

Ф. И. ЕНИКЕЕВИнститут природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
672002, Чита, ул. Недорезова, 16а, Россия, enikeev_geolog@mail.ru**ОЗЕРА КОНЦЕВЫХ БАССЕЙНОВ ОЛЕДЕНЕНИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Представлены результаты исследования ледниковых концевых бассейнов Восточного Забайкалья. Рассмотрены условия формирования озерных котловин. Приведены примеры языкового переуглубления на кристаллических породах и неконсолидированных отложениях межгорных бассейнов. Поздний плейстоценовый возраст озерных бассейнов устанавливается палеогеографической реставрацией древних оледенений Забайкалья. Конечные озера (Большое и Малое Леприндо, Зарод, Ничатка, Орон, Читканда и др.) являются прямыми показателями максимального удаления горнодолинных ледников от центров последнего оледенения. Палеогляциологическая реставрация оледенений и анализ неотектонической блоковой структуры рельефа проясняют генезис озерных впадин, распространенных в гляциальных областях. Морфогенетический анализ конечных образований обосновывает приоритет экзогенных процессов над эндогенными в формировании озерных ванн. Влияние эндогенных сил ограничено селективной экзарацией горных пород, ослабленных интенсивной тектонической трещиноватостью. Оцениваются условия сохранения озер и динамика заполнения языковых бассейнов терригенным материалом в позднем плейстоцене—голоцене.

Ключевые слова: плейстоценовые оледенения, ледниковый амфитеатр, морена конечная, озеро языкового бассейна.

F. I. ENIKEEVInstitute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
ul. Nedorezova, 16a, Chita, 672002, Russia, enikeev_geolog@mail.ru**LAKES OF TERMINAL BASINS OF LATE NEOPLEISTOCENE GLACIATIONS
IN EASTERN TRANSBAIKALIA**

Presented are the results from investigating glacial terminal basins of Eastern Transbaikalia. The formation conditions are examined for lake basins. This paper provides examples of the parameters of the glacier snout-caused overdeepening crystalline rocks and unconsolidated deposits of intermontane basins. The Late Pleistocene age of the lake basins is determined by the paleogeographical restoration of the ancient glaciations of Transbaikalia. The terminal lakes are direct indicators of the maximum distance of mountain-valley glaciers from the centers of the last glaciation. They Bol'shoe and Maloe Leprindo, Zarod, Nichatka, Oron, Chitkanda and other lakes. Paleoglaciological restoration of glaciation, and analysis of the neotectonic block structure of the relief determine the genesis of lake depressions occurring in glacial areas. Morphogenetic analysis of terminal formations substantiates the priority of exogenous processes over endogenous processes in the formation of lake basins. The influence of endogenous forces is limited by selective exaration of rocks that are weakened by intense tectonic fissuring. The lake preservation conditions and the dynamics of the filling of glacial lakes with terrigenous material in the Late Pleistocene-Holocene are assessed.

Keywords: Pleistocene glaciation, glacial amphitheater, terminal moraine, glacial-lobe lake.

На севере Забайкалья оледенения позднего неоплейстоцена охватили основные хребты Байкало-Станового нагорья. На юго-западе они тяготели к гольцовым сооружениям Онон-Чикойского междуречья. Размеры ледников были обусловлены как высотой местности, так и высотой снеговой границы [1]. Горно-долинные ледники транспортировали ассимилированный и экзарированный обломочный материал, который откладывался вокруг языков, формируя конечно-моренный комплекс. В процессе таяния льдов среди моренных отложений возникали озера. Их конфигурация и размеры (длина, ширина, глубина) зависели от величины ледосборной площади, активности ледника, изменения послеледниковой поверхностного стока и особенностей местности максимального продвижения ледника. Множество языковых озер в послеледниковые частично или полностью были заполнены рыхлыми отложениями (реки Верхний, Средний и Нижний Сакукан, Сулумат, Ингамакит, Икабья, Икабьекан, Мурурин, Сюльбан, Куда-Малая, Тундак и др.).

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Начало систематического изучения геологического строения и генезиса концевых озер четвертичных оледенений Забайкалья, главным образом на севере региона, следует отнести ко второй половине XX в., когда сотрудники Всесоюзного аэрогеологического треста проводили геологическую съемку в м-бе 1:200 000 на Витимо-Олекминском междуречье [2]. Впоследствии концевые озера четвертичных оледенений исследовались специалистами ПГО «Читагеология». К 1970-м гг. сложились определенные взгляды на образование озерных котловин.

Широко распространено мнение о тектоническом происхождении некоторых озерных ванн. К ним чаще всего относят котловины озер Большое и Малое Леприндо, Зарод, Орон, Ничатка, приуроченные к мощным зонам дробления, контролирующим границы структурно-тектонических зон, и крупным кайнозойским разломам Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), разделяющим неотектонические блоки земной коры [3–11]. Согласно [12], котловины озер Орон, Леприндо и Ничатка представляют собой рифтогенные впадины, заложенные накануне эпохи оледенения. Пространственная приуроченность оз. Зарод к Кодарскому разлому позволила геологам ПГО «Читагеология» называть этот водоем Байкальчиком или Малым Байкалом [13], признавая его якобы неотектоническую природу (грабен).

На наш взгляд, типично тектоническим является озеро, котловина которого образована прогибом фундамента земной коры или погружением неотектонического блока ниже базисной поверхности (грабен). Эта отрицательная замкнутая форма рельефа должна соответствовать общей блоковой структуре. В связи с тем что процессы денудации наиболее активно проявляются на участках, сложенных менее прочными породами, а в пределах распространения кристаллических пород Забайкалья в основном вдоль ослабленных дробленных милонитизированных зон локальной и региональной трещиноватости, расчленение рельефа осуществляется во многом согласно этим тектоническим зонам. На этом фоне селективная экзарация вырабатывает замкнутые котловины как на пути движения ледника, так и в его языковой части. Очевидно, что эти отрицательные формы рельефа, обусловленные экзогенными процессами, с результатом эндогенной деятельности связаны опосредованно и озерные чаши не являются следствием нисходящих (сбросовых) движений неотектонических блоков.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В течение многих лет на юго-востоке и севере Забайкалья, включая сопредельные территории, проводилась комплексная ГИЧ-съемка (гидрогеология, инженерная геология и четвертичная геология) в м-бе 1:200 000. Обследовано большое количество озер. Изучались химический состав вод, органолептические свойства, цвет, прозрачность. Батиметрия доступных озер производилась тарированной лентой или эхолотом с моторной либо резиновой лодки. В зимнее время при авиадесантных работах опробование и замеры делались по расходящимся профилям с применением ледобура. По возможности определяли состав ихтиофауны. Использованы результаты буровых работ, проведенных при разведке месторождений подземных вод и при поисках строительных материалов в языковых бассейнах (реки Ингамакит, Икабья, Икабьекан, Средний Сакукан, Сюльбан и др.).

В результате нами составлены палеогеографические карты четырех неоплейстоценовых оледенений — самаровского, тазовского, муруктинского, сартанского. Выполнен морфометрический анализ с целью восстановления облика «первичного» тектонического рельефа. Палеогеографический подход совместно с анализом неотектонической блоковой структуры рельефа позволяет обосновать генезис озерных впадин, распространенных в гляциальных, пери- и экстрагляциальных областях, где ледниково-подпрудные водоемы занимали протяженные участки долин основных рек Сибири [14, 15]. Некоторые результаты этих исследований нашли отражение в монографии [16].

ХАРАКТЕРИСТИКА ЯЗЫКОВЫХ БАССЕЙНОВ И ОЗЕР

Из всего многообразия озер Забайкалья в работе рассматриваются только те, формирование которых связано с долинными ледниками горного и выводными ледниками горно-покровного оледенения. Благодаря способности этих ледников к образованию конечно-моренного комплекса формируется морфологический ландшафт, внешний облик которого разительно отличается от рельефа ближайшего окружения. В структуре краевых форм рельефа области неоплейстоценовых оледенений ледниково-озерный морфолитогенез является определяющим фактором формирования специфических

конечно-моренных образований. Языковые переуглубления, моренные амфитеатры, стадиальные, а также осцилляционные валы и водоемы языковых бассейнов создают своеобразный облик современных ландшафтов.

Возникновение озерной ванны в цунговых бассейнах связано как с языковым углублением, так и с подпруживанием внешними грядами конечной морены. К этой категории относятся наиболее крупные (Большое и Малое Леприндо, Орон, Ничатка, Читканда, Щучье, Зарод), а также многочисленные мелкие озера, в основном безымянные. Все они с круглогодичным стоком, глубиной от 20–32 м (Щучье, Зарод, Читканда) до 65–184 м (Леприндо, Орон). Образование озер в языковых бассейнах началось в постмаксимальную стадию последнего оледенения (15–13 тыс. л. н.). Многие концевые бассейны к настоящему времени оказались компенсированными рыхлыми отложениями. В некоторых из них в результате неравномерного и неполного заполнения осадками сохранились фрагменты бывшего водоема (моренные амфитеатры Икабы, Икабьекана и др.). В крупных ледниковых долинах и трогах, открывающихся во впадины, мощность рыхлых отложений превышает 100 м. Заполнение осадками языковых углублений происходило в озерных условиях, о чем свидетельствуют толщи ленточных алевритов. В настоящее время они перекрыты транзитным аллювием, переходящим ниже по долине в констративные аллювиально-пролювиальные поля (реки Куда-Малая, Тундак, Сюльбан, Джелло, Катугин, Калар, Апсат, Верхний, Средний и Нижний Сакукан, Кемен, Лурбун, Икабья, Верхний и Нижний Ингамакит и др.).

Величина языкового углубления в пределах крупных моренных амфитеатров, судя по глубине озер концевых бассейнов районов горного оледенения Земли, сложенных осадочными породами, достигает 300–400 м. Например, окраинные озера у подножия южного склона Альп имеют глубины: Гарда — 346 м, Комо — 410, Маджиоре — 410 м.

Кристаллические породы, слагающие огромные пространства Забайкалья и Прибайкалья, обладают высокой устойчивостью к выветриванию. В результате этого, а также в связи с относительно невысокой активностью ледников Восточной Сибири, развивавшихся в резко-континентальных климатических условиях, глубина озер языковых бассейнов в редких случаях превышает 100 м (см. таблицу).

Для определения глубины языкового углубления в кристаллическое ложе проведены геофизические исследования в концевой части ледника Катугин сартанского оледенения. Обратный уклон продольного профиля коренного ложа долины р. Катугин в месте языкового бассейна показал, что переуглубление на этом участке составило 60 м.

Положение ложа других языковых бассейнов в пределах межгорных впадин, сложенных рыхлыми отложениями, определить не удалось. Скважина глубиной 130 м, пройденная в центре языкового бассейна Среднего Сакукана (Чарская впадина), не вышла даже из отложений, заполнивших последнее ледниковое озеро. Скважина глубиной 200 м, пробуренная на его конечном валу, не вскрыла подошвы ледниковых отложений. Скважина, заложенная на левом фесе Икабийского амфитеатра, достигла коренных пород на глубине 361 м. Полученная информация позволяет говорить о значительных масштабах данного явления в четвертичных отложениях. Представление о величине языкового углубления получено в языковом бассейне сартанского конечно-моренного комплекса р. Нижний Ингамакит. Мощность рыхлых отложений, заполнивших эту часть долины, по данным двух структурных скважин превышает 100–130 м.

Ярким свидетельством реализации усиленного языковым переуглублением экзарационного потенциала ледника служит озерная чаша Ничатки глубиной 117 м (рис. 1). Скальные берега, выступ коренных пород в истоке Сени и большая глубина говорят об обратном уклоне коренного ложа озерной впадины. Моренный вал, расположенный в истоке Сени, существенного подпора не оказывает. Таким образом, чисто экзарационная природа озерной чаши не вызывает сомнений. Большая глубина озера — результат ледниковой обработки субмеридиональной мощной и протяженной зоны дробления коренных пород. Помимо этого, в районе максимальной глубины происходило слияние с ледником, спускавшимся по долине р. Били. Резкое увеличение объема поступающего льда привело как к частичному расширению трога, так и к его углублению свыше 117 м. По данным детальной батиметрии, морфология дна определяется серией субаквальных стадиальных валов, часть которых проявилась на поверхности полукружьем небольших островов. Необходимо отметить, что ширина ледника даже в последнее оледенение намного, иногда в 10 раз, превышает ширину озера (см. рис. 1). Это позволяет сделать вывод, что углубление озерной чаши обусловлено опережающей глубинной экзарацией ледника по относительно узкой тектонической зоне, определившей ширину водоема [16].

Озера языковых бассейнов

Озеро	Местоположение		Параметры			Абс. отм., м
	бассейн реки	координаты	длина, км	ширина, км	глубина, м	
Большое Леприндо	Чара	56°37' с. ш., 117°30'59" в. д.	11,7	2,8	65	975,5
Малое Леприндо	Чара	56°36'30" с. ш., 117°21'30" в. д.	7,36	1,5	67	975,5
Зарод	Апсат–Чара	57°01'10" с. ш., 118°05'50" в. д.	2,95	0,4	32,3	837,7
Орон	Сыгыкта–Витим	57°06'40" с. ш., 116°30'59" в. д.	18,6	3	184	352,6
Кабарожье	Бестяк–Делингдэ–Чара	58°15'22" с. ш., 117°36'10" в. д.	1,18	0,48	–	896
Безымянное	Аянах–Делингдэ–Чара	58°16'20" с. ш., 117°34'28" в. д.	0,95	0,35	–	880
Ничатка	Сень–Чара	57°43'50" с. ш., 117°34'30" в. д.	27,9	2	117	554,7
Ширик	Ширик–Сень–Чара	57°41'18" с. ш., 117°23' в. д.	5,2	0,82	45	1205
Деканда	Сень–Чара	57°50' с. ш., 117°36'40" в. д.	2,7	1,7	30,9	699
Вторая Деканда	Сень–Чара	57°50'59" с. ш., 117°37'46" в. д.	2,42	1,52	19,5	699
Читканда	Хани–Олекма	57°00'18" с. ш., 119°32'30" в. д.	3,36	1,19	32	1098,1
Камканда	Эвонокит–Хани–Олекма	57°05'26" с. ш., 119°48'30" в. д.	2,38	0,68	–	1119,4
Щучье	Мурурин–Икабьекан–Чара	56°59'47" с. ш., 119°15'00" в. д.	1,2	1,38	–	1088,8
Усмунские	Усмун–Калакан–Витим	55°46'20" с. ш., 118°22'00" в. д.	1,45	0,5	–	1531
Мунг-Кюэль	Чоруодакан–Токко–Лена	57°51'03" с. ш., 120°39'00" в. д.	9,18	1,65	–	864
Два безымянных	Гремучка–Нижний Шебетуй–Чикой	49°42'30" с. ш., 110°06'30" в. д.	0,7	0,1	–	1549,5
Пять безымянных	Верхний Шебетуй–Чикой	49°38'10" с. ш., 110°02'07" в. д.	0,36	0,17	–	1460
Утиное	Зун-Агуцакан–Агуца–Онон	49°41'26" с. ш., 111°09'54" в. д.	0,29	0,1	–	1500

Примечание. Прочерк – нет сведений.

Чаще всего о тектонической природе озерной западины говорится при рассмотрении условий образования озер Малое и Большое Леприндо [5]. Здесь в районе межвпадинной перемычки прослеживается рифтогенный разлом субширотного простирания с широкой зоной дробления. Ее структурные и плановые особенности подчеркнуты мезо- и микроформами курчавых скал. Селективная экзарация коренного ложа сквозной долины особенно наглядна на перевале у западной оконечности оз. Малое Леприндо и на крупном межозерном блоке, разделяющем озерные чаши. Конфигурация былой границы озера с уровнем на 20 м выше нынешнего его положения подчеркивает геометрию языкового бассейна (рис. 2). Понижение уровня произошло при прорыве р. Чары через моренные валы. Эрозионное углубление русла Чары сопровождается также частичным заполнением озерной западины рыхлыми породами. Заполнение акватории аллювиально-пролювиальным материалом транзита отмечается напротив устья р. Мергели, у северо-восточной оконечности оз. Большое Леприндо.

В то же время отсутствие транзитной реки и крупных притоков способствовало сохранению первичного облика оз. Малое Леприндо. Незначительные по масштабам изменения наблюдаются напро-



Рис. 2. Восточная ветвь ледника Сюльбан. Сартанское оледенение.

1 — направление движения ледника; 2 — граница ледника и конечного вала моренных отложений; 3 — граница раннеголоценового оз. Леприндо в языковом бассейне.

тив устьев коротких висячих трогов. Небольшое аккумулятивное поле у западной оконечности озера сформировалось в завершающую стадию отступления ледника, после которого весь транспортируемый ледником и высвобождающийся при его таянии обломочный материал уносился вниз по долине р. Сюльбан.

Другой пример формирования озер конечных бассейнов древних ледников — оз. Орон (рис. 3). Генезис озерной чаши ледниковый [17]. Слияние трех ледников (Култушная, Каменная и Сыгыкта) мощностью от 600 до 900 м в приустьевой части долины Сыгыкты усугубило эффект языкового «выпахивания» коренного ложа до глубины более 184 м (мощность донных отложений неизвестна) и определило современный облик озерной котловины. После выхода ледника под прямым углом в глубокую долину Витима ледниковый язык перегородил ее и раздвоился в противоположных направлениях.

Размываемая до настоящего времени Витимом конечная морена привела к интенсивной бифуркации русла, осложненного дополнительными протоками. Поверхность ледника, упиравшегося в противоположный борт долины Витима, согласно сохранившимся береговым моренам на седловинах и покатых водораздельных участках склонов, понижалась от 1100 м у восточной оконечности озера до 900–950 м у западной. Перекрытая долина Витима начала наполняться водой до уровня самой низкой седловины, которая оказалась в верховье Джилинды на перевале в долину р. Нерчи (бассейн р. Амур). В завершающую стадию оледенения осуществился прорыв этого ледниково-подпрудного водоема вниз по долине Витима [16].

По наглядности, масштабам и морфологической свежести выделяются деструктивные образования вдоль основания левого борта долины Витима, напротив устья Сыгыкты. Эрозионные ниши с обрушившимися ныне козырьками заглублены в основания мысовых выступов, расположенных между расчленяющими склон распадками. Высота их, судя по водопадам, достигала нескольких десятков метров (возможно, до 100 м). Попеременно действующие экзарационные и эрозионные процессы придали дугообразно-вогнутый на плане рисунок левому борту долины Витима на этом участке. Объем эродированной части борта равен приблизительно 25 км³ (без учета экзарационного переуглубления). Труднее оценить время, за которое эродирована эта часть склона, поскольку прорывы вод, как и экзарация, повторялись в каждое оледенение.

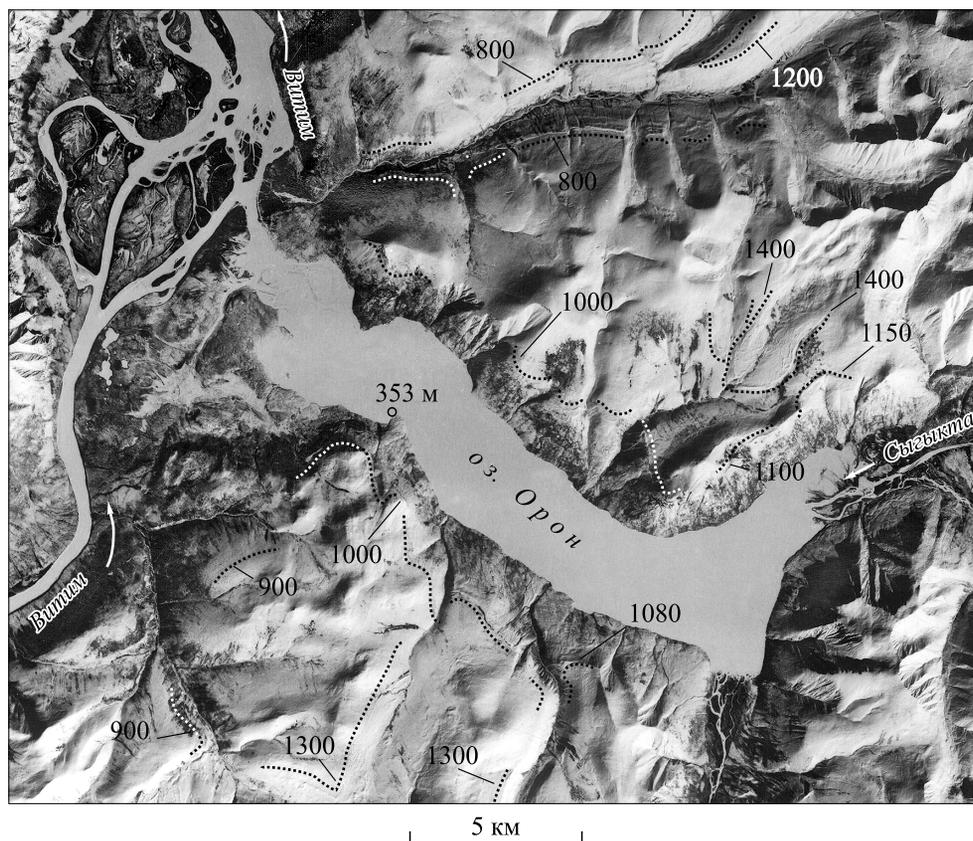


Рис. 3. Космический снимок оз. Орон.

Пунктиром показаны гряды береговых морен сартанского оледенения с указанием абс. высот, м. Кругом показана абсолютная отметка уровня воды.

Своеобразны происхождение и положение в рельефе оз. Зарод. Оно находится в приустьевой части Апсатского трога и ориентировано поперек Кодарского разлома, ограничивающего с северо-запада Чарскую впадину. Уступ Кодарского разлома на всем протяжении осложнен морфоструктурными ступенями в виде разновысотных форбергов. Здесь же неотектонический блок по поперечным нарушениям расчленили основная долина р. Апсат и параллельная ей ложбина, «выпаханная» ледниками неоплейстоцена. Фрагмент бывшего форберга приобрел облик «бараньего лба», оказавшегося нунатаком в последнее оледенение.

После деградации ледника сартанского оледенения современное очертание озера соответствует первозданному, так как ложбина оказалась изолированной от аллювиального транзита обломочного материала. Влекомые и взвешенные наносы довольно быстро компенсировали концевое озеро, занимавшее ранее языковый бассейн Апсатского моренного амфитеатра. В связи с тем что сток из оз. Зарод характеризуется весьма слабым расходом и, соответственно, незначительным эрозионным воздействием на отложения моренной подпруды, уровень водоема понизился приблизительно на 1 м за весь голоцен.

Озеро Читканда расположено в долине р. Хани на месте слияния с ее правым притоком (р. Сакукан). Здесь прослеживается Ханьский разлом широтного простирания. Ложе первичного (раннеголоценового) озера контролируется контуром языкового бассейна (рис. 4). Его полностью компенсированная осадками часть в долине Хани отгорожена стадиальным моренным валом. Современное очертание водоема обусловлено снижением первичного уровня на 6–7 м в результате врезания русла Хани в серию моренных валов, составляющих фронтальную часть моренного амфитеатра.

Существенное сокращение акватории связано также с аккумуляцией влекомых и взвешенных наносов, приносимых водными потоками. Конус выноса в устье Сакукана сложен валунным галечником с гравийно-песчаным заполнителем. Конус выноса на месте впадения Хани в озеро представлен преимущественно среднезернистым песком с косой слоистостью. Очевидно, что грубообломочный

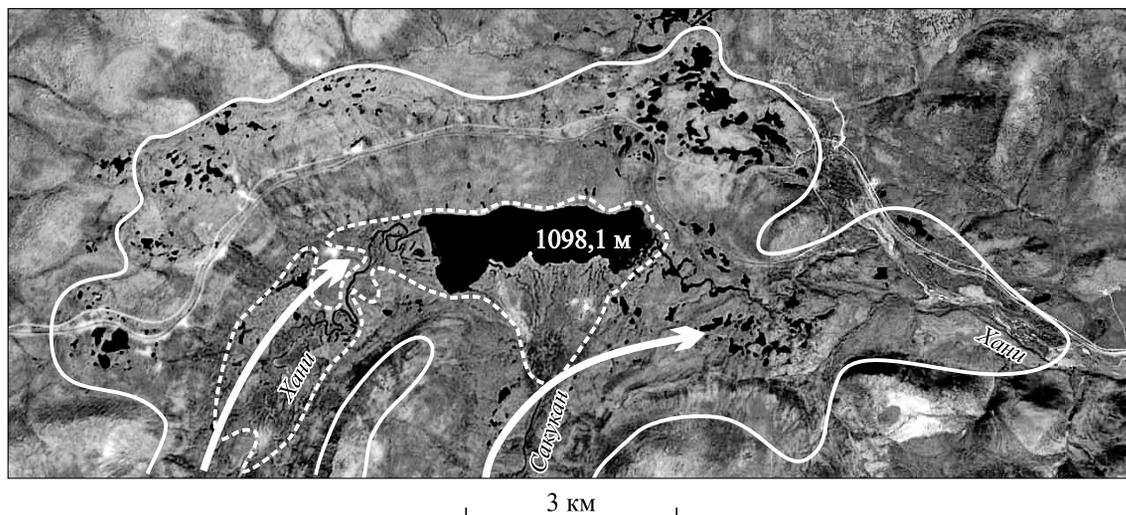


Рис. 4. Озеро Читканда с элементами палеогеографической реконструкции конечно-моренного комплекса сартанского оледенения.

Усл. обозн. см. рис. 2.

материал расходовался на компенсацию стадияльной озерной ванны, расположенной выше по долине. Приуроченность к языковому бассейну конечно-моренного комплекса, стадияльные усложнения конфигурации бывшего водоема указывают на типично ледниковый генезис озерной ванны. Связь конечного бассейна с Ханьским разломом носит опосредованный характер. Слияние двух сравнимых по мощности ледников и трещиноватые породы зоны дробления способствовали эффективному языковому углублению. Аналогичен генезис и остальных конечных озер Северного Забайкалья, сформировавшихся по трещиноватым зонам и вне тектонических нарушений.

Языковые бассейны досартанских оледенений полностью компенсированы осадками, и только на уплощенной поверхности междуречья Олекма–Чоруода (бассейн р. Токко) в верхней части долины р. Чоруодакан находится конечное озеро Мунг-Кюэль со сложной конфигурацией береговой линии и отшнурованными (в результате частичной компенсации осадками) частями первичного водоема. Согласно палеогляциологической реконструкции, озеро возникло в постмаксимальную стадию муруктинского оледенения. Сохранность водоема объясняется сравнительно небольшим поступлением обломочного материала. Река Чоруодакан протекает в широкой долине по слабонересеченной местности. Незначительный уклон продольного профиля, меандрирующее русло с участками плоской заболоченной поймы в озеровидных расширениях, а также наличие выше по течению некомпенсированных экзарационных и подпруженных стадияльными моренными валами озер не способствуют транзиту большого объема обломочного материала. В комплексе специфические природные условия определили сохранность (частичную) озера с постмаксимальной стадии муруктинского оледенения (50–60 тыс. л. н.) [18].

На юго-западе Восточного Забайкалья ледниково-озерные ландшафты на площади неоплейстоценовых оледенений проявлены слабо. Они являются северо-восточным продолжением обширных палеогляциальных образований Северной Монголии [19]. Положение снеговой границы в сартанское оледенение на высоте 2000 м [16, 20], относительно невысокие отметки горных вершин (2500 м) и незначительная площадь гольцовых сооружений обусловили развитие разобщенных центров оледенения суммарной площадью менее 3200 км². В редких случаях протяженность ледников превышала 10 км. Значительные переуглубления коренного ложа ледниковой долины маловероятны, так как уклон базисной поверхности, построенной по тальвегам долин 3–4-го порядков, характеризуется величинами понижений продольного профиля менее 100 м на 10–13 км, исключая значительную глубинную экзарацию [16]. Мощность озерных отложений, вскрытых в долинных расширениях, отвечающих участкам глубинной экзарации, в редких случаях превышает 30 м. В области последнего оледенения в пределах конечных образований небольших долинных ледников, сползавших по юго-восточным склонам горного массива Сохондо (2500,5 м), сохранилось конечное оз. Утиное. В ледниковых долинах Быстринского Гольца (2523 м) можно видеть расчлененные русловым врезом языковые бассейны с тремя или пятью небольшими озерами-фрагментами бывшего водоема (см. таблицу).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Очевидно, что языковые бассейны в комплексе с другими признаками ледниковой деятельности дают критерий оценки максимального для данного оледенения продвижения ледника по долинам, а также определяют места крупных стадийных стагнаций. Положение концевых образований демонстрирует масштаб неоплейстоценовых оледенений. Совпадение озерных западин с определенными неотектоническими образованиями носит опосредованный характер. Установленные морфометрическим методом [21] минимальные по величине неотектонические блоки, включающие описанные озера, намного превышают по размерам не только их акватории, но и площади конечных образований. Подавляющее большинство концевых озер, расположенных по периферии горных сооружений в устьях крупных трогов и ледниковых долин, компенсированы озерными осадками, которые в свою очередь перекрыты послеледниковым грубообломочным аллювием. Величина языкового углубления на северных территориях Забайкалья изменяется от 50–100 до 184 м на кристаллическом фундаменте и до 300 м и более в рыхлых отложениях межгорных впадин. На юго-западе экзарационные заглупления в субстрат редко превышают 30 м.

Палеогеографические реконструкции временных срезов, соответствующих разновозрастным неоплейстоценовым оледенениям, свидетельствуют, что за редким исключением все ныне существующие концевые озера приурочены к конечно-моренным комплексам сартанского оледенения (25–10 тыс. л. н.). Аккреция водоема за период от постмаксимальной фазы деградации ледника до голоцена включительно служит критерием оценки послеледникового эрозионно-денудационного сноса и степени преобразования рельефа водосборной площади. Это позволяет моделировать развитие процесса рельефообразования в пространстве и во времени.

Анализ палеогеографической обстановки осадконакопления выявляет определенные различия, связанные с иным характером орогидрографической ситуации, гипсометрией рельефа и климатических условий северных и южных территорий Забайкалья. Указанные факторы обуславливают активность неоплейстоценовых ледников. В конечном итоге все это определяет степень воздействия ледников на коренной субстрат и обеспечивает тот или иной объем транспортируемого материала в Восточном Забайкалье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Еникеев Ф. И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология. — 2009. — № 2. — С. 33–49.
2. Музис А. И. Среднечетвертичный озерный водоем Чарской впадины (Олекмо-Витимская горная страна) // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. — М.: Наука, 1968. — С. 125–138.
3. Томилов А. А. Озера бассейна р. Витим, их фауна и народно-хозяйственное значение: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. — Иркутск, 1953. — 23 с.
4. Салоп Л. И. Значение тектонических явлений для образования озерных ванн альпийского типа // Тр. ВСЕГЕИ: Материалы по геоморфологии. — М.: Гидрометеиздат, 1953. — С. 16–44.
5. Солоненко В. П., Курушин Р. А., Павлов О. В. Сейсмогенные структуры Удоканской системы активизированных разломов // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. — М.: Наука, 1966. — С. 187–205.
6. Галкин В. И., Флоренсов Н. А. Структурные и морфологические особенности озера Ничатка // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. — М.: Наука, 1968. — С. 143–149.
7. Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. — М.: Наука, 1968. — С. 59–73.
8. Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. — М.: Наука, 1972. — 336 с.
9. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н. А. Флоренсов. — М.: Наука, 1974. — 359 с.
10. Ендрихинский А. С. Проблемы палеолимнологии и климатической стратификации позднего кайнозоя // Позднекайнозойская история озер в СССР. К XI Конгрессу ИНКВА в СССР (Москва, 1982). — Новосибирск: Наука, 1982. — С. 172–181.
11. Будаев Р. Ц. Особенности осадконакопления и новейшего тектонического развития системы Муйских впадин Байкальской рифтовой зоны // Вестн. Бурят. ун-та. Сер. 3. География, геология. — 1998. — Вып. 2. — С. 104–107.
12. Ендрихинский А. С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу ИНКВА в СССР (Москва, 1982). — Новосибирск: Наука, 1982. — С. 6–35.

13. **Лопатин Д. В.** Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1972. — 114 с.
14. **Волкова В. С.** Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. — М.: Наука, 1977. — 240 с.
15. **Склярёв Е. В., Склярёва О. А., Меньшагин Ю. В., Левин А. В.** Евразийские катастрофические потоки: Цасулейский йокульлауп Южного Забайкалья // Докл. АН. — 2007. — Т. 415, № 4. — С. 544–547.
16. **Еникеев Ф. И., Старышко В. Е.** Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. — Чита: Изд-во Чит. ун-та, 2009. — 370 с.
17. **Богоявленский Б. А.** Витимский государственный заповедник (По материалам комплексной экспедиции) // География и природ. ресурсы. — 2001. — № 1. — С. 149–158.
18. **Состояние** изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — Вып. 38. — 131 с.
19. **Лимнология** и палеолимнология Монголии. 2-е изд., доп. / Отв. ред. Ю. Ю. Дгебуадзе. — М., 2013. — 412 с.
20. **Shi Y.** Glaciers and glacial geomorphology in China // Quaternary Geology and Environment in China. — Beijing: Science Press, 1991. — С. 16–27.
21. **Философов В. П.** Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. — Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. — 94 с.

Поступила в редакцию 9 июля 2015 г.
