деградация оледенения Джунгарского Алатау в конце XX в. привела к тому, что ранее устойчивые приледниковые моренные озера превратились в прорывоопасные; 2) наличие системы последовательно соединяющихся озер, причем соотношение объемов верхнего и нижних озер близки к наблюдающимся у Башкаринских озер; 3) так же как у ледника Башкара, от основания уступа моренной перемычки нижних озер начинается протяженное выполаживание в днище долины, что позволяет предполагать сходную картину движения потока прорывного паводка вниз по течению. Отличиями озерной системы у ледника Тушинского от Башкаринской системы являются меньшая разность высот между озерами, более узкая ледовая перемычка, наличие поверхностного стока из верхнего озера до начала прорыва.

Ситуация развивалась следующим образом. В конце периода абляции (конец августа – начало

Таблица 3. Морфометрические характеристики аналога Башкаринских озер – системы предледниковых озер Акколь, Транзитное и Кекколь (Джунгарский Алатау) до и после прорыва 8 сентября 1982 г. (по данным [Тихомиров, Шевырталов, 1985])

Озеро	Морфометрические характеристики на дату прорыва					Объем сработки, тыс. м ³	Остаточный объем, тыс. м ³
	Длина, м	Средняя ширина, м	Макс. глубина, м	Площадь, тыс. м ²	Объем, тыс. м ³		
Акколь	515	204	26,5	105,0	1513,0	362,0	1151,0
Транзитное	171	49	5,5	8,4	13,6	9,2	4,4
Кекколь	254	113	17,0	28,6	247,0	98,7	149,0

сентября) при обрушении ледового свода произошла закупорка грота в ледовой перемычке верхнего озера Акколь. Произошедшее 8 сентября 1982 г. вскрытие грота привело к прорыву озера с понижением его уровня примерно на 3,5 м и переполнению нижележащих озер Транзитное и Кекколь (табл. 3). Превышение критического расхода (около $20 \text{ м}^3/\text{с}$) при переливе привело к размыву перемычки нижнего оз. Кекколь, сложенной моренным глыбово-щебнистым материалом. Скорость размыва составила $0,23 \text{ м}/\text{мин}$, проран в перемычке углубился на 3 м и далее не разрушался вследствие образования самоотстойки. Начавшийся прорывной паводок продолжался около 1,5 ч, причем наибольшие расходы (расчетный максимальный расход на выходе из нижнего озера Кекколь $Q_{\text{max}} = 150 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдались примерно через 20 мин после начала прорыва. На нижележащем участке протяженностью 1100 м паводок трансформировался в водокаменный сель с максимальным расходом $290 \text{ м}^3/\text{с}$. Далее на участке длиной 3800 м происходило затухание селевого процесса с аккумуляцией отложений объемом около 100 тыс. м^3 . Ниже, на уступе фронтальной морены с уклоном более 12° , водокаменный сель перешел в грязекаменный с катастрофическими параметрами (расходом $1425 \text{ м}^3/\text{с}$, ниже – до $2400 \text{ м}^3/\text{с}$, объемом до 2,7 млн м^3). Общий путь движения его в виде селевого потока превысил 37 км [Тихомиров, Шевырталов, 1985].

Предполагая подобный механизм опорожнения (внезапная разгрузка через грот в подводной части верхнего озера), рассмотрим следующий сценарий прорыва системы Башкаринских озер. После закупорки из-за продолжающихся термокарстовых просадок существующих каналов стока из верхнего озера происходит внезапное вскрытие входа в крупную внутриледниковую полость в массиве малоподвижного льда, образующего перемычку между оз. Башкара и провалом. Возможные пути прорыва показаны на рис. 10. При сработке уровня озера на 5–10 м по ледниковым или подледным тоннелям в провал или залив разрастающегося на его месте оз. Лапа поступит до половины объема оз. Башкара (300–400 тыс. м^3). Мы предполагаем, что если будет сработана большая часть объема воды оз. Лапа, то объем сброса будет таким же, как и на озерной системе-аналоге. Следовательно, при переливе через перемычку нижних озер в случае ее устойчивости (самоотстойки в формирующемся проране) можно ожидать прохождения прорывного паводка с максимальными расходами до $150 \text{ м}^3/\text{с}$.

Дальнейший переход водного паводка в селевой поток будет зависеть от возможного развития транспортного или транспортно-сдвигового процесса формирования селя на нижележащем участ-



Рис. 10. Возможные пути прорыва оз. Башкара по внутриледным каналам стока (показаны стрелками). 14 сентября 2004 г., аэроснимок А.П. Давыдова (МЧС России).

ке долины. Наличие в долине Адыл-Су селевых отложений указывает на происходившие ранее случаи преобразования прорывных паводков в водокаменный сель на крутых уступах старых морен ниже по долине. Достоверно известно о двух прорывах оз. Башкара – в августе 1958 г. и летом 1959 г., когда прорывные паводки трансформировались в селевые потоки [Ковалев, 1961а, б]. Определив объем воды, необходимый для переноса в виде водокаменного селя с плотностью $1500 \text{ кг}/\text{м}^3$, аккумуляровавшихся в средней части долины р. Адыл-Су (на так называемой Джантуганской поляне) селевых отложений, получим, что для этого понадобилось около 300–600 тыс. м^3 воды.

Таким образом, при возможном прорыве и сработке уровня оз. Башкара на 5–15 м объема воды прорывного паводка (даже без учета поступления воды из оз. Лапа) будет вполне достаточно для формирования селевого потока с объемом твердой составляющей не меньшим, чем при предшествующих селях. Максимальный расход водокаменного селя перед выходом на Джантуганскую поляну по аналогии с Саркандом можно, в первом приближении, принять вдвое большим расхода прорывного паводка, т. е. около $300 \text{ м}^3/\text{с}$.

Формирование грязекаменного потока высокой плотности при прорыве озер маловероятно вследствие отсутствия на возможном пути следования селей потенциальных селевых массивов, где водокаменный поток мог бы трансформироваться в грязекаменный. Скорее всего, так же как в 1950-е гг., ниже Джантуганской поляны селевой поток вновь превратится в водный паводок.

Для более точного определения характеристик потенциального прорывного паводка и возможности перехода его в селевой поток необходи-

мо проведение сценарных расчетов опорожнения ледникового озера и процесса селеобразования на основе математических моделей.

Усилиями специалистов КазНИГМИ в 1970–1980-х гг. были разработаны модели расчета основных параметров (максимального расхода и гидрографа) прорывных паводков при сработке через ледовый тоннель подпруженных ледником озера [Виноградов, 1977] и опорожнении моренных озера через ледовый грот [Керемкулов, Цукерман, 1985]. Эти расчетные схемы предполагают различные механизмы формирования прорывного паводка.

Различия в подходах к моделированию движения прорывного паводка внутри ледово-моренного массива образно можно представить в следующем виде. По модели Ю.Б. Виноградова водный поток “прокладывает” себе протяженный путь внутри ледника, преобразуя существовавшие “бытовые” пути стока под прохождение аномально больших расходов воды, тогда как по модели В.А. Керемкулова и И.Г. Цукермана поток “использует” относительно короткие, хорошо разработанные внутри- и подледниковые каналы стока. Оценивая современное состояние моренно-ледовой запруды оз. Башкара, представляется правомерным использовать оба подхода. Аргументом в пользу модели Ю.Б. Виноградова является, во-первых, широкая ледовая перемычка между озерами (400 м до провала), во-вторых, рельеф поверхности ледника и водность впадающих в нижние озера водотоков – косвенные признаки того, что сейчас дренаж озера осуществляется не по кратчайшему пути в массивах мертвого льда, а под подвижной частью языка ледника, где сток происходит по изменчивой сложной системе трещин и коллоидов. Использование модели В.А. Керемкулова и И.Г. Цукермана возможно в силу того, что в последние годы ледовая перемычка между озерами испытывает значительные изменения, связанные с нарушением сплошности массива льда внутри малоподвижной части языка ледника, примыкающей к озеру. Это может привести к внезапной разгрузке вод оз. Башкара непосредственно на ледник через участок малоподвижного льда, пронизанный крупными полостями. В этом случае ширина перемычки может оказаться значительно меньше.

В начале 2006 г. Ю.А. Гнездиловым впервые для Башкаринского ледниково-моренно-озерного комплекса проведены количественные расчеты возможного прорывного паводка и следующего за ним селевого потока [Гнездилов и др., 2006]. Моделирование прорывного паводка проводилось по методу Ю.Б. Виноградова, для дальнейшего расчета движения селевого потока использовались модели транспортного и транспортно-сдвигового процесса формирования селей [Виноградов, 1977; Степанов, 1985]. Не вдаваясь в дискуссию о подборе параметров и правомерности предложенного

сценария (полное опорожнение озера и возможность формирования грязекаменного селя), следует отметить, что полученные расчетным путем значения максимальных расходов прорывного паводка ($125 \text{ м}^3/\text{с}$ на перемычке оз. Лапа) и селевого потока (около $420 \text{ м}^3/\text{с}$) вполне согласуются с определенными по аналогу.

ВЫВОДЫ

1. Ложе оз. Башкара стабильно, объем воды в озере при нуле графика временного уровня поста по данным 2005 г. составляет $760 (\pm 20)$ тыс. м^3 .

2. В 2003 г. летние и осенние уровни воды оз. Башкара повысились на 0,5 м относительно 1999–2002 гг., наблюдался также наибольший прирост объема оз. Лапа.

3. В 2004–2005 гг. наблюдалась тенденция дальнейшего повышения уровней воды в оз. Башкара в летний период. В результате уровни воды на 1 м превышали аналогичные за 1999–2002 гг.

4. Объем воды в оз. Лапа увеличился с 30 тыс. м^3 в 2001 г. до $127 (\pm 4)$ тыс. м^3 в 2005 г. Разрастание озера шло за счет увеличения глубин и площади зеркала, уровни воды в озере были стабильными.

5. Уменьшилась ширина перемычки между верхним и нижними озерами (с 500 м в 2004 г. до 300 м в 2005 г.).

6. Селеопасность системы озера у ледника Башкара повышается. Основные признаки: повышение уровней воды в оз. Башкара, нарастание объемов оз. Лапа, сужение перемычки между озерами.

7. Оценочный максимальный расход возможного прорывного паводка равен $150 \text{ м}^3/\text{с}$, соответствующий ему максимальный расход водокаменного селя ниже по долине – $300 \text{ м}^3/\text{с}$.

Эволюция ледниковых озера в верховьях р. Адыл-Су еще недостаточно изучена. Авторы понимают, насколько сложно предсказать прорывные потоки. В будущем для уточнения возможных сценариев было бы полезно провести инженерно-геологические изыскания в средней и нижней частях долины Адыл-Су и моделирование потоков при различных сценариях прорыва. Однако важно, чтобы при прогнозировании и возможной разработке мер защиты было учтено строение селеопасной долины и динамика озерно-ледникового комплекса.

Необходимо также, чтобы об опасности прорыва регулярно информировались представители органов власти Кабардино-Балкарии и Эльбурского района, МЧС, пограничной службы, Национального парка “Приэльбрусье”, альплагерей “Джан-Туган” и “Эльбрус”. Важно, чтобы информация о возможной опасности постоянно доводилась до многочисленных посетителей долины Адыл-Су – альпинистов и туристов.

Авторы выражают благодарность А.М. Алейниковой, Е.Н. Антохиной, П.Г. Журавлевой, Н.С. фон Зилитинкевич, И. Калмыкову, В.В. Крыленко, А.С. Кузьмину, П.Е. Ликутову, И.В. Малиновскому, А.А. Окуневой, Н.В. Поповнину, к.г.н. Д.А. Парамонову, В.В. Суркову, М.С. Шахминой за участие в сборе полевых данных; И.В. Галушкину, Ю.Н. Гнездилову, А.П. Давыдову, к.г.-м.н. Э.В. Запороженко, к.г.н. Е.А. Золотареву, Е.В. Исенко, д.г.н. Ю.Ф. Книжникову, д.г.н. А.А. Лукашову за предоставление материалов и измерительной аппаратуры; С.В. Минделевичу, к.г.н. В.В. Поповнину, Х.М. Ульбашеву за поддержку и содействие; А.Ф. Барановскому, д.г.н. Ю.В. Ефремову, к.г.-м.н. Э.В. Запороженко, к.г.н. А.В. Зимницкому, к.г.н. Ю.Г. Ильичеву, к.г.-м.н. И.В. Мальневой, Ш.С. Муратову, к.г.н. И.Б. Сейновой, к.г.н. М.М. Хаджиеву за обсуждение результатов.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (гранты № 06-05-64787, 05-05-64037, 04-05-65030), программы “Ведущие научные школы” (проекты № НШ-4861.2006.5, НШ-8306.2006.5) и программы Science for Peace (проект SfP 982143).

Литература

- Айрапетянц С.Э., Баков Е.К.** Морфология ледникового озера Мерцбахера и механизм его катастрофических прорывов // Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1971, с. 75–84.
- Алейников А.А., Журавлева П.Г., Крыленко И.В. и др.** Динамика Башкаринских ледниково-озерных селевых очагов // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: Сб. материалов III науч.-практ. конф. (22–23 окт. 2003 г.). М., Центр “Антистихия”, 2003, с. 7–8.
- Багов Э.Д., Хаджиев М.М., Калов Р.Х.** Бассейн р. Адылсу – потенциальный очаг зарождения катастрофических селей // Тр. конф. молодых ученых Высокогорного геофиз. ин-та, посвящ. 90-летию проф. Г.К. Сулаквелидзе / Под ред. Х.М. Калова. Нальчик, 2004, с. 101–108.
- Виноградов Ю.Б.** Метод расчета гидрографа паводка при прорыве подпруженного ледником озера // Селевые потоки, 1976, сб. 1, с. 138–153.
- Виноградов Ю.Б.** Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л., Гидрометеиздат, 1977, 156 с.
- Виноградов Ю.Б.** Транспортный и транспортно-сдвиговый селевые процессы // Селевые потоки, 1980, сб. 4, с. 3–18.
- Герасимов А.** О прорыве ледникового озера на NO склоне Эльбруса // Изв. Геолкома, 1909, т. 28, № 7, с. 156–160.
- Герасимов А.П.** Северо-восточное подножье Эльбруса // Изв. Геолкома, 1911, т. 30, № 2, с. 77–151.
- Гнездилов Ю.А., Иващенко Е.Н., Красных Н.Ю.** Оценка гипотетического прорыва озера Башкара // Сб. трудов ОАО “Севкавгипроводхоз”. Пятигорск, 2006 (в печати).
- Голубович В.А.** Некоторые особенности возникновения селевого потока на р. Кумбель 19 августа 1975 г. // Метеорология и гидрология, 1976а, № 3, с. 100–101.
- Голубович В.А.** О причинах прорыва озера 2 на Туюксу-ской морене 15 июля 1973 г. // Метеорология и гидрология, 1976б, № 12, с. 103–104.
- Диких А.Н., Кузьмиченко В.А.** Озеро Мерцбахера // Вестн. Кыргызско-Рос. Славянского ун-та, 2003, т. 3, № 2.
- Докукин М.Д.** Типы моренного рельефа и селевая опасность (на примере северного склона Центрального Кавказа): Дис. ... канд. геогр. наук. Нальчик, 1993, т. 1, 240 с.; т. 2, 180 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.** Пульсирующие ледники. Л., Гидрометеиздат, 1982, 192 с.
- Дубинский Г.П., Снегур И.П.** Физико-географические особенности верховьев р. Баксан и метеорологические наблюдения на леднике Башкара // Материалы Кавказ. экспедиции (по программе МГГ). Т. III. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1961, с. 215–285.
- Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В., Ильичев Ю.Г.** Селевая опасность в Приэльбрусье: действительная и мнимая // Тез. Всерос. конф. по селям (26–28 окт. 2005 г.). Нальчик, ВГИ, 2005, с. 114–116.
- Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г.** Краевые ледниковые озера в бассейнах рек Кубани и Терека // Вестн. Краснодар. отд. Рус. геогр. о-ва, 1998, вып. 1, с. 66–78.
- Запороженко Э.В.** Сели бассейна Герхожан-Су: история проявления, условия формирования, энергетические характеристики // Сб. трудов ОАО “Севкавгипроводхоз”. Пятигорск, 2002, вып. 15, с. 80–148.
- Зимницкий А.В.** Формирование, распространение и динамика приледниковых озер Западного и Центрального Кавказа (в границах России): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Краснодар, 2005, 22 с.
- Керемкулов В.А., Цукерман И.Г.** Модель опорожнения моренного озера через грот // Селевые потоки, 1985, сб. 9, с. 59–70.
- Ковалев П.В.** О селях на северном склоне Центрального Кавказа // Материалы Кавказ. экспедиции (по программе МГГ). Т. III. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1961а, с. 149–161.
- Ковалев П.В.** Современное оледенение бассейна реки Баксан // Материалы Кавказ. экспедиции (по программе МГГ). Т. II. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1961б, с. 3–106.
- Коновалов Е.П.** Селевой поток на р. Тютю-Су на Северном Кавказе в 1934 г. // Изв. Гос. гидрологического ин-та, 1935, № 70, с. 55–58.
- Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ).** М., Гидрометеиздат, 1978, 183 с.
- Орешникова Е.И.** Ледники Эльбурского района по исследованиям 1932–1933 гг. // Кавказ. Ледниковые районы: Труды ледниковых экспедиций. Л., ЦУЕГМС, Ленингр. отделение, 1936, вып. V, с. 239–299.
- Попов Н.В.** О гляциальном селевом потоке 23 июля 1980 г. в бассейне реки Каскелен Заилийского Алатау // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, Изд-во “Казахстан”, 1984, с. 222–230.
- Сейнова И.Б.** Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии (Центральный Кавказ). М., 1997. Деп. в ВИНТИ 1997, № 9763-В97, 295 с.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А.** Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности). М., Науч. мир, 2001, 204 с.
- Степанов Б.С.** Транспортно-сдвиговый и сдвигово-эрозионный селевые процессы // Селевые потоки, 1985, сб. 9, с. 3–17.
- Степанов Б.С., Хайдаров А.Х., Яфязова Р.К.** Некоторые уроки превентивных опорожнений гляциальных озер Заилийского Алатау // Гидрометеорология и экология, 2001, № 3–4, с. 107–118.
- Тихомиров Ю.П., Шевырталов Е.П.** Некоторые характеристики гляциального селя, прошедшего в бассейне р. Сарканд // Селевые потоки, 1985, сб. 9, с. 132–138.

Хегай А.Ю., Анищенко А.П., Шушарин В.И. Селевые потоки в Заилийском и Джунгарском Алатау (бассейны рек Иссык и Сарканд) в 1982 г. // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, Изд-во "Казахстан", 1984, с. 231–237.

Черноморец С.С. Опасность селя в Адылсу нарастает // Вольный Ветер, 2003, № 57, с. 3.

Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. М., Науч. мир, 2005, 184 с.

Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Алейников А.А. Новые селеопасные озера у края ледника Башкара на Центральном Кавказе // Материалы гляциол. исслед., 2003, вып. 95, с. 153–160.

Clague J.J., Evans S.G. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia // Quatern. Sci. Rev., 2000, No. 19, p. 1763–1783.

Evans S.G. The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man-made and natural dams // Can. Geotech. J., 1986, No. 23, p. 385–387.

Haeblerli W. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps // Ann. Glaciology, 1983, vol. 4, p. 85–90.

Huggel C., Kääb A., Haeblerli W. et al. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps // Can. Geotech. J., 2002, vol. 39, p. 316–330.

Huggel C., Haeblerli W., Kääb A. et al. Assessment procedures for glacial hazards in the Swiss Alps // Can. Geotech. J., 2004, vol. 41 (6), p. 1068–1083.

Lliboutry L., Morales Arnao B., Schneider B. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru, It. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention // J. Glaciol., 1977, vol. 18(79), p. 239–254.

Mool P.K., Bajracharya S.R., Joshi S.P. Inventory of glaciers, glacial lakes and Glacial Lake Outburst Floods – Nepal. ICIMOD, Kathmandu, Nepal, and UNEP/RRC-AP, Bangkok, Thailand, 2001, 365 p.

Popov N. Assessment of glacial debris flow hazard in the north Tien-Shan // Proc. of the Soviet-China-Japan Symposium and field workshop on natural disasters (Sept. 2–17, 1991), S. I., 1991, p. 384–391.

Richardson S.D., Reynolds J.M. An overview of glacial hazards in the Himalayas // Quatern. Intern., 2000, vol. 65/66, p. 31–47.

Reynolds J.M. (ed.). Development of glacial hazard and risk minimization protocol in rural environment. UK, 2003, 36 p. (Rep. / Reynolds Geo-Sciences LTD; No. R7816).

Reynolds J.M. Managing the risks of glacial flooding at hydro plants // Hydro Rev. Worldwide, 1998, vol. 6(2), p. 2–6.

Tutubalina O., Chernomorets S., Paramonov D., Petrakov D. Remote sensing for glacial hazards monitoring in the Caucasus Mountains, Russia // Proc. of the 30th Intern. Symp. on Remote Sensing of Environment (Nov. 10–14, 2003). Honolulu, Hawaii, 2003, 4 p. (CD-ROM).

Vuichard D., Zimmermann M. The 1985 catastrophic drainage of a moraine-dammed lake Khumbu Himal, Nepal: cause and consequences // Mountain Research and Development, 1987, vol. 7(2), p. 91–110.

Walder J.S., Driedger C.L. Frequent outburst floods from South Tahoma Glacier, Mount Rainier, USA: relation to debris flows, meteorological origin and implications for subglacial hydrology // J. Glaciol., 1995, vol. 41(137), p. 1–10.

Поступила в редакцию
19 июня 2006 г.