

Р.Ц. БУДАЕВ

Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия, budrin@ginst.ru**ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЫСОКОГОРНЫХ ХРЕБТОВ
СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ**

Приводятся результаты комплексных геолого-геоморфологических и геохронологических исследований плейстоценовых оледенений Байкальского и Баргузинского хребтов. Несмотря на фрагментарность и разобщенность разрезов ледниковых образований плейстоценовых оледенений данных хребтов, накопленный к настоящему времени фактический материал по морфологии ледникового рельефа, геологическим разрезам ледниковых образований и многочисленным абсолютным датировкам дает возможность обобщить эти данные. Полевые исследования проводились в предгорьях названных хребтов, а также в Байкальской и Баргузинской рифтовых долинах. Широко использовались дистанционные геоморфологические исследования, включавшие анализ топокарт разного масштаба, дешифрирование аэрофото- и космоснимков, аэровизуальные полеты на самолетах и вертолетах. Во время посадок в точках наблюдения уточнялись данные дешифрирования, изучались геологические разрезы и отбирались пробы. Полученные данные термолуминесцентного датирования подтвердили среднеплейстоценовый возраст остатков крупной териофауны, обнаруженных на 50–80-метровой террасе в дельте р. Тыи. Получены единичные даты из отложений тыйского ледника максимального среднеплейстоценового оледенения, эоплейстоценовых осадков, залегающих в основании Рель-Тыйской промежуточной ступени, а также из конечных морен Улюгинского и Верхне-Курумканского ледников, расположенных на восточном склоне Баргузинского хребта. Представленные материалы подтверждают синхронность оледенений на Баргузинском и других высокогорных хребтах Северного Прибайкалья и Станового нагорья. Они сопоставляются с оледенениями Западной Сибири. Первое среднеплейстоценовое оледенение было полупокровным (сетчатым), второе и третье — горно-долинного типа, четвертое оледенение было карового типа. Достоверность выделения ледниковых эпох подтверждается данными морфологических исследований экзарационного рельефа и ледниковых образований, материалами изучения геологического строения конечно-моренных валов и флювиогляциальных отложений, возраст которых подтвержден находками мегафауны и термолуминесцентным датированием.

Ключевые слова: Байкальский хребет, Баргузинский хребет, плейстоценовые оледенения, экзарационный рельеф, термолуминесцентное датирование.

R.Ts. BUDAEV

Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
670047, Ulan-Ude, ul. Sakhyanovoi, 6a, Russia, budrin@ginst.ru**PLEISTOCENE GLACIATIONS OF THE HIGH MOUNTAIN RANGES
OF NORTHERN CISBAIKALIA**

Results of comprehensive geochronological, geological and geomorphological studies of the Pleistocene glaciations of the Baikal and Barguzin Ridges are presented. In spite of the fragmentation and disunity of geological cross-sections of glacier formations of Pleistocene glaciations on these ridges, the factual evidence accumulated to date concerning the morphology of the glacier relief, the geological cross-sections of glacier formations and scant absolute datings make it possible to generalize these data. Field measurements were made in the foothill area of the aforementioned ridges as well as in the Baikal and Barguzin rift valleys. Remote geomorphological studies were used extensively and included the analysis of topographic maps of various scales, interpretation of aerial and satellite photographs, and aerial visual flights on airplanes and helicopters with landings to refine interpretation data, study geological cross-sections and collect samples. Thermoluminescence dating confirmed that the remains of large theriofauna found on a high 50–80-meter terrace in the delta of the Tyia are of Middle Pleistocene age. Single dates were obtained from the deposits of the Tyia glacier of the maximum Middle Pleistocene glaciation, Eopleistocene sediments lying at the base of the Rel-Tyia intermediate stage, as well as from the terminal moraines of the Ulyuginskii and Upper Kurumkanskie glaciers located on the eastern slope of the Barguzin Ridge. Material presented confirms the synchronism of glaciations on the Barguzin Ridge and on other high-mountain ranges of Northern Cisbaikalia and the Stanovoi Highlands. They are compared with the glaciations of Western Siberia. The first Mid-Pleistocene glaciation was semi-cover (reticulated), the second and third were of the mountain-valley type, and the fourth glaciation was of the cirque type. The reliability of the identification

of glacial epochs is confirmed by data of morphological studies of the exaration relief and glacial formations, material of the study of the geological structure of the terminal moraine lines and fluvio-glacial deposits, the age of which is confirmed by megafauna finds and thermoluminescence dating.

Keywords: *Baikal Ridge, Barguzin Ridge, Pleistocene glaciations, exaration relief, thermoluminescence dating.*

ВВЕДЕНИЕ

Плейстоценовые оледенения высокогорных хребтов Северного Прибайкалья и Станового нагорья вызывают интерес, связанный с широким кругом палеогеографических, палеогеоморфологических, неотектонических и других вопросов, касающихся этих холодных климатических периодов. Первые сведения об оледенении горных хребтов этого региона опубликованы П.А. Кропоткиным в конце XIX в. [1]. Позднее материалы по оледенению прибайкальских хребтов появились в работах [2–5] и др. Систематические сведения по геологии и геоморфологии региона получены в ходе среднемасштабной геологической съемки страны в середине прошлого столетия. Позднее они были дополнены в период строительства Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (1974–1985 гг.) и выполнения международного проекта «Байкал-бурение» (1995–2000 гг.) [6–8].

Одним из спорных моментов рассматриваемой проблемы является вопрос о количестве эпох оледенения. В настоящее время превалирует идея о максимальном первом среднеледниковом, менее мощных втором среднеледниковом и двух позднеледниковых оледенениях. Так, по данным [9], ледники северной части Байкальского хребта продвинулись далеко в глубь Предбайкальского прогиба. Конечная морена максимального оледенения была датирована самаровским временем, а более поздние — синхронизированы с тазовским, зырянским и сарганским оледенениями Западной Сибири. В восточной части Станового нагорья комплексными исследованиями ледниковых отложений доказана самостоятельность двух среднеледниковых и двух позднеледниковых оледенений [10]. На Байкало-Патомском нагорье выделены следы трех оледенений — максимального среднеледникового и двух позднеледниковых [11].

В современное время сложилась ситуация, когда уровень изученности донных осадков оз. Байкал значительно выше, чем наземных разрезов рыхлых отложений. Это связано с фрагментарностью и разобщенностью геологических разрезов, что затрудняет их пространственно-временную корреляцию. Изученность рельефа и рыхлых отложений высокогорных хребтов неравномерная, что во многом связано с их труднодоступностью и удаленностью от транспортных коммуникаций. В настоящее время возникла необходимость обобщения разрозненного материала по оледенению горного рельефа и проведения корреляции с данными из смежных морфоструктур исходя из синхронности оледенений высокогорных хребтов с глобальными климатическими колебаниями.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований охватывает северную половину Баргузинского и Байкальского хребтов и северную оконечность озера Байкал. Полевые геологические работы проводились на побережье Байкала и в предгорьях высокогорных хребтов. Дистанционные геоморфологические исследования включали в себя анализ топокарт м-ба 1:25 000–1:200 000, дешифрирование многозональных космоснимков и аэрофотоснимков м-ба 1:40 000–1:60 000. Для уточнения материалов дешифрирования аэро- и космофотоснимков проводились аэровизуальные наблюдения на самолетах Ан-2 и вертолетах. Эти материалы использовались при составлении геоморфологических карт (м-б 1:200 000) районов, прилегающих к Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, и выполнении тематических работ.

Термолуминесцентное датирование четвертичных отложений проводилось согласно методическим указаниям, описанным в работе А.В. Перевалова и И.Н. Резанова [12]. Термолуминесцентное датирование включало в себя несколько этапов, в числе которых были отбор проб в полевых условиях, химическая обработка проб для выделения монофракций кварцевых зерен, отбор под биноклем монофракций кварца, нагрев кварцевых зерен с регистрацией оптико-стимулированного светового потока (термолуминесценция).

Методика отбора проб была единой для речных, озерных, моренных, флювиогляциальных и других фациальных разновидностей отложений. Отбор проб в экспедиционных условиях производился из шурфов, расчисток, стенок карьеров с углублением на 0,8–1 м от дневной поверхности. Точки опробования выбирались в затемненных местах. Пробы объемом 0,8–1 л отбирались в темные тканевые или полиэтиленовые мешочки, которые укладывались для транспортировки в картонные коробки или фанерные ящики.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экзарационный рельеф. Поверхность Баргузинского хребта накануне первого среднеплейстоценового оледенения была подобна современному рельефу Икатского хребта, представленного массивным, пологовыпуклым, относительно выровненным водоразделом. Мел-палеогеновая поверхность выравнивания, развитая на территории Забайкалья, имела слабый уклон в северном направлении, в районе Баргузинского хребта ее высота достигала 600 м [13]. В необайкальскую стадию рифтогенеза (собственно орогенная) начался рост Байкальского свода, углубление и разрастание рифтовых долин, поднятие плеч рифтов. Воздымание Баргузинского хребта имело характер ступенчато-глыбового поднятия, а Икатского хребта — сводового [14]. Высокогорные хребты Станового нагорья, по нашим представлениям, имели относительно выровненные вершинные поверхности, преобразованные в эпохи оледенений экзарационными процессами в альпинотипный рельеф [15]. Развитие экзарационных процессов преобразовало морфоскульптуру Баргузинского хребта: он приобрел зубчатые очертания в процессе формирования каров и цирков, узких гребней, отдельных пиков и карлингов.

Кары — один из индикаторов развития горных оледенений. В них берут начало каровые глетчеры, являющиеся истоками горно-долинных ледников. Установлено, что в период среднеплейстоценового оледенения уровень снеговой границы на западном и северо-западном склонах Баргузинского хребта опускался до абс. высоты 1170–1230 м (бассейны Верхней и Нижней Акули, Лево́й Фролихи). Кары имеют разную степень морфологической выраженности, что связано с отмиранием или активным функционированием в поздние эпохи оледенения. Кары, расположенные на низких гипсометрических уровнях, имеют, как правило, «дряхлый» вид — полузасыпанные днища, частично заросшие древесно-кустарниковой растительностью. Это свидетельствует о том, что уровень снеговой границы поднялся выше и данные кары вышли из зоны экзарации.

На северной оконечности Баргузинского хребта были сформированы два локальных центра оледенения (ледниковые шапки) (рис. 1). Один из них располагался в верховьях Верхней и Нижней Акули, Светлой и Томпуды, а другой находился южнее — в верховьях Шегнанды, Кабаньей и Аллы. В северном центре были распространены ступенчатые кары и цирки, достигавшие 4–6 км в поперечнике. Днища этих каров и цирков расположены на абсолютной высоте 1700 ± 100 м, часто заозерены и покрыты крупноглыбовым чехлом коллювиальных и ледниковых отложений. Высокие пилообразные гребни, разделяющие смежные цирки и кары, возвышаются на 400–500 м над уровнем их днищ. Отмечается много широких (до 1–2 км) проходов и седловин между цирками, а также снижение задних стенок цирков на 200–300 м. Верховья многих трогов начинаются на уровне выровненной поверхности (1700 ± 100 м). Вероятно, на этой высоте лежал ледниковый покров, от которого отходили выводные горно-долинные ледники.

По данным дешифрирования аэрофотоснимков, толщина ледниковых покровов в локальных центрах оледенения не превышала 300–400 м. При этом из-под льда выступали карлинги и отдельные горные массивы на междуречьях. Развитая эрозионная сеть на склонах хребта с крутыми тальвегами речных долин способствовала растеканию льда и формированию выводных горно-долинных ледников, препятствуя таким образом чрезмерному увеличению мощности ледниковых покровов. Локальный ледниковый центр, расположенный южнее, в верховьях Шегнанды, Кабаньей и Аллы, был менее мощный, чем северный. В бассейнах этих рек сформировались многочисленные, но небольшие одиночные ледниковые кары, значительно уступавшие по размерам карам и циркам северного центра.

Ледниковые образования северо-восточного побережья Байкала. Выводные горно-долинные ледники северного локального центра оледенения спускались по долинам Акули, Фролихи, Ширильды, Томпуды и достигали уреза воды Байкала. Глетчеры южного локального центра также выходили на побережье, однако мощность их была меньше. Так, конечная морена Шегнанды расположена в приустевой части реки, но конечно-моренные валы ледников р. Большой лежат в 6–7 км от берега Байкала, а р. Сосновки — в 3–4 км. По данным [16, с. 72], «одной из характерных особенностей наземного и подводного рельефа Северной котловины Байкала является наличие наземных и подводных ледниковых форм рельефа. Почти вся прибрежная полоса вдоль Баргузинского хребта шириной 10–15 км покрыта ледниковыми отложениями в форме моренных дуг протяженностью до 10 км».

Горно-долинные ледники Верхней и Нижней Акули из северного локального центра оледенения выходили на днище сухоходной оконечности Северо-Байкальской впадины. Здесь сохранились боковые и конечно-моренные валы трех разновозрастных эпох оледенения, залегающие в виде поперечной гряды дугообразных валов, расширяющейся вниз по течению реки [6]. В низовье Верхней Акули два внешних вала, соответствующие стадияльным моренам первого среднеплейстоценового оледене-

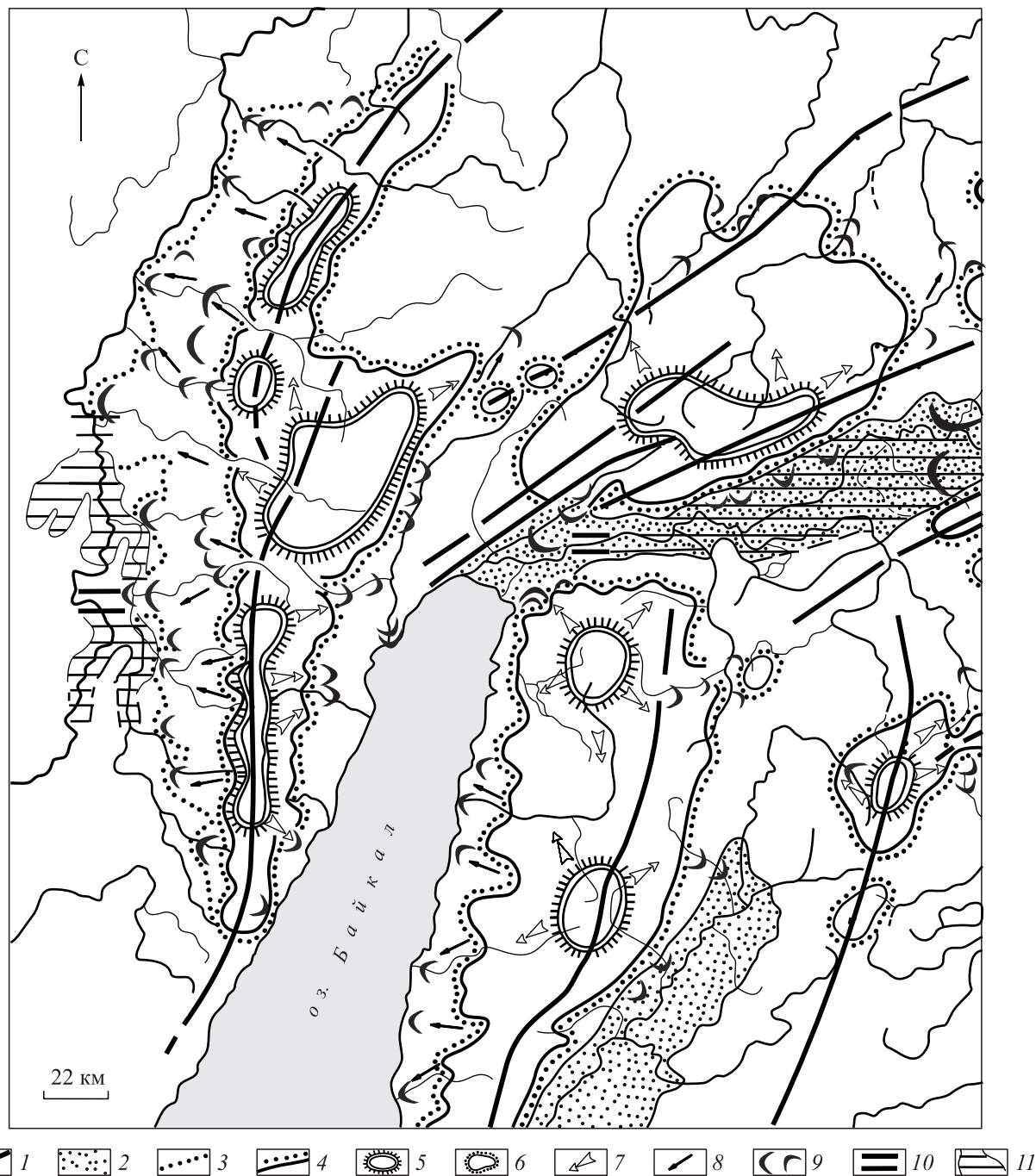


Рис. 1. Палеогеографическая схема эпохи максимального оледенения Северного Прибайкалья.

1 — горные хребты; 2 — рифтовые впадины; 3 — граница максимального выдвижения ледников в Прибайкальской впадине; 4 — границы развития максимального оледенения; 5 — главные центры оледенения; 6 — локальные участки развития оледенения; 7 — направление движения ледников от центров оледенения; 8 — направление выдвижения горно-долинных ледников; 9 — валы конечных морен; 10 — ледниковые плотины; 11 — ледниково-подпрудные озера.

Таблица 1

Морфологическая характеристика морен р. Верхняя Акули

Оледенение	Типы морен		Длина валов, км	Ширина валов, км	Высота валов, км	Объем каменного материала, км ³
	морены	валы				
Первое	Конечные	I – внешний	6	0,8	0,025	0,12
		II – внутренний	11	0,8	0,030	0,26
	Боковые	Левобережный	4,7	1,1	0,195	1,01
		Правобережный	2,5	0,5	0,210	0,26
Второе	Конечные	III – внешний	4,5	0,4	0,030	0,05
		IV – внутренний	5,5	1,25	0,080	0,55
	Боковые	Левобережный	4	0,5	0,145	0,29
		Правобережный	4	0,45	0,160	0,29
Третье	Конечная	V – абляционная морена	5	1,2	0,035	0,21

ния, расчленены эрозионными процессами на отдельные фрагменты и имеют сглаженные очертания (55°46'53" с. ш., 110°06'35" в. д.) Сохранился фрагмент правобережного конечного вала максимальной стадии выдвижения ледника высотой до 25 м, длиной — до 6 км и шириной 0,4–1,2 км (табл. 1).

Вторая стадияльная конечная морена имеет длину до 11 км, высота вала достигает 20–40 м; кроме того, наблюдается повышение ее высоты к флангам до 50–70 м и слияние с боковыми моренами. Левобережная боковая морена шириной до 1,1 км прослеживается вверх по течению реки на 4,7 км, при этом отмечается повышение ее высоты от 70–80 до 250 м.

Конечный вал более позднего оледенения отделен от морены предшествующего оледенения низиной шириной более 1 км. Высота его колеблется от 20 до 40 м, длина вала достигает 4,5 км, а ширина не превышает 0,4 км. На этот моренный вал вплотную надвинута более поздняя стадияльная морена, возвышающаяся над ним на 40–60 м, ширина ее равна 1–1,5 км, а длина — около 5,5 км. Внешний склон конечно-моренного вала значительно круче внутреннего. Боковые морены этого ледника вложены в боковые морены более древнего глетчера и ниже их на 40–60 м. Кроме того, они разделены маргинальными каналами длиной 2–2,2 км.

Конечно-моренные образования третьей эпохи оледенения представлены абляционной мореной, внешний уступ которой (высотой 35–40 м) расположен в 2,5 км выше по течению реки от стадияльной морены предыдущего оледенения. Ширина абляционной морены колеблется от 0,8 до 1,6 км и занимает все днище трога. Длина ее достигает 5 км, рельеф поверхности бугристо-западинный, со множеством мелких озерков.

Данные материалы, на наш взгляд, говорят о том, что в долине Верхней Акули сохранились следы трех самостоятельных оледенений. Мощность ледника первого оледенения, выходившего во внеледниковую зону, превышала 250 м, а второго — достигала 200 м. Абляционная морена, сформировавшаяся в районе остановки глетчера третьего оледенения, свидетельствует о резком изменении климатических условий, что привело к деградации оледенения и формированию «мертвого» льда. Моренные образования, представленные абляционной мореной, картируются в трогах Нижней Акули, Акуликана и в других речных бассейнах Баргузинского хребта. Последнее сартанское оледенение региона относилось к каровому типу. Каровые ледники, как правило, были мало мощными, не достигавшими даже днищ трогов, лишь отдельные из них имели длину до 6–8 км.

В низовье рек Нижняя Акули и Акуликан, в районе выхода из гор в Северо-Байкальскую впадину (55°42'21" с. ш., 110°03'14" в. д.), расположено несколько конечно-моренных валов древних оледенений в виде дугообразной гряды, обращенной выпуклой стороной вниз по течению реки. Наиболее древнее оледенение представлено двумя моренными валами высотой 40–65 м, сильно переработанными эрозионными процессами, с пологими склонами. Третий конечно-моренный вал высотой до 80 м сохранился между руслами рек Нижняя Акули и Акуликан, боковые морены этого оледенения прослеживаются вверх по долинам рек, высота их постепенно увеличивается до 170–180 м.

Моренные отложения третьего горно-долинного оледенения в виде абляционной морены мощностью 35–40 м и длиной 3–5 км лежат в долинах рек Нижняя Акули и Акуликан. Различная сохранность конечных морен, их разновысотность, соотношение и плановое расположение боковых морен и маргинальных каналов говорят о разновозрастности ледниковых форм рельефа.

Вышеизложенные материалы свидетельствуют о том, что первое среднеплейстоценовое оледенение Баргузинского хребта было полупокровного (сетчатого) типа, при котором из ледникового покрова выступали лишь отдельные горные вершины. Более поздние оледенения были горно-долинного типа и развивались в мезоформах рельефа, сформированных в период предыдущего оледенения, расширяя и углубляя кары, цирки и трог. Наблюдается постепенное уменьшение мощности оледенений, судя по грядам конечных морен, расположенных, как правило, выше по течению от конечно-моренных валов предыдущего оледенения.

Характерной особенностью оледенения высокогорных хребтов Северного Прибайкалья, в частности Байкальского и Баргузинского, обрамляющих Северо-Байкальскую впадину, было асимметричное развитие ледникового покрова, при котором глетчеры западного наветренного склона значительно превосходили по длине таковые противоположного склона. Ледники восточного склона Байкальского хребта были отгорожены от оз. Байкал низкогорной Рель-Тыйской промежуточной тектонической ступенью. Тем не менее Тыйский ледник, формировавшийся на восточном подветренном склоне Байкальского хребта, достигал побережья Байкала. В приустьевой части Тьи было обнаружено захоронение мегафауны, давшее возможность датировать вмещающие отложения верхней части 50–80-метровой террасы концом среднего плейстоцена.

Комплекс ледниковых и ледниково-озерных образований северо-западного побережья Байкала. На северо-западном побережье Байкала конечные морены расположены в приустьевой части Тьи и в долине Рели. По данным [14, 15, 17] установлено, что среднеплейстоценовые ледники достигали акватории Байкала, уровень вод которого был на 80–90 м выше современного уровня озера. Дельта Тьи представляет собой сложную мезоформу рельефа, сформировавшуюся в субаквальных условиях и сложенную многослойной толщей речных, озерно-речных, ледниковых и водно-ледниковых отложений.

В горном сужении долины Тьи, вблизи бортового разлома рифтовой впадины, сохранился остаток боковой морены ледника первого плейстоценового оледенения, представленный несортированным валунно-глыбово-галечным материалом с мелко-тонкозернистым песчаным заполнителем, с отдельными глыбами до 6–8 м в поперечнике, со следами ледниковой штриховки. По данным термолуминесцентного датирования, ледниковые образования сформировались в первой половине среднего плейстоцена, в самаровское время — 211 тыс. $\pm$ 30 тыс. л. н. (ГИН СО РАН — 362), что сопоставляется со стадией МИС 8 — морские кислородные изотопные стадии [8].

Левобережная часть дельты террасированная, с небольшим уклоном вниз по течению реки. Терраса сложена валунно-галечным материалом с редкими глыбами до 1–2 м в поперечнике с маломощными прослоями и линзовидными скоплениями песка. Из этих отложений были отобраны пробы на абсолютный возраст. По пробе, взятой в 12 м ниже поверхности террасы, была получена абсолютная дата. По данным термолуминесцентного анализа, эти отложения сформировались в среднем плейстоцене, в самаровское время — 252 тыс. $\pm$ 38 тыс. л. н. (ГИН СО РАН — 373) [17].

На поверхности 50–80-метровой террасы залегают конечно-моренные отложения более позднего оледенения в виде многолопастного вала с пологими склонами, в строении которого принимают участие валунно-галечные отложения с суглинисто-песчаным заполнителем и отдельными крупными глыбами. На этой же террасе, в озерно-речных осадках, было обнаружено захоронение мегафауны (мамонтный фаунистический комплекс, ранний тип), позволившее датировать вмещающие их отложения второй половиной среднего плейстоцена [6, 15], позднее предполагаемый возраст был подтвержден термолуминесцентным датированием — 154 тыс. $\pm$ 23 500 л. н. (ГИН СО РАН — 358) [17]. Эти данные дают основание считать, что конечно-моренный вал, залегающий на поверхности высокой террасы, был отложен ледником, сформировавшимся во вторую эпоху среднеплейстоценового оледенения, в тазовское время (сопоставляется со стадией МИС 6) (табл. 2).

Вышеизложенное свидетельствует о том, что ледники Байкальского хребта спускались во внеледниковую зону и достигали береговой полосы оз. Байкал. В устье р. Тьи установлены ледниковые отложения первого и второго среднеплейстоценовых оледенений, возраст которых определен по находкам мегафауны и данным термолуминесцентного датирования.

Ледниковые образования восточного склона Баргузинского хребта. Оледенение восточного склона Баргузинского хребта было значительно слабее, чем на противоположном. В этом сказалась асимметрия оледенения, вызванная неравномерным распределением осадков на склонах хребта, метелевым и лавинным перераспределением снега. Вследствие западного переноса значительная часть осадков выпадала на западном склоне и в центральной части хребта. На восточный склон переваливали уже иссушенные воздушные массы. Поэтому ледники восточного склона значительно уступали по размерам глетчерам наветренного склона.

Таблица 2

Термолуминесцентный возраст осадков Северного Прибайкалья в дельте р. Тьи и морен восточного склона Баргузинского хребта

№	Местонахождение, отложения	Возраст, л. н.
1	Местонахождение крупной териофауны, 50–80-метровая терраса (нижняя часть) оз. Байкал; валунно-глыбовые отложения (55°38'53,60" с. ш., 109°19'45,89" в. д.)	>450 тыс. (ГИН СО РАН – 359)
2	Местонахождение крупной териофауны, 50–80-метровая терраса (верхняя часть) оз. Байкал; слоистые пески	154 тыс. ± 23 500 (ГИН СО РАН – 358)
3	Горное сужение долины Тьи, ледниковые отложения (55°38'53,23" с. ш., 109°17'23,45" в. д.)	211 тыс. ± 30 тыс. (ГИН СО РАН – 362)
4	35–40-метровая терраса оз. Байкал; валунно-галечные отложения (55°37'26,48" с. ш., 109°19'00,39" в. д.)	252 тыс. ± 38 тыс. (ГИН СО РАН – 373)
5	25–30-метровая терраса оз. Байкал, мыс Курла; глыбово-валунно-галечные отложения (55°63'93,23" с. ш., 109°36'12,07" в. д.)	>800 тыс. (ГИН СО РАН)
6	Долина Улюгны, левый берег; моренные отложения (54°56'53,93" с. ш., 111°07'02,78" в. д.)	230 тыс. ± 15 тыс. (ГИН СО РАН – 900)
7	Долина Верхнего Курумкана, правый берег; моренные отложения (54°20'37,12" с. ш., 110°13'44,19" в. д.)	104 тыс. ± 8 тыс. (ГИН СО РАН – 897)

Исключение представлял лишь Светлинский ледник, отходивший от северного локального центра оледенения, длина которого достигала 50–55 км. Остальные ледники восточного склона Баргузинского хребта имели небольшие ледосборные бассейны с одиночными, иногда ступенчатыми, карами. Эти горно-долинные ледники имели небольшую длину и незначительные мощности. Лишь отдельные из них доходили до бортового разлома Баргузинской впадины, но и они не продвинулись дальше подгорного шлейфа Баргузинского хребта. Следует отметить, что уровень снеговой границы располагался на разных высотах в зависимости от экспозиции склонов.

Улюгинский ледник. Река Улюгна впадает в р. Баргузин на северо-восточном замыкании Баргузинской впадины. Горно-долинный Улюгинский ледник формировался на восточном склоне Баргузинского хребта (рис. 2). Длина его достигала 40–45 км. Площадь водосборного бассейна в верховьях Улюгны составляла 180–200 км², где располагались 15–20 небольших ледовых одиночных и ступенчатых каров. В низовье реки, на выходе в Баргузинскую впадину, был сформирован обширный конус выноса площадью до 25 км², сложенный аллювиальными, ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Ледник максимальной стадии плейстоценового оледенения выходил из гор, но не продвинулся в глубь Баргузинской впадины. Останцы конечно-моренного вала сохранились на конусе выноса, конфигурация которых свидетельствует о том, что он имел в плане дугообразную форму длиной до 14–15 км и шириной до 1,5 км. Длина сохранившегося останца правобережной боковой морены около 2,2 км, ширина — 0,8 км.

Останец конечно-моренного вала на левобережье реки достигает 4,5 км в длину и 1,2–1,3 км в ширину. Северный конец вала высотой 50–55 м примыкает к коренному борту долины. Наблюдается постепенное снижение поверхности вала от склона долины к руслу реки, согласно наклону топографической поверхности конуса выноса. Высота конечно-моренного вала вблизи русла Улюгны достигает 30–35 м. Внешний склон вала имеет крутизну до 28–30°, а внутренний склон значительно более пологий. Конечно-моренный вал сложен валунно-глыбовым материалом с примесью галечно-щебнистых отложений, с дресвяно-песчаным заполнителем серовато-коричневого цвета. Размеры крупнообломочного материала в поперечнике преимущественно не превышают 0,3 м, изредка достигают 1–1,5 м, окатанность — I–II классов [18]. Отложения неокатанные, несортированные, отмечается слабое проявление процессов карбонатизации. Конечно-моренный вал сформировался, по данным термолуминесцентного датирования, 230 тыс. ± 15 тыс. л. н. (ГИН СО РАН – 900), т. е. в эпоху первого среднеплейстоценового оледенения.

В 1,5 км к юго-востоку от крутого склона конечно-моренного вала были изучены флювиогляциальные отложения. В разрезе видимой мощностью до 5 м были вскрыты валунно-галечные отложения с примесью щебня и мелких глыб, с базальным песчано-суглинистым заполнителем серовато-коричневого цвета. Отложения непромытые, неслоистые.

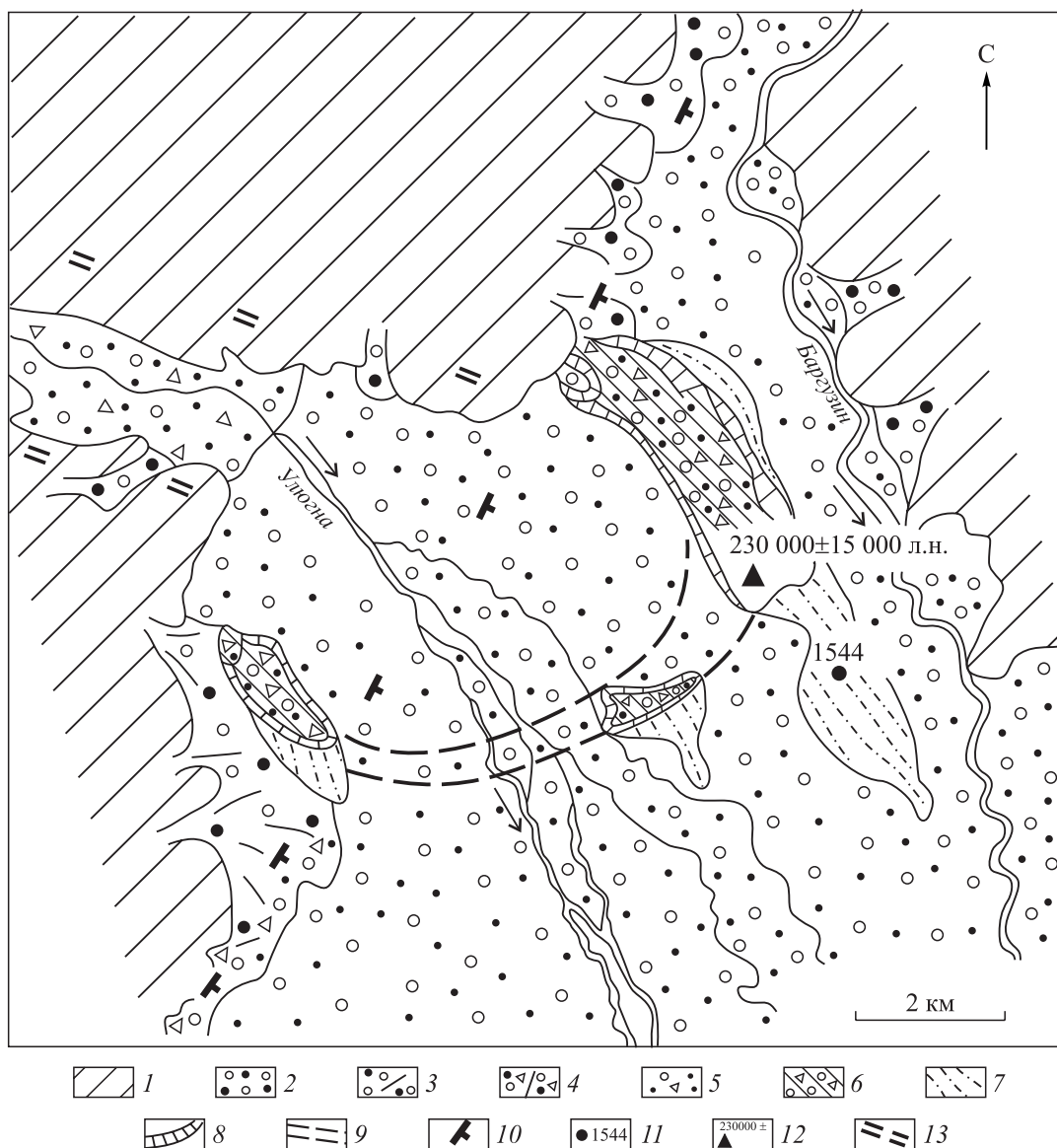


Рис. 2. Конечно-моренный вал первого среднеплейстоценового оледенения Улюгнинского ледника.

1 — крутые склоны; 2 — аллювиальные отложения, 3 — пролювиальные отложения, 4 — делювиально-пролювиальные отложения, 5 — ледниково-аллювиальные отложения; 6 — морены первого среднеплейстоценового оледенения, 7 — флювиогляциальные отложения; 8 — крутые склоны конечно-моренных валов; 9 — маргинальные каналы; 10 — Баргузинский глубинный разлом; 11 — точка наблюдения и ее номер; 12 — место отбора термолюминесцентных проб и абсолютный возраст, л. н.; 13 — контуры эродированных частей конечно-моренного вала Улюгнинского ледника.

Верхне-Курумканский ледник. В 70–75 км южнее Улюгнинского ледника находился Верхне-Курумканский ледник. Он сформировался на юго-восточном склоне Баргузинского хребта (рис. 3). Длина его не превышала 16–18 км, но общая длина вместе с ледником правого притока достигала 26–28 км. Площадь ледосборного бассейна составляла 70–80 км². Здесь сформировались одиночные и ступенчатые кары. Мощность ледника была небольшой, но тем не менее он выдвинулся в пределы Баргузинской впадины и остановился в контуре подгорного шлейфа хребта. Конечно-моренные валы Верхне-Курумканского ледника распространены на выходе из хребта. Судя по морфологии валов и данным абсолютного датирования, здесь сохранились конечные морены двух разновозрастных эпох оледенения.

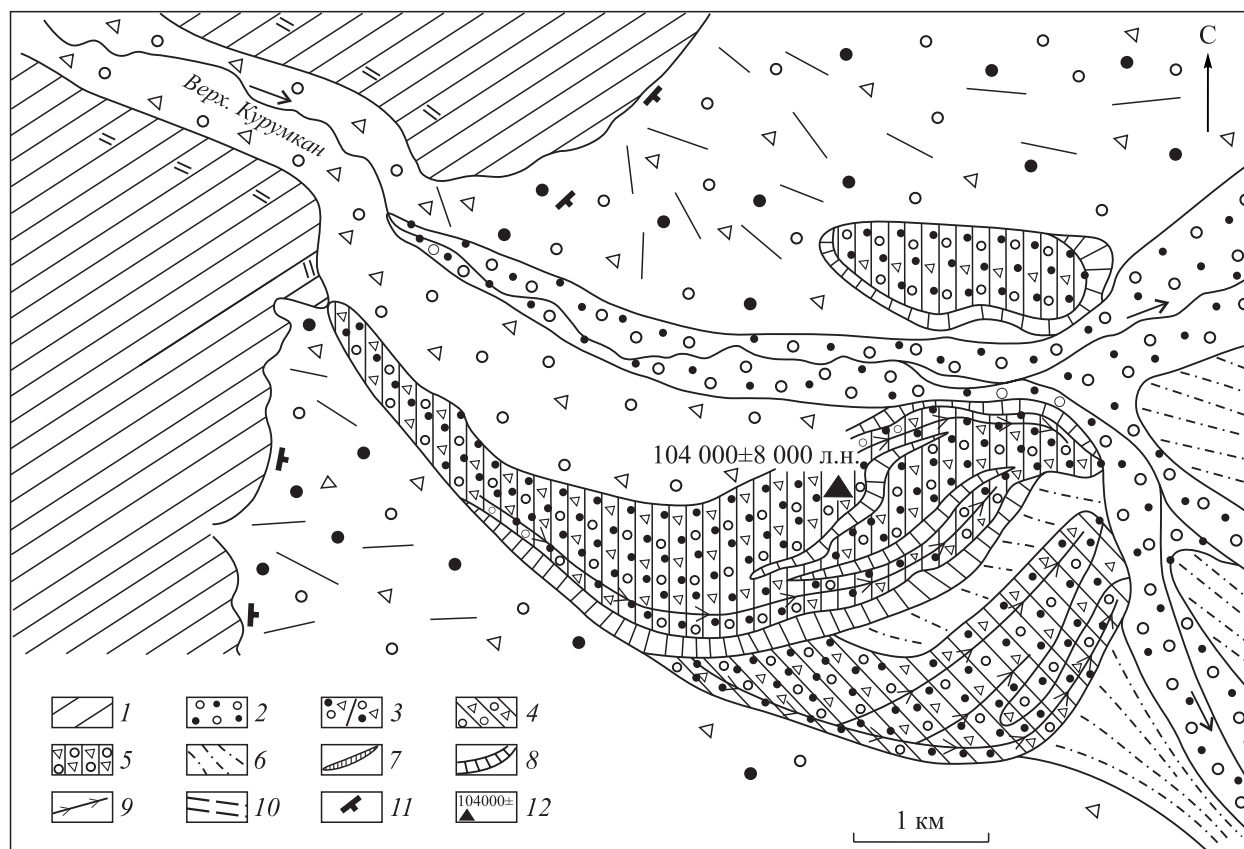


Рис. 3. Конечно-моренные валы плейстоценовых Верхне-Курумканских ледников.

1 — крутые склоны; 2 — аллювиальные отложения; 3 — делювиально-пролювиальные отложения; 4 — морены среднеплейстоценового оледенения; 5 — морены первого позднеплейстоценового оледенения; 6 — флювиогляциальные отложения; 7 — обрывы, крутые уступы; 8 — крутые склоны конечно-моренных валов; 9 — узкие гребни конечно-моренных валов; 10 — маргинальные каналы; 11 — Баргузинский глубинный разлом; 12 — место отбора термолюминесцентных проб и абсолютный возраст, л. н.

Конечно-моренные валы раннего оледенения выдвинуты на 5–6 км от разломного фаса Баргузинского хребта вглубь впадины. Ледниковые отложения сохранились преимущественно на правобережье Верхнего Курумкана и представлены грядой дугообразно изогнутых стадияльных валов, обращенных выпуклой стороной вниз по течению реки. Длина валов колеблется от 1,5 до 2,5 км, а ширина — от 0,25 до 0,35 км. Конечно-моренные валы смыкаются с правобережной боковой мореной длиной около 1 км и шириной до 0,7 км. Высота валов не превышает 8–10 м, склоны их пологие и покрыты древесно-кустарниковой растительностью.

Конечно-моренные отложения более позднего оледенения залегают в виде «подковообразной дуги» длиной до 4 км, отделенной от валов предшествующего оледенения ложиной шириной 0,5–0,6 км. Эта «подкова» состоит из двух стадияльных конечно-моренных валов, разделенных внутренним понижением шириной до 0,6 км. Стадияльные валы примыкают к правобережной боковой морене (длиной более 2 км и шириной до 0,5–0,6 км), высота которой увеличивается вверх по течению реки на 70–90 м. Гребни стадияльных валов имеют ширину до 120–150 м, массивную, выпуклую поверхность, на которой встречаются многочисленные глыбы до 1–1,5 м в поперечнике. Внешние склоны стадияльных валов имеют крутизну до 23–24°, а внутренние склоны, обращенные к понижению, относительно пологие (14–15°).

Конечно-моренные валы сложены глыбово-валунными отложениями со щебнем, дресвяно-песчаным заполнителем желтовато-коричневого цвета, глыбы достигают 1,0–1,5 м в поперечнике, окатанность крупнообломочного материала — 0 и I классов. Из этих ледниковых отложений были отобраны пробы на абсолютный возраст. По данным термолюминесцентного датирования было

установлено, что они сформировались 104 тыс. $\pm$ 8 тыс. л. н. (ГИН СО РАН – 897), т. е. в раннезырянское оледенение (подстадия 5d) [19]. Небольшой останец конечно-моренного вала площадью 1,5 км², одновозрастный с моренами позднеплейстоценового оледенения, сохранился на левобережье Верхнего Курумкана. Флювиогляциальные отложения распространены фрагментарно перед фронтом конечно-моренных валов, но в составе обширной сухой дельты Верхнего Курумкана площадью более 10 км² их доля весьма существенна.

Оледенение восточного склона Баргузинского хребта было незначительным. Кроме рассмотренных выше Улюгинского и Верхне-Курумканского ледников, здесь не было других, которые бы доходили до разломного фаса хребта. Так, в верховьях Аллы площадь ледосборного бассейна достигала 70–75 км², но здесь располагались лишь небольшие ступенчатые кары, ледники которых даже не сформировали долинный ледник. Небольшие кары закартированы в верховьях Шаманки, Ульзыхи, Улюна, Нестерихи и других водотоков, но ледниковые и водно-ледниковые отложения этих каров лишь выстилают днище долин и участвуют в формировании мощного подгорного шлейфа Баргузинского хребта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Следует отметить, что имеются разные точки зрения на особенности оледенения высокогорных хребтов рассматриваемого района, их типы, кратность оледенения и возраст. Одним из основных аргументов в пользу представления о том, что формирование морфоскульптуры Баргузинского хребта произошло в позднеплейстоценовое время, позднеплейстоценовое оледенение было максимальным по масштабам, а сартанские горно-долинные ледники доходили до побережья Байкала, что подтверждается данными радиоуглеродного датирования [20, 21], является свежесть ледниковых форм рельефа высокогорных хребтов.

Выше было сказано, что на низкогорных ступенях высокогорных хребтов встречаются ледниковые кары, сформировавшиеся в ранние эпохи оледенения. Позднее при смене климатических условий произошло поднятие уровня снеговой границы, что привело к прекращению экзарационных процессов и отмиранию каров. Активизация водной эрозии, гравитационных и биогенных процессов способствовала засыпанию днищ каров обломочным материалом, зарастанию их травяно-кустарниковой и древесной растительностью. Большая высота и расчлененность водораздела Баргузинского хребта способствуют долгому сохранению снежников в глубоких карах и трогах. В гольцовой зоне выше границы леса преобладают морозное выветривание и денудационные процессы. Близость гольцовой зоны к уровню снеговой границы способствует, по-видимому, развитию процессов нивации и консервации мезоформ рельефа, созданных на ранних этапах формирования морфоскульптуры хребта.

Многократное наложение экзарационных процессов на ледниковые мезоформы рельефа, сформированные в предшествующие эпохи оледенения, приводит к затушевыванию следов ранних преобразований рельефа. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что первое среднеплейстоценовое оледенение Баргузинского хребта было максимальным по своим масштабам. Последующие оледенения не выходили за границы распространения первого и развивались в мезоформах рельефа, оставшихся от предыдущих эпох, углубляя и расширяя их. Именно последовательное снижение интенсивности плейстоценовых отложений способствовало сохранению в трогах гряд конечных и боковых морен.

В работе [20] по позднеплейстоценовому оледенению Баргузинского хребта количественно оценена средняя скорость ледниковой эрозии, за время последнего ледниковья (МИС 2–4) достигавшая 0,16 мм/год, т. е. 1,6 м за 10 тыс. лет. Согласно справочнику, эрозия ледниковая — это «истирание, измельчение, срыв... производимые движущимся глетчерным льдом, вмержшими в него обломками пород и эрозионным действием потоков талых вод. ...Весь комплекс процессов разрушения ледником ложа, в том числе и размыв талыми напорными водами. Понятие более широкое, чем “экзарация”, означающее разрушение земной поверхности движущимся льдом» [22, с. 202]. Таким образом, исходя из рассчитанной скорости ледниковой эрозии, за позднеплейстоценовую эпоху оледенения (продолжительностью 61 тыс. лет) (МИС 2–4) снижение высоты Баргузинского хребта произошло менее чем на 10 м.

В публикациях по палеогеоморфологии и плейстоценовому оледенению Северного Прибайкалья часто упоминается радиоуглеродная датировка по кости мамонта из северобайкальского местонахождения крупной териофауны 38 010 $\pm$ 535 л. н. (СОАН-5935) [21], ставящая под сомнение среднеплейстоценовый возраст высокой террасы и коррелятных ледниковых отложений. Относительный возраст высокой террасы в дельте Тыи установлен на основании находок остатков костей мамонтовой фауны

раннего типа, что позволило датировать вмещающие их осадки концом среднего плейстоцена. Позднее нами был определен абсолютный возраст этих осадков и получены даты, подтвердившие их среднеплейстоценовый возраст.

Фаунистические остатки северобайкальского комплекса крупных млекопитающих были захоронены на заключительных этапах формирования террасы — они залегают в 8–9 м ниже поверхности террасы. На уровне почвенно-растительного слоя наблюдалось формирование полигональных грунтов, представленных в уступе террасы псевдоморфозами по морозобойным трещинам и ледяным клиньям глубиной до 1–2 м, что говорит о чрезвычайно холодных климатических условиях на завершающих этапах формирования террасы.

Вышеизложенные данные: фаунистические остатки крупных млекопитающих среднеплейстоценового мамонтового фаунистического комплекса (раннего типа); среднеплейстоценовый возраст вмещающих их осадков, установленный по данным термолюминесцентного датирования; псевдоморфозы по ледяным клиньям на поверхности высокой террасы; фрагменты боковой морены в горном сужении долины Тыи, датированные по термолюминесцентному методу средним плейстоценом, — по нашему мнению, свидетельствуют о том, что тыйский ледник в среднем плейстоцене достигал побережья Байкала, уровень вод которого был на 80–90 м выше современного уровня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов позволил сделать вывод о четырехкратном оледенении Байкальского и Баргузинского хребтов. Среднеплейстоценовый возраст высокой террасы и моренных отложений в дельте р. Тыи, установленный по ископаемой териофауне, был подтвержден данными абсолютного датирования осадков термолюминесцентным методом. Подробное описание комплексов ледниковых образований в трогах северной оконечности Баргузинского хребта в совокупности с абсолютными датировками морен восточного склона хребта свидетельствует о четырехкратном оледенении высокогорных хребтов Северного Прибайкалья.

Первое среднеплейстоценовое оледенение, произошедшее в самаровское время, было наиболее масштабным, как и на смежных высокогорных хребтах Северного Прибайкалья, Станового и Байкало-Патомского нагорий. Более поздние, сопоставляемые с тазовским и зырянским оледенениями Западной Сибири, уступали по своим размерам самаровскому оледенению. Первое среднеплейстоценовое оледенение было полупокровного (сетчатого) типа, второе и третье — горно-долинного типа. Первое позднеплейстоценовое оледенение Баргузинского хребта, по данным термолюминесцентного датирования, произошло в подстадию 5d раннезырянского оледенения. Четвертое оледенение было карового типа.

Как отмечено нами выше, первое оледенение в горах Северного Прибайкалья относится к первой половине среднего плейстоцена (самаровское время) и сопоставляется со стадией МИС 8 морских кислородных изотопных стадий; второе оледенение — ко второй половине среднего плейстоцена (тазовское время), сопоставляется со стадией МИС 6.

Третье оледенение произошло в подстадию 5d раннезырянского оледенения, сопоставляемого со стадией МИС 4. Как отмечается в [19, с. 69], в байкальской записи подстадия 5d выглядит как типичный ледниковый интервал, «находка Кормужихантской морены сдвинула начало зырянского ледникового периода до 110–117 тыс. лет».

Четвертое оледенение было карового типа, и оно сопоставляется со стадией МИС 2. На северной оконечности Баргузинского хребта длина каровых ледников не превышала первых километров, лишь изредка достигая 6–8 км. Однако в [23] утверждается, что Томпудинский ледник второй позднеплейстоценовой эпохи оледенения (сарган) достигал побережья Байкала. По данным радиоуглеродного датирования установлено время формирования конечной морены р. Томпуды в период от 12 тыс. до 9500 л. н. По нашим представлениям, комплекс конечно-моренных валов Томпудинского ледника состоит из нескольких разновозрастных подковообразных валов, вложенных друг в друга, при этом наиболее древние из них расположены в прибортовых частях долины. Торфяной горизонт, из которого получены радиоуглеродные датировки в диапазоне 9500–12 000 л. н., был сформирован в цунговом бассейне Томпудинских конечных морен.

Результаты исследования, представляющего собой краткий обзор имеющихся на данный момент материалов, помогут найти ответы на некоторые спорные вопросы по плейстоценовым оледенениям высокогорных хребтов Северного Прибайкалья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крopotкин П.А. Общий очерк орографии Восточной Сибири // Зап.-Сиб. отд-ние Рус. геогр. об-ва по общей географии. — 1867. — Кн. 9/10. — С. 1–95.
2. Обручев В.А. Геология Сибири. — М.: Изд-во АН СССР, 1938. — Т. 3. — С. 782–1354.
3. Ладохин Н.П. О древнем оледенении Баргузинского хребта // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. — Улан-Удэ: Бурят-Монгол. кн. изд-во, 1954. — Вып. 1. — С. 147–162.
4. Галкин В.И. К вопросу о характере оледенения на побережье озера Байкал // Материалы по геологии мезозойских отложений Восточной Сибири. — Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. геологич. ин-та, 1961. — Вып. 3. — С. 50–59.
5. Логачев Н.А. Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М.: Наука, 1974. — С. 16–162.
6. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Отв. ред. А.Г. Золотарев. — М.: Наука, 1981. — 198 с.
7. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология / Отв. ред. А.Н. Логачев. — Новосибирск: Наука, 1983. — 171 с.
8. Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Хурсевич Г.К., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Кербер Е.В., Гвоздков А.Н., Гелетий В.Ф., Вейль Д., Шваб М. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. — 2000. — Т. 370, № 1. — С. 61–66.
9. Кульчицкий А.А. Плейстоценовые оледенения Северо-Западного Прибайкалья в зоне Байкало-Амурской магистрали // Геология и геофизика. — 1985. — № 2. — С. 3–10.
10. Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. — Чита: Изд-во Чит. ун-та, 2009. — 370 с.
11. Золотарев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. — Новосибирск: Наука, 1974. — 118 с.
12. Перевалов А.В., Резанов И.Н. Первый опыт радиотермolumинесцентного датирования антропогенных отложений Юго-Западного Забайкалья // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38, № 7. — С. 1245–1251.
13. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. М-б 1:1 500 000 / Ред. А.Н. Золотарев, П.М. Хренов. — М.: Мингео СССР; ВСНИИГГИМС, 1979. — 4 л.
14. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алашкин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. — 252 с.
15. Базаров Д.Б., Будаев Р.Ц., Калмыков Н.П. О возрасте плейстоценовых террас северо-западного побережья оз. Байкал // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1982. — С. 155–157.
16. Кононов Е.Е. Особенности рельефа дна котловин озера Байкал // География и природ. ресурсы. — 2021. — № 4. — С. 67–75.
17. Будаев Р.Ц. Палеоуровни вод Северо-Байкальской впадины в эпохи неоплейстоценовых оледенений / География и природ. ресурсы. — 2011. — № 2. — С. 62–69.
18. Хабаров А.В. Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. — 1946. — № 10. — С. 98–99.
19. Прокопенко А.А., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду (результаты изучения донных осадков озера Байкал) // Геология и геофизика. — 2001. — Т. 42, № 1–2. — С. 64–75.
20. Осипов Э.Ю., Грачев М.А., Мац В.Д., Хлыстов О.М., Брайтенбах С. Реконструкция горных ледников последнего плейстоценового оледенения северо-западной части Баргузинского хребта (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. — 2003. — Т. 44, № 7. — С. 652–663.
21. Кононов Е.Е., Осипов Э.Ю., Инешин Е.М., Невзорова И.В. Еще раз к вопросу о четвертичном оледенении Прибайкалья и перспективах его решения // Вестн. Иркут. гос. техн. ун-та. — 2008. — № 3 (35). — С. 162–167.
22. Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. — М.: Наука, 1986. — 256 с.
23. Stepanova O.G., Trunova V.A., Osipov E.Yu., Kononov E.E., Vorobyeva S.S., Parkhomchuk E.V., Kalinkin P.N., Vorobyeva E.E., Vershinin K.E., Rastigeev S.A., Fedotov A.P. Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes // Quaternary International. — 2019. — Vol. 524. — P. 4–12.

Поступила в редакцию 31.03.2022

После доработки 06.10.2022

Принята к публикации 28.12.2022