

Понижение минимального уровня в Рязани обнаружилось спустя 7–10 лет после начала добычи ПГМ, однако развивалось очень быстро в течение второй половины периода интенсивного нарушения и в период ослабленного нарушения. Величина “посадки” уровня соизмерима с величиной отрицательных деформаций. При этом наблюдается отчетливая асинхронность направленных русловых деформаций и изменения уровней.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беркович К.М. Современная трансформация продольного профиля верхней Оки // Геоморфология. 1993. № 3. С. 43–49.
2. Проектирование судовых ходов на свободных реках / Тр. ЦНИИЭВТ. М.: Транспорт, 1964. Вып. 36. 261 с.
3. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 348 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
30.03.2007

NATURAL-ANTHROPOGENIC DEFORMATIONS OF THE OKA RIVER BED NEAR RYAZAN'

K.M. BERKOVITCH, L.V. ZLOTINA, L.A. TURKIN

S u m m a r y

The trend of channel vertical deformations in the Ryazan' stretch of the Oka river was discovered by analysis of long-term channel volume changes and their comparison with bed sediment excavation volume. Sand excavations are the main factor of channel volume changes, while the natural process remaining under such conditions is weak and corresponds to slow accumulation.

УДК 551.435.4(571.5)

© 2009 г. Ф.И. ЕНИКЕЕВ

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Исторический обзор

Взаимоисключающие взгляды на масштабы оледенения Восточной Сибири и Забайкалья, заложенные еще в позапрошлом веке П.А. Кропоткиным и И.Д. Черским, набирая многочисленных сторонников, дожили до настоящего времени. П.А. Кропоткин, анализируя особенности ледникового периода, высказывал глубокое убеждение, что все высокое плоскогорье Восточной Сибири с окраинными хребтами было покрыто льдом [1]. Согласно его докладу в “Британской ассоциации поощрения наук” высоты с абсолютной отметкой свыше 900 м подвергались оледенению, как в Сибири, так и в соседней Монголии [2]. Удивительна прозорливость большого ученого, учитывая крайне ограниченную фактическую базу того времени и отсутствие необходимой топоосновы, а также аэрокосмического материала для региональных построений. В начале XX в. и до 30-х гг. В.А. Обручев развивал идеи П.А. Кропоткина [3]. В это же время А.К. Мейстер, опираясь на представления А.И. Воейкова, доказывал полную абсурдность формирования значительных по площади оледенений в этой провинции и признавал возможность возникновения только небольших по размеру ледников в карах, расположенных в осевых частях наиболее возвышенных хребтов [4]. В.А. Обру-

чев в начальный период своей деятельности в Забайкалье пришел к выводу, что "...в послетретичное время Забайкалье представляло огромное озеро с цепями и архипелагами островов", размеры и уровень (абс. отм. 1000 м) которого отобразил на карте [3]. В 1937 г. он, к сожалению, "уточнил" свою прежнюю точку зрения о поднятии уровня воды в Байкале на 600 м и с учетом роли дифференцированных новейших движений стал считать, что четвертичные озера Забайкалья представляли ступенчатую цепь неглубоких водоемов, соединенных протоками речного типа и стекавших в Байкал через нижний отрезок р. Селенги. Мнение же А.К. Мейстера полностью игнорировали даже ярые антигляциалисты, которые допускали максимальное развитие ледовых проявлений в масштабах сартанского и, в некоторых местах, муруктинского оледенения (в современном представлении).

В довоенное и послевоенное время двадцатого столетия особого изменения взглядов не произошло. Частичные модификации представлений связаны с увеличением количества оледенений до трех с межледниковьями или одного, но с тремя стадиями (П.И. Преображенский, А.П. Герасимов, Е.В. Павловский, Н.В. Думитрашко, А.А. Арсеньев и др.).

В начале пятидесятых годов прошлого века началось планомерное изучение территории путем проведения мелко- и среднemasштабных геологосъемочных работ. Возрастающая лавина информации о строении рыхлого чехла стала поступать от региональных специалистов. К успехам читинских геологов следует отнести то, что в начальный период исследований в бассейне Витима они отметили продвижение на юг фронта ледникового покрова максимального оледенения до $54^{\circ}20'$ с.ш. Об этом сказано в геологическом отчете С.П. Смеловского (Росгеолфонд, 1956). Там же описана высокая терраса р. Витим, которая, сохраняя горизонтальный уровень, в верховьях притоков переходит в поперечную. Ее генезис авторы признали лимническим (озерно-аллювиальным). Дальнейшее развитие этих взглядов, конечно, привело бы к осознанию парагенетической связи оледенения и приледниковых водоемов. И палеогеографическое восстановление масштабов ледовых явлений, соответствующих представлениям П.А. Кропоткина, и подпрудных озер, отвечающих взглядам В.А. Обручева, не заставило бы себя ждать. Тем более что практически в каждом отчете среднemasштабных геологосъемочных работ, проведенных в бассейнах Витима, Олекмы и на юге Забайкалья на площади развития песков забайкальской серии, есть сведения если не о ледниковых отложениях, то об обширных озерных условиях седиментации обязательно. Но к этому времени в принципе верные представления о постоянно воздымающемся "древнем тмени Земли" и, связанным с этим образованием лестницы террас, естественно с простой закономерной трактовкой "чем выше – тем древнее", своим доступным для любого сознания примитивизмом подавили всякое иное соображение на формирование рыхлого чехла этой территории.

В 1972 г. полевые материалы по ледниковым отложениям, полученные читинским геоморфологом З.Н. Киселевой, привели ее к мнению, что в долине р. Чикокон оледенение следует считать позднеплейстоценовым (муруктинским). В своем производственном отчете Зинаида Николаевна, по сохранившимся в рельефе трем уровням каров и цирков, следам ледниковой аккумуляции и вложенным друг в друга трогами, предположила, что в хребтах Даурском и Черском проявилось два горно-долинных оледенения. Кары и цирки верхнего уровня она относит к третьему – каровому оледенению, которое по ее мнению характеризовалось многостадийностью. Она относит первое горно-долинное оледенение к тазовскому, второе – зырянскому (муруктинскому – Ф.Е.), а каровое – к сартанскому похолоданиям [5].

Не акцентируя внимания на обоснование возраста оледенений, следует отметить значительный вклад З.Н. Киселевой в изучение ледникового морфогенеза Зачикойской горной страны (Южное Забайкалье). Выделенная ею ледниковая область (IV) охватывает территорию около 8–10 тыс. км², а при интерполяции на все Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие она возрастает до 15 тыс. км². И это там, где до конца двадцатого столетия поле развития плейстоценовых оледенений показывается на двух участ-

**Количество и характер плейстоценовых оледенений в представлениях исследователей Забайкалья
(по опубликованным данным и материалам Росгеолфонда)**

Исследователи	Q_{III}^4	Q_{III}^2	Q_{II}^4	Q_{II}^2 max	Тип максимального оледенения
Кропоткин П.А. [1]			Q		покровный
Обручев В.А. [3]		$Q_{III}, Q_{II}max$	-	-	горно-покровный
Мейстер А.К. [4]	Q		-		каровый
Герасимов А.П. [3]	Q	-	-	-	горно-долинный
Деньгин Ю.П. [10]	Q_{III}, Q_{II}	-	-	-	полупокровный
Флоренсов Н.А. [11]	Q_{III}, Q_{II}	-	-	-	горно-долинный
Зайков Е.А. 1963 г.*	Q_{II-III}	-	-	-	»
Киселева З.Н. 1964 г.*	$Q_{III}^4, Q_{III}^2, Q_{II}^4max, Q_{II}^2$		-	-	горно-покровный
Салоп Л.И. [12]	Q_{III}	$Q_{II}max$	-	-	покровный
Музис А.И. [13]	Q_{III}^{4-2}	Q_{II}^{4-2}	-	-	горно-долинный
Заморуев В.В. [6]	Q_{III}, Q_{II}	-	-	-	»
Золотарев А.Г. [14]	Q_{III}^{4-2}	Q_{II}^2max	$N_2^3?$		»
Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. [15]	$Q_{III}^4, Q_{III}^2, Q_{II}^4max$	-	-	-	»
Базаров Д.Б. [16]	$Q_{III}^4, Q_{III-II}^4, Q_{II}^2max$		-	-	»
Костяков Н.П. 1970*	Q_{II-III}	-	-	-	»
Киселева З.Н. 1972 г.*	Q_{III}^4, Q_{III}^2	Q_{II}^4max	-	-	»
Лопатин Д.В. [17]		Q_{III}^2max	Q_{II}^2	-	»
Чабан Н.Н. 1974 г.*	Q_{II-III}	-	-	-	»
Уфимцев Г.Ф. [18]	$Q_{III}^4 - Q_{II}^4$	-	-	-	»
Олюнин В.Н. [19]	Q_{III}^4	Q_{III}^2max	-	-	горно-покровный
Корнутова Е.И. [20]	Q_{III}	-	-	-	горно-долинный
Ендрихинский А.С. [21]	$Q_{III}^4, Q_{III}^3, Q_{III}^2max$		-	-	» 3 фазы
Осадчий С.С. [22]	$Q_{III}^4 - Q_{II}^2$		-	-	» 4 фазы
Гиенко А.Я. [7]	$Q_{III}, Q_{II}max$	-	-	-	полупокровный
Кислицын В.Н. 2002 г.*	$Q_{III}^4, Q_{III}^2, Q_{II}max$		-	-	горно-покровный
Еникеев Ф.И. 1978 г.*	Q_{II}^4	Q_{III}^2	Q_{II}^4	Q_{II}^2max	покровный

Примечание: 1) $Q_{III}^4, Q_{III}^2, Q_{III}^4$ – три оледенения, разделенные межледниковьем; 2) $Q_{III}^4 - Q_{II}^4$ – одно оледенение с тремя стадиями; 3) Q_{II}^{4-2} – нерасчлененное оледенение; 4) Q_{II-III} – одно оледенение; 5) * – материалы Росгеолфонда (геол. отчеты).

как с суммарной площадью не более 3.2 тыс. км² [6, 7]. Столь глубокое видение проблем палеогляциологии Забайкалья позволяло уже в то время увязать редкие, но, тем не менее, достоверные “пятна” морен, закартированные на значительном (до 100–150 км) удалении от Быстринского и Сохондинского гольцов [8, 9].

Обращает на себя внимание, что количество и размеры ледниковых полей у разных авторов отличаются и не только в деталях. Как видно из таблицы в процессе многолетнего изучения оледенений Забайкалья, а также с накоплением знаний о ледниковых процессах плейстоцена взгляды гляциологов на количество и возраст оледенений

данного региона существенно прогрессировали. Что касается масштабов оледенения на юге Восточного Забайкалья, то, помимо представлений геоморфологов ФГУГП “Читагеолсъёмка” В.Н. Кислицына и, главным образом, З.Н. Киселевой [5], отображенных в публикациях и геологических отчетах, почти все выделяемые на этой территории оледенения остались фактически в контуре сартанского ледникового “поля”, и только некоторые – муруктинского. При этом исследователи Забайкалья, за редким исключением, ограничивались словесными характеристиками без предъявления схем или карт, что, естественно, затруднило дать сравнительную картину масштабов оледенений различных исследователей (таблица).

Работами читинских геологов с 1980-х гг. и по настоящее время, как по северу области, так и по южным территориям, установлено четыре периода оледенений в плейстоцене и определены их масштабы [23].

Палеогеография Восточного Забайкалья второй половины плейстоцена

Методически процесс составления палеогеографических карт основан на восстановлении позднейшего оледенения, как наиболее однозначно реставрируемого по выраженным в рельефе комплексам аккумулятивных и деструктивных образований пре-красной сохранности. Затем оно как бы вычленяется и на оставшемся поле продолжается воссоздание ситуации следующего, более древнего, оледенения и так далее. В той же последовательности (от более молодого к более древним оледенениям) дается описание основных параметров гляциальных сооружений, особенностей осадконакопления, ледниковой деятельности и краевых ландшафтов. Укажем, что наименования долинных ледников, выводных языков горно-покровного оледенения и ледниково-подпрудных палеоозер (ныне дренированных) и их заливов дается по названиям долин и падей ими освоенных (рис. 1).

Сартанское оледенение

Второе позднеплейстоценовое оледенение, согласно многочисленным радиоуглеродным датам, началось 25 тыс. л. н. и завершилось 10 тыс. л. н. В осевых частях горных сооружений отдельные ледники просуществовали, вероятно, до начала голоценового оптимума, о чем свидетельствуют радиоуглеродные даты по древесным остаткам, погребенным самыми молодыми стадияльными моренами. Оледенение возникло в результате глобального похолодания, вызвавшего 1400-метровую депрессию снеговой границы. Высота современной расчетной снеговой границы на широте Байкало-Станового нагорья равна 3000–3100 м, а на широте Барун-Шебетуйских гольцов юга Забайкалья – 3300 м. Таким образом, водораздельные пространства горных хребтов свыше 1600–1700 м на севере и 1900–2000 м на юге Читинской области оказались в области питания ледников [24]. Накапливающиеся на этих высотах твердые атмосферные осадки, превращаясь в фирн и лед, сползали по долинам в виде глетчеров в область таяния. Внедрение их в зону абляции происходило до достижения равновесия между приходом и расходом в балансе конкретного ледника.

На севере Восточного Забайкалья образовались несколько центров оледенения, из которых наиболее крупными являлись Кодарский и Удокан-Каларский (рис. 2). Обширные области питания ледников горно-долинного, сетчатого и горно-покровного оледенений обусловили выдвижение ледниковых языков в предгорья и на поверхности межгорных и внутригорных впадин. Огромные по площади и высоте субаральные моренные амфитеатры сформировались вдоль подножий основных хребтов. Их можно наблюдать в Чарской впадине напротив устьевых частей основных трогов: Апсат, Нижний, Средний и Верхний Сакуканы, Икабья, Икабьекан и др.

Немало разнообразных по форме и величине водоемов возникло в результате подпруды береговыми и конечными моренными валами, из которых сохранились до настоящего времени озера: Довачан (Куандинский), Давачан (Каларский), Леприндокан,

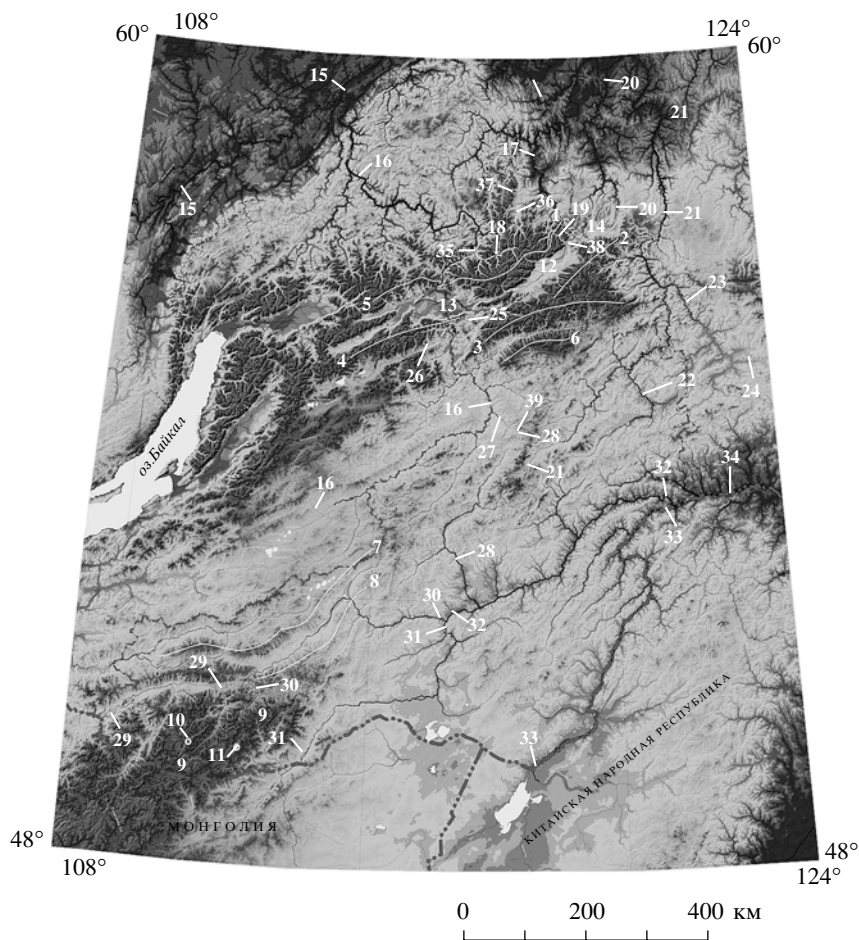


Рис. 1. Гипсометрическая карта Забайкалья

Хребты и горные сооружения: 1 – Кодар, 2 – Удокан, 3 – Каларский, 4 – Южно-Муйский, 5 – Северо-Муйский, 6 – Янкан, 7 – Яблоновый, 8 – Черского, 9 – Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие (Зачикойская горная страна), 10 – гора Быстринский, 11 – гора Сохондо; *кайнозойские депрессии:* 12 – Чарская, 13 – Муйская, 14 – Чаро-Токкинская; *реки:* 15 – Лена, 16 – Витим, 17 – Чара, 18 – Сыгыкта, 19 – Сулумат, 20 – Токко, 21 – Олекма, 22 – Тунгир, 23 – Нюкжа, 24 – Верхняя Ларба, 25 – Таксимо, 26 – Тулдунь, 27 – Джилинда, 28 – Нерча, 29 – Чикой, 30 – Ингода, 31 – Онон, 32 – Шилка, 33 – Аргунь, 34 – Амур; *озера:* 35 – Орон, 36 – Ничатка, 37 – Сымыт, 38 – Алтыкит, 39 – Сон

Большой Намаракит, Буричи, Торское, Мюкя-Кюеле и большое количество безымянных. В это оледенение ледниково-подпрудные палеозера, оказавшие существенное влияние на характер осадконакопления, возникали в Чарской впадине и в верхней части бассейна р. Витим.

Водоем в Чарской депрессии обязан своим происхождением леднику Сулумат, который в долине прорыва перегородил языковой частью русло Чары, прижав его к основанию правого склона. Максимальный уровень озера достигал абс. отм. 740 м. Он фиксируется по прибрежным аккумулятивно-абразионным полкам, а также по характеру смены субаэральных осадков на субаквальные в обширных конусах выноса предгорных шлейфов. Нестабильный режим озера связан с частыми прорывами реки сквозь языковые нагромождения ледника Сулумат. Время существования палеозера

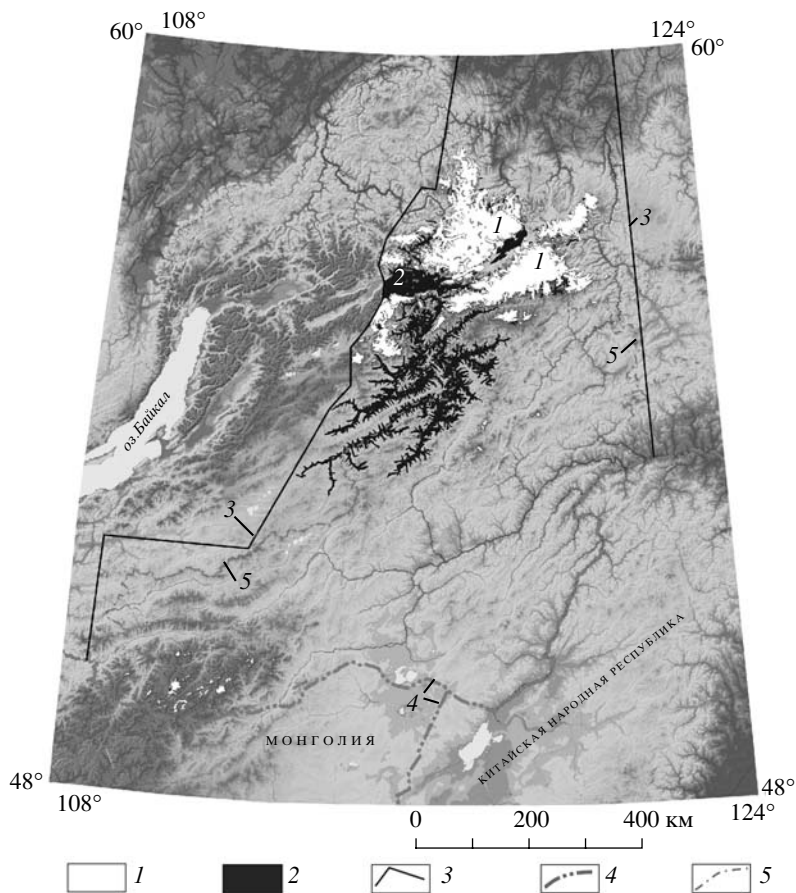


Рис. 2. Палеогеографическая карта эпохи саратанского оледенения (sr)

1 – область оледенения; 2 – ледниково-подпрудные озера; границы: 3 – характеризуемой территории, 4 – государственные, 5 – Читинской области

в Чарской впадине, подсчитанное по годовым слоям ленточных алевроитов (варвохронология), превышает 5 тыс. л. [25].

Огромное ледниково-подпрудное озеро занимало бассейн р. Витим от оз. Орон и выше, включая Муйскую депрессию [26]. Возникло оно в результате перегораживания ледником Сыгыкта долины Витима. Положение уровня воды на абс. отм. 860 м определено порогом стока спиллвея из вершины правого притока Витима – Джилинды в верховье долины Нерчи (Амурский бассейн). В настоящее время на этом перевале в средней части протяженного и хорошо выраженного брошенного русла сохранилось небольшое оз. Сон. Абразионно-аккумулятивные формы прибрежной переработки на уровне 860–880 м прекрасно дешифрируются на космо- и аэрофотоснимках [27]. Их можно наблюдать с борта рейсового самолета Чита–Чара (для получения максимального зрительного восприятия береговых элементов палеоозера желательно садиться со стороны левых иллюминаторов). Время существования палеоозера Витим не менее 12 тыс. л., т. к. радиоуглеродный возраст древесного материала, погребенного в подозерном слое в устье р. Бамбуйка 24725 ± 770 тыс. л. (СО АН–2979), а радиоуглеродные даты неолитических (с керамикой) стоянок, изученных археологом В.М. Ветровым на витимских террасах, не древнее 12 тыс. л. [28].

После деградации оледенения в языковых бассейнах многих моренных амфитеатров возникли ледниково-моренные озера: Большое и Малое Леприндо, Ничатка, Деканда, Ширик, Орон, Байкальчик, Кирылта, Читканда, Щучье (Мурурин), Камканда, Хамнанда и др. Там, где количество твердого взвешенного и влекомого стока возрожденных рек превысило объем языковых бассейнов, они оказались полностью компенсированы осадками: конечно-моренные комплексы Апсата, Нижнего, Среднего и Верхнего Сакуканов, Икабьи, Икабьекана, Ингамакита и др. Во многих из них вскрыты многометровые толщи озерных отложений. В результате кумулятивно-ротационной экзарации коренного ложа огромное количество озер, глубиной до 131.9 м (оз. Сымыт), образовалось в днищах каров.

На юге Восточного Забайкалья горные вершины, расположенные выше нижней границы хионосферы, имели крайне ограниченную площадь. В связи с этим и масштабы сартанского оледенения оказались весьма незначительными. В сумме его площадь не превышает 3200 км² (рис. 1). Из трех десятков гольцов Хэнтэй-Даурского сводового поднятия только два массива – гора Быстринский Голец (2519.3 м) и голец Сохондо (2500.5 м) – обладали небольшими центробежно-ориентированными горно-долинными ледниками длиной не более 16 км (ледник Мельничный) и 14 км (ледник Берея) соответственно. На остальных горных вершинах существовали только каровые ледники и реже карово-долинные (ледник Нижняя Подголецная длиной 6 км на западном склоне горы Асаканский Голец – 2071 м). Большинство долинных ледников этих двух центров продвигались вниз по долине до 1400-метровой отметки тальвега. Отличительной чертой оледенения южных территорий Забайкалья является слабое развитие водно-ледниковых отложений. Это связано с тем, что ледники оканчивались в относительно узких долинах и приносимый ими материал, интенсивно перемываясь тальми водами, входил в состав перигляциального аллювия речных террас.

В результате перегораживания береговыми валами и конечной мореной у подножья Быстринского Гольца образовались подпрудные водоемы небольших размеров. Из них до настоящего времени сохранились озера: Шебетый глубиной 35 м, Подголецное, Длинное, Буркальское (проточное) глубиной 3.3–4.0 м.

После деградации оледенения в пределах Сохондинского массива в экзарационных переуглублениях трогов возникли ледниковые озера Ингодинское (абс. отм. 1844 м) и Букукунское (1884.6 м). Множество небольших озер образовались в днищах большинства каров в гольцах Хэнтэй-Даурского свода.

Муруктинское оледенение

Первое позднеплейстоценовое оледенение началось 90–100 тыс. л. н. и завершилось 50–55 тыс. л. н. [29, 30]. Оно возникло в результате глобального похолодания, определившего 1600-метровую депрессию снеговой границы. Таким образом, на севере Забайкалья горы высотой свыше 1400–1500 м, а в Зачикойской горной стране юга Забайкалья высотой более 1700–1800 м являлись областями питания ледников. Более глубокая депрессия снеговой границы по сравнению с сартанским оледенением обусловила значительное увеличение площадей питания ледников и возникновение новых центров оледенений (рис. 3). Естественно, что муруктинские краевые и конечные образования располагаются значительно дальше от осевых частей хребтов, чем сартанские. Причем, на северном пологоступенчатом мегасклоне хр. Кодар расстояние между ними достигает 30–35 км. Однако под крутыми склонами горных сооружений разновозрастные конечные морены практически не разобщены. Такие двухэтажные конечно-моренные комплексы наблюдаются под основанием южного склона хребта Кодар в устьях трогов Нижний, Средний и Верхний Сакуканы, а также Икабья, Икабьекан (хр. Удокан). Объясняется это тем, что 200-метровая разница депрессий снеговых границ обоих оледенений на весьма крутых и высоких склонах не дает ощутимого приращения области питания ледника.

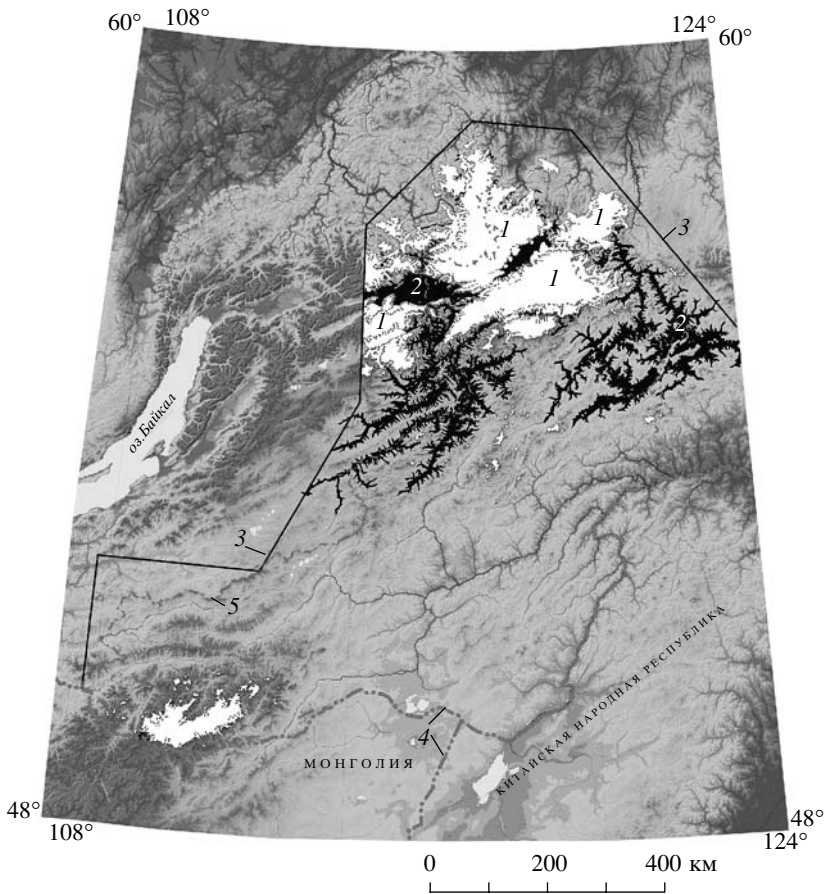


Рис. 3. Палеогеографическая карта эпохи муруктинского оледенения (mг)
Усл. обозначения см. рис. 2

На севере Восточного Забайкалья оледенение носило сетчатый и горно-покровный характер. Отмечается увеличение количества ледников подножия. Отличительной особенностью этого оледенения является то, что большинство ледников своими языковыми частями выдвигались в акватории приледниковых водоемов. Конечные и краевые образования приобрели облик гляциолимнопленов (супераквальная морена). В их составе существенно возросло количество песчаной фракции, которая в субэаральных условиях вымывается из морены и слагает приледниковые зандрры. В условиях бассейновой седиментации озерный, водно-ледниковый, озерно-ледниковый и ледниковый материал накапливается совместно. В зависимости от глубины прибрежной зоны и динамики ледникового языка в толще гляциолимнопленна формируются линзы, пласты, наслоения из обломочного материала. Характерная особенность супераквальных морен – “плавающие” в песчаной толще мегакласты, а также напорные структуры.

В это оледенение ледник Сулумат полностью “запечатал” долину Чары. В Чарской депрессии возник водоем [25]. При достижении его уровнем абс. отм. 1000–1020 м сток осуществлялся по сквозной всячей долине. Сформировавшаяся еще в предыдущее тазовское оледенение, она прослеживается на северо-восток через вершину р. Алтыкит (правый приток Чары) и ныне существующее оз. Алтыкит. Далее по спиллвею разгрузка поверхностных вод осуществлялась в подпрудное палеозеро Пуричикан,

потом в вершину сквозного распадка Топкедях, занятого подпрудным водоемом (Тарын-Уряхское палеозеро). Акватория его узким и протяженным заливом внедрялась по долине р. Конда до ее вершины, где по сквозной долине происходил переток из водоема далее на север в долину Аян-Суоллаха, затем Алаткита, потом Токко (Якутия). Таким образом, в этот период возникал протяженный и ступенчатый сток из Чарской котловины в совершенно ином направлении.

В пределах Северо-Муйского хребта долина Витима оказалась залита льдом слившихся ледников – от выводного ледника Челолек на юге до ледника Кипятного на севере. Уровень подпрудного водоема достигал отметки 880 м. Сток из него проходил по spillвею, соединявшему вершины долины рр. Джилинда и Нерча (Амурский бассейн).

Ключевым для решения вопросов седиментационной обстановки в бассейне р. Олекма являлся ледник Олонгдо. Подпитываемый двумя притоками (Диринг-Юрх и Хохолло), он продвигался далеко вниз и перегораживал долину Олекмы. Возникло подпрудное озеро с уровнем 680 м. Сток из него происходил по краю языка, прислоненному к правому борту долины, интенсивный подмыв которого привел к образованию на этом участке скалистого уступа. Очевидно, что в этих условиях водоем характеризовался достаточно неустойчивым режимом, о чем свидетельствует второй 640-метровый уровень прибрежной аккумуляции и переработки берегов, прослеживающийся по всему бассейну. Время существования озера определялось продолжительностью только максимальной фазы оледенения. В долину Олекмы несколько выше запруды входил и ледник Тумуллур, который также перегораживал ее, отжав русло Олекмы под основание правого скалистого склона. Эрозионный останец, сложенный коренными породами, и порог перед ним свидетельствуют о прохождении доледникового русла под основанием левого склона. Но и этот ледник осуществлял функцию плотины только в максимальную фазу оледенения. Относительная кратковременность существования палеозера Олекма подтверждается и слабым, по сравнению с аналогичными образованиями в долине р. Витим, развитием аккумулятивных и деструктивных элементов рельефа на волноприбойных уровнях.

На юго-западных территориях Читинской области в осевой части Хэнтэй-Даурского поднятия оледенение приобрело горно-покровный характер. Основная область оледенения окружена “бисером” мелкоочаговых центров, тяготеющих к вершинам с абс. отм. более 1700–1800 м. Слабый уклон базисной поверхности predeterminedил и малые скорости движения льда в ледниках. Низкая активность и пологий продольный профиль ледниковых долин обусловили достаточно невысокую экзарацию коренного ложа. По этой причине краевые и конечные образования обладают существенно меньшей выразительностью, по сравнению с северными аналогами. Ограниченное количество подпрудных палеозер по периферии выводных ледников диагностируется по наличию “боровых” песков в днищах подпруженных распадков.

Тазовское оледенение

Второе среднеледниковое оледенение в Сибири возникло 180 ± 40 тыс. л. н. и завершилось 130 ± 24 тыс. л. н. [29, 30]. Глобальное похолодание привело к 1800-метровой депрессии снеговой границы на широте Забайкалья. Таким образом, на Байкало-Становом нагорье пространства свыше 1200–1300 м, а в Хэнтэй-Даурской зоне юга Забайкалья более 1500–1600 м являлись областями питания ледников. Столь глубокая депрессия снеговой границы, по сравнению с ранее описанным оледенением, predeterminedила значительное увеличение площадей питания ледников и слияние их в одну обширную область на севере Читинской области. На юго-западе возникли два неравнозначные по размерам ледника горно-покровного типа. Вне их малые центры оледенений в большом количестве охватывали горные вершины, достигавшие нижней границы хионосферы (рис. 4).

Ледники южных склонов Байкало-Станового нагорья стекали навстречу общему понижению рельефа от глобального водораздела на север. При этом Олекмо-Витимское междуречье в среднем на 600–700 м выше водораздельных систем Ленского бас-

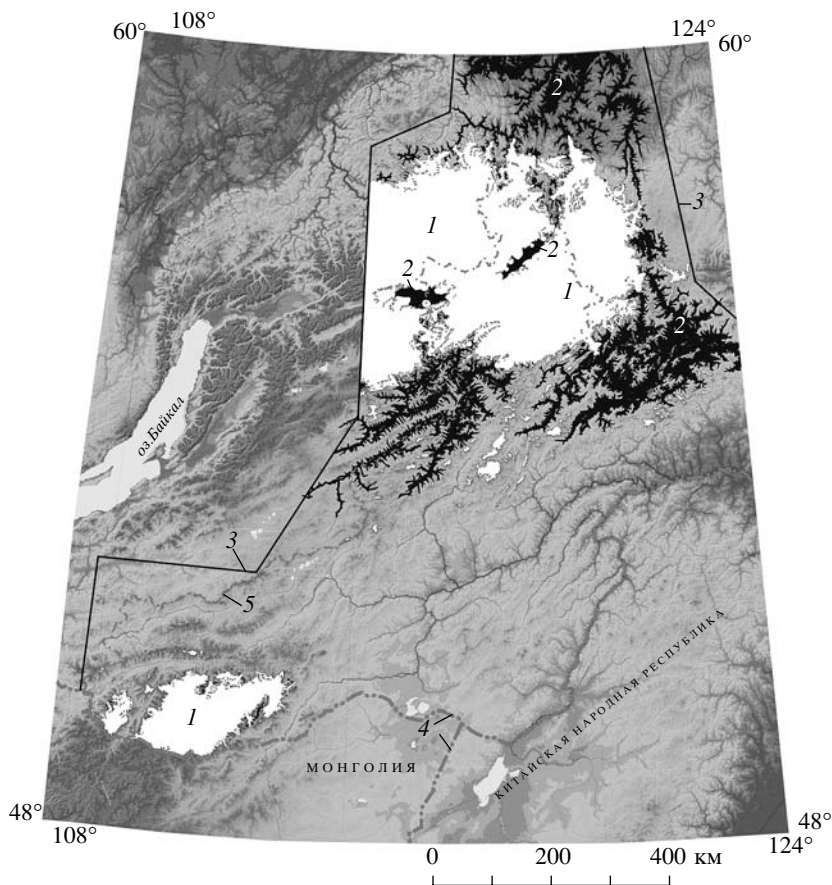


Рис. 4. Палеогеографическая карта эпохи тазовского оледенения (tz)
Усл. обозначения см. рис. 2

сейна. Таким образом, перепад высот от области питания (2300–2500 м) к южному фронту ледникового покрова оказался не более 1600–1900 м, что почти на 1000 м меньше, чем на северном фронте. Ледовые массы в таких условиях продвигались на юг, переполняя долины. Ледники не оказывали существенного экзарационного воздействия на коренное ложе (вязкопластическое течение) [31]. Низкая насыщенность мореносодержащей части ледника обломочным материалом привела к весьма слабому развитию краевых и конечных форм. В верховье Витима образовалось ледниково-подпрудное озеро с уровнем воды в 900 м. Он отбивается по абразионным прилавкам с небольшим количеством прибрежных осадков, а также по характерному перегибу на уровне 900-метровой отметки в поперечном профиле долины прорыва из палеозалива Джилинда в верховье Нерчи, куда и направлялся сток из палеоозера Витим.

Южнее Байкало-Станового нагорья в верхней части бассейна р. Олекма также возникло подпрудное озеро с уровнем в 760 м. Долину ее на широте нагорья перекрывало ледниковое поле. По этой причине сток воды из палеоозера Олекма происходил на восток, в систему рек Амура. Протяженные спиллвеи с аллювиальными отложениями фиксируются на обширных уплотненных водораздельных пространствах рр. Верхняя Ларба и Геткан (приток р. Гилуй).

Сток из подпрудного палеоозера Чара осуществлялся по ярусной долине через вершину р. Алтыкит в направлении оз. Алтыкит и далее по верховьям запруженного Пу-

ричкана, обильно компенсированного моренным материалом. Продолжение стока по короткому спиллвею на Топкедах привело, вероятно, к глубокому размыву льда в стыковой зоне ледяных масс, стекавших с хр. Кодар и продвигавшихся из Чаро-Токкинского ледоера.

При взгляде на палеогеографическую карту этого временного среза создается впечатление достаточно неустойчивого состояния Чарского "оазиса" в колоссальном ледовом окружении. Возникает мысль о возможном формировании, скажем, в максимальной фазу оледенения, ледоера, и что показанные контурные образования принадлежат, вероятно, к Желиндинской постмаксимальной фазе (200 ± 21 тыс. л., ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Данное предположение подтверждается разрезом, выполненным по профилю скважин поперек Чарской впадины (рис. 5). На нем тазовская морена прослеживается непрерывной полосой от подножия хр. Кодар до северных склонов Удокана. Для доказательства этого варианта ледовой ситуации не хватает информации по глубинному строению рыхлого чехла впадины в ее северо-восточной части, например, в районе пос. Чапо-Олого. В то же время если допустить, что ледоером возникал, то это привело бы к продвижению огромных масс льда из впадины на северо-восток. А следов такого явления не наблюдается.

В Муйской впадине массовые скопления отложений озерных фаций, представленных преимущественно горизонтально и ритмично-слоистыми песками, формировались на всем пространстве Муйской акватории и по данным бурения достигали значительной мощности – 100 м и более. На остальной территории Витимского палеозера, удаленной от высоких и крутосклонных областей сноса, формирование донно-озерных осадков происходило замедленно. Их маломощные наслоения впоследствии подвергались повсеместно значительной переработке склоновыми процессами, вплоть до уничтожения. Сохранились они в днищах широких долин и мезозойских впадин, на площадках речных террас, где перекрывают аллювиальные отложения. Как правило, низы озерных осадков в этих разрезах содержат большое количество древесных останков растительного покрова, погибшего при затоплении (пни, стволы, ветки и т.д.).

Любопытно отметить значительную загруженность всплывшим ледником и айсбергами долины Витима от Южно-Муйского хребта до устья р. Калар, что как бы отделяет Муйское палеозеро от Витимского. Однако независимое существование одного от другого исключено. Даже если ледники Таксимо и Тулдунь при выходе в долину Витима имели мощность, несколько превышающую глубину озера на этом участке, равную 400 м, то незначительное поднятие уровня замкнутого Муйского бассейна приводило к подледному прорыву воды (классический йокульхлауп). Время существования озерного режима, вероятно, незначительно отличалась от продолжительности тазовского оледенения. Ведь даже в самое слабое и относительно короткое сартанское оледенение, по данным радиоуглеродных дат, формирование осадков донно-озерной фации продолжалось более 12 тыс. л.

Самаровское оледенение

Парагенетическая связь основной массы песчаных отложений северного полушария с эпохами оледенений прослеживается и в Забайкалье. В частности, палеонтологические, палинологические и термолюминесцентные данные указывают на прямую связь эпохи формирования рельефообразующих песков с периодом самаровского похолодания, когда в обширных приледниковых водоемах аккумулировались продукты разрушения кристаллических пород фундамента (преимущественно псаммиты) [32]. Вероятно, первым (в 1856 г.) о накоплении их в озерных условиях высказался Н. Меглицкий [3].

Песчаные рельефообразующие массивы – настолько интересный и бросающийся в глаза объект плейстоценовых отложений Забайкалья, что привлекает внимание любого специалиста, посетившего этот регион Сибири. Обилие публикаций об этом природном феномене создает впечатление, что каждый исследователь, в какой-то мере

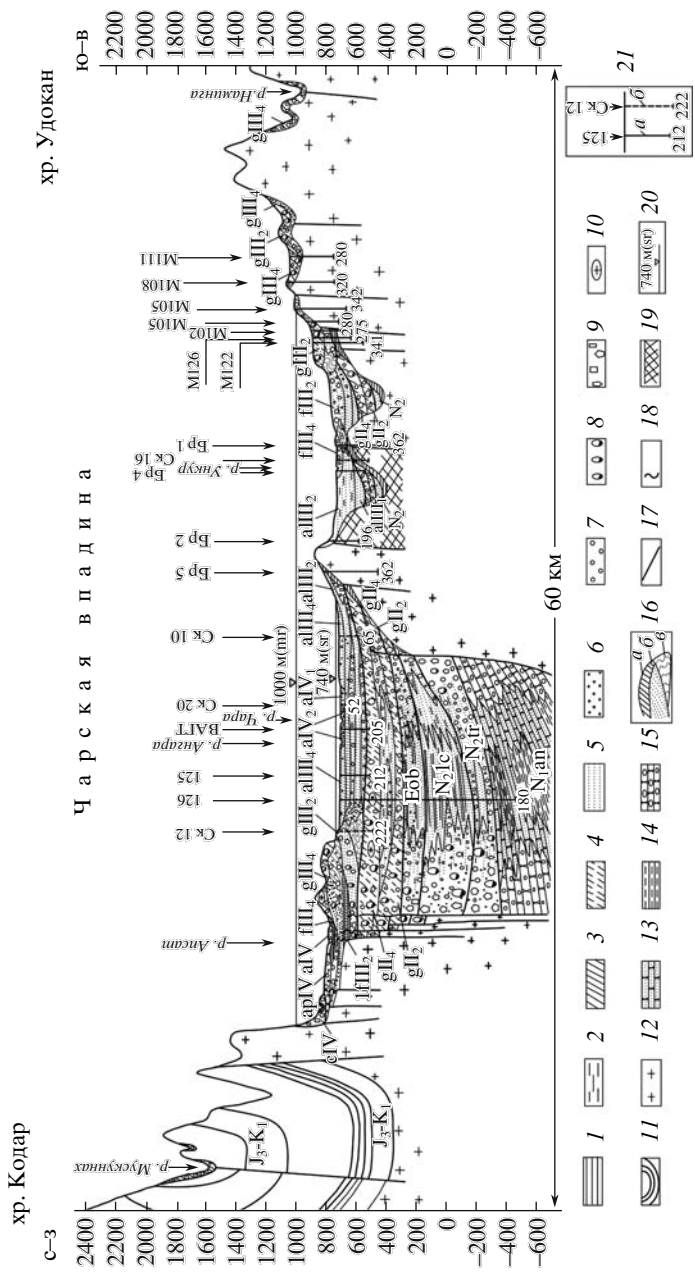


Рис. 5. Геологический разрез Чарской впадины
 1 – глина, алевроит, 2 – отложения пылеватые, 3 – супглинок, 4 – супесь, 5 – песок, 6 – валуны, 7 – галька, 8 – валуны, 9 – древеся, глыбы, 10 – отторженец, 11 – морской лёд, алевроит, 12 – отложения пылеватые (Апсатская мульда), 13 – кристаллические породы фундамента, 14 – алеврит, 15 – конгломерат, 16 – конечная морена (а – абляционная, б – ребристая, в – напорная), 17 – тектоническое нарушение, 18 – сейсмодислокация, 19 – участок разреза вдоль зоны разлома, 20 – абс. отм. уровня ледниково-подпружного озера (sr – сарганской эпохи, m – мурдуктинской эпохи), 21 – скважина. Цифры: вверху – номер, внизу – глубина, м (а – скважина в плоскости разреза, б – спроектированная на плоскость разреза)

касающийся вопросов их происхождения, старается найти генетическое обоснование, еще не высказанное предыдущими испытателями природы.

Первое среднеледстоценовое максимальное оледенение Восточного Забайкалья возникло в результате глобального похолодания. По данным термлюминесцентных анализов кварцевых песков, выполненных как по всему Сибирскому региону, так и на характеризуемом пространстве Восточной Сибири, оно началось $290 \pm 60 - 260 \pm \pm 54$ тыс. л. н., а завершилось $230 \pm 54 - 200 \pm 38$ тыс. л. н. [29, 30]. Естественно, что в дальнейшем по мере накопления определений абсолютных дат рубежи оледенения будут уточняться. По многочисленным исследованиям на территории Азиатского региона, включающего Восточную Сибирь, Монголию и Китай, депрессия снеговой границы в этот период достигала 1900–2000 м [24, 33]. Высотное положение ледниковых и перигляциальных образований показывает, что нижняя граница хионосферы проходила в интервале абс. отм. 1060–1150 м. Столь глубокая депрессия снеговой границы обусловила широкое развитие покровного оледенения в Восточном Забайкалье.

Если не брать во внимание многочисленные мелкие и средние разобщенные очаги оледенения, то на рассматриваемой территории юга Восточной Сибири выделяются два колоссальных ледниковых покрова. Первый, наиболее крупный, на севере Забайкалья и в прилегающих регионах. Второй, уходящий далеко на юг в горные районы Северной Монголии, – в Южном Забайкалье (рис. 6).

Северный ледниковый покров по северным румбам разгружался выводными ледниками по долинам крупных притоков р. Лены. По самой долине Лены краевая часть обширной лопасти располагалась несколько ниже г. Олекминска. С.С. Коржуев, исследуя среднее течение Лены еще в середине прошлого столетия, вскрыл шурфами отложения с валунами до 1–1.5 м в поперечнике на высоких уровнях террас. Он писал: “...эта перемещенная масса очень плотно спрессована, по внешнему виду она очень напоминает красно-бурую морену” [34].

По долине Чары выводная лопасть сформировала изометричное расширение, в центре которого располагается поселок Бэс-Кюэль (Якутия) [35]. Цунговый бассейн окружен высокими террасовидными валами с обилием эрратических валунов. Аналогичные отложения материалов ледникового транзита отмечаются и в долине Олекмы и ее притоках почти на тех же широтах. Языки и лопасти выводных ледников внедрялись в палеозеро – Якутское “море” с уровнем 560 м. Для их периферийных накоплений, осуществлявшихся в субаквальных условиях, характерно обилие крупных валунов и галек как на поверхности высоких террас, так и “плавающих” в песчаной массе. При этом, чем дальше от края ледника тем меньше количество и размеры грубообломочного материала. Все пространство Сибирской платформы, находившейся под самаровским ледниковым покровом, изобилует “пятнами” моренных отложений и, в особенности, эрратическими валунами. Они встречаются на различных элементах рельефа от водоразделов до днщ долин. Диагностика дальнепереносных валунов, сложенных кристаллическими породами, на этом поле не представляет трудностей, так как все оно с поверхности сложено осадочными, преимущественно морскими, отложениями.

Выявление эрратического материала на южном фланге ледникового щита значительно сложнее. Однообразная пестрота кристаллических пород, слагающих Олекмо-Витимское междуречье, существенно затрудняет идентификацию материнского источника валунного материала. Вместе с тем широкое развитие песчаных массивов по южному контуру щита, от долины Витима до Олекмы и далее на восток, строго контролирует фронтальную часть оледенения. Характерной особенностью этих субаквальных накоплений является уменьшение мощности в южном направлении от 100–150 м до первых метров, то есть навстречу течению рек. Причем, в тыловой (проксимальной) наиболее мощной части в изобилии встречаются крупные и очень крупные валуны, “плавающие” в песчаном матриксе. Такое явление можно наблюдать в долине р. Тунгир (правый приток Олекмы).

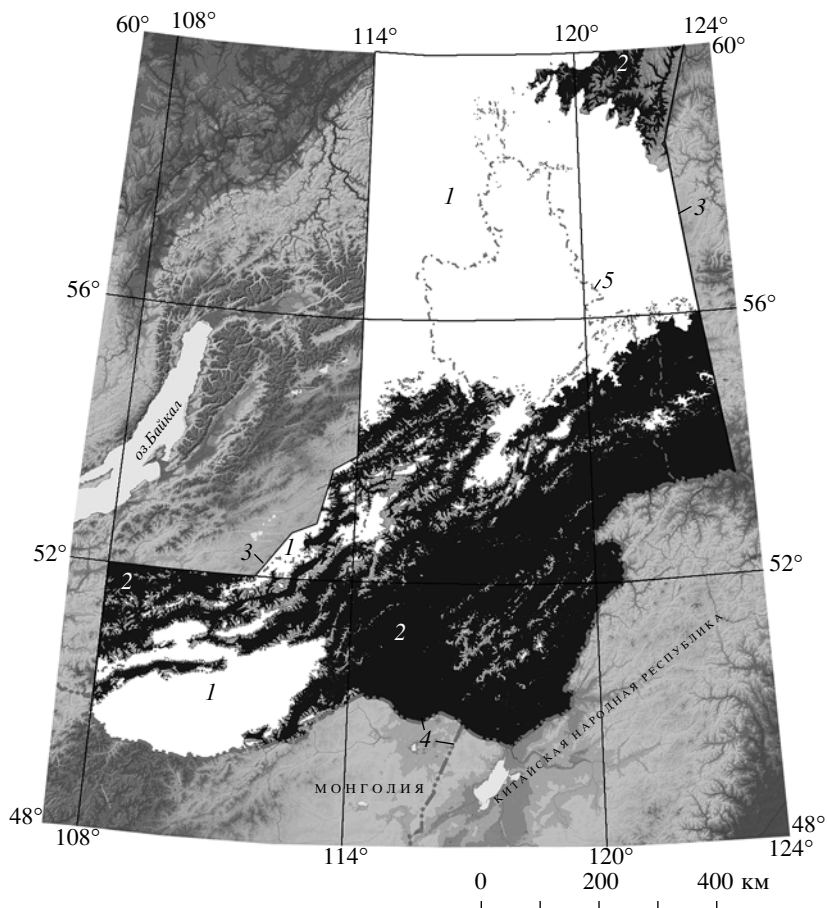


Рис. 6. Палеогеографическая карта эпохи самаровского оледенения (sm)
Усл. обозначения см. рис. 2

На юго-западе Читинской области оледенение охватило все Хэнтэй-Даурское подплатье и окружающие хребты выше 1200-метровой отметки. Оно имело сложную конфигурацию и составило северный конец ледникового щита, основная часть которого расположена в Северной Монголии. Выводные ледники достигали акватории Забайкальского палеоозера. Во многих местах они оставили многометровые толщи грубо-обломочных отложений. Массивные скопления рельефообразующих песчаных массивов мощностью до 100–150 м с “плавающими” мегакластами в их нагорных частях приурочены к основаниям склонов хребтов, охваченных оледенением. Своей одинаковой высотой тыловых (нагорных) закраин как в Забайкалье, так и в Монголии и Китае, они отражают максимальный уровень Забайкальского палеоозера с абс. отм. 1020 м. Это кратковременное стояние палеобассейна контролируется вторым уровнем на высоте 880–900 м, при котором накапливалась основная масса песков прибрежноозерной фации. В удаленных от главных горных сооружений частях акватории палеоозера (южные и юго-восточные районы Читинской области) происходило накопление глинисто-песчано-гравийных отложений донной фации, выделенных в холбонскую свиту [36]. Она составляет существенную часть разреза рыхлых отложений, относимых ранее в “белесую” толщу или по Е.И. Корнутовой в кангильскую свиту [20].

Послеледниковый сброс вод подпрудного водоема на восток вызвал внедрение Амурской системы рек в Восточное Забайкалье. Попятная эрозия привела к форми-

рованию современного облика долин Шилки, Ингоды, Онона и Аргуни. Перестройка гидрографической сети фиксируется многочисленными перехватами крупных и мелких водотоков на юге и юго-востоке Читинской области, а также сменой направлений течения таких рек как Турга, Борзя, Аргунь. Согласно термолюминесцентному возрасту, полученному из аллювия самой высокой террасы Онона [36], врезанной в покровные отложения холбонской свиты (Q_{II}^2), внедрение Амурской системы рек в область замкнутых озерных котловин Восточного Забайкалья и Северной Монголии произошло 205 ± 40 тыс. л. н.

Заключение

Палеогеографическая реконструкция плейстоценовых оледенений позволяет по-новому взглянуть на позднейшую геологическую историю Забайкалья, а выявленные особенности развития гляциальных процессов использовать в практической деятельности. Прежде всего, это касается условий формирования деструктивного и аккумулятивного рельефа в областях оледенений и перигляциальных зонах юга Средней Сибири.

Высвечиваются особенности образования криолитозоны и ее динамики. Очевидно, что под мощным ледовым покровом и особенно под приледниковыми водоемами многолетняя мерзлота деградировала, а в межледниковья вновь возникала на территориях со среднегодовой температурой воздуха ниже -1°C .

Реконструкции древних природных обстановок решают многие проблемы палеогидрогеологии. Это относится не только к характеру изменений гидромерзлотной ситуации и колебаний региональных уровней подземных вод, но, главным образом, к специфическим особенностям формирования крупных емкостей подземных вод в языковых бассейнах и водонасыщенных толщах перигляциальной зоны.

Массовое перемещение рыхлого материала ледниками, концентрация его на конкретных участках долин в пределах краевых и конечных образований, при последующем размыве возрожденными реками, способствовали образованию гляциально-литодинамических россыпей, оторванных от коренных источников. Прогноз их не возможен без реставрации палеогляциальной обстановки [37].

Степень сохранности и характер деформаций датированных береговых морен и волноприбойных уровней, наблюдаемых в виде узких протяженных гряд на различных элементах рельефа и заложенных поперек основных неотектонических блоков, позволяют оценить темпы неотектонического (эндогенного) преобразования рельефа во второй половине плейстоцена, а также темпы денудационных (экзогенных) процессов, сформировавших современный рельеф Забайкалья.

Природная сортировка рыхлого материала в приледниковой зоне существенно облегчает поиски и разведку строительных материалов: песчано-гравийной смеси, песков, глин и суглинков.

Ужесточение климата в периоды оледенений, возникновение иных речных систем и водоемов позволяют спрогнозировать и наметить конкретные пункты, благоприятные в экологическом плане для организации поселений людьми каменного века, а также увязать археологические памятники с определенными эпохами плейстоцена.

Изучение толщи непрерывных наслоений ледниковых, межледниковых и доледниковых отложений способствует выявлению характера и амплитуд климатических колебаний, а установленные закономерности можно использовать для обоснованного прогноза климата Забайкалья на ближайшее будущее.

Палеогеографические реконструкции эпох плейстоцена решают определенные проблемы палеогидрологии и, в частности, дают ответ на происхождение современных озер Забайкалья.

Формирование огромных ледниковых полей и приледниковых озер, ныне исчезнувших, объясняет особенности миграции и адаптации не только обычных, но и некоторых эндемичных видов фауны на фоне плейстоценовой гляциодинамики (снежный ба-

ран, черношапочный сурок, байкальская нерпа, голец, давачан и др. гидробиоценозов озер) [38].

Но главной особенностью Забайкальского региона является возможность прямой корреляции в Азиатской части суперконтинента циркумполярных оледенений с гляциальной историей южного пояса гор. Известно, что на изданных геологических картах СССР и России на северных широтах Сибири показаны границы четырех оледенений, а на пространствах южных гор только двух. Анализ и использование выявленных особенностей ледовых образований, высот палеоснеговых границ Забайкалья, занимающего положение связующего звена, позволяют в первом приближении (или предварительно) предположить, что показанные границы оледенений южного пояса гор являются не поздние и среднеплейстоценовыми, а сартанским и муруктинским (поздний плейстоцен). Такой подход обязывает искать следы среднеплейстоценовых оледенений на большем удалении от горных сооружений. И такие следы есть, в частности, на Алтае и Саянах [19, 39, 40].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кропоткин П.А.* Исследование о ледниковом периоде // Зап. И. Р. Геогр. О-ва по общ. геогр. СПб.: 1876. Т. VII. 2 ч. 717 с.
2. *Кропоткин П.А.* The glaciation of Asia // Rep. of the 63 meeting of the Brit. Assoc. of the Adv. of Sc. London. 1894. P. 774–775.
3. *Обручев В.А.* Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. СПб.: Типография М. Стасюлевича, 1914. Вып. XXII. Ч. 1. 803 с.
4. *Мейстер А.К.* Средневитимская горная страна // Геологич. исслед. в золотоносных областях Сибири. Ленский район. СПб.: 1910. Вып. 7. С. 1–37.
5. *Киселева З.Н.* Геолого-геоморфологические основы поисков полигенных золотоносных россыпей Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Чита: Изд. ЧитГТУ, 2000. 38 с.
6. *Заморуев В.В.* Древнее оледенение Буркал-Шебетуйских гольцов // Изв. Забайкальск. отд. ГО СССР. Чита: 1966. Т. 1. Вып. 4. С. 15–21.
7. *Гиенко А.Я.* Ледниковый рельеф и древние ледники Чикоконского хребта (Южное Забайкалье) // Геогр. и природн. ресурсы. 1983. № 4. С. 104–108.
8. *Сизых В.И.* Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. Серия Западно-Забайкальская. Л. М-49-VIII. Объяснит. зап. ЧГУ. М.: Госгеолтехиздат, 1966. 66 с.
9. *Старченко В.В., Краснов В.П.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. Серия Восточно-Забайкальская. Л. М-49-XXII, XXVIII. Объяснит. зап. ЧГУ. М.: Госгеолтехиздат, 1965. 96 с.
10. *Деньгин Ю.П.* Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас // Изв. РГО. 1930. Т. 60. Вып. 2. С. 13–19.
11. *Флоренсов Н.А.* Геоморфология // Геология СССР. Т. XXXVI. Читинская обл. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 478–489.
12. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
13. *Музис А.И.* К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Северного Забайкалья // Четвертич. период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 145–154.
14. *Золотарев А.Г.* Следы древнего оледенения в бассейнах рек Малая Кункудери и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья) // М-лы по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири. Иркутск: ИГУ, 1958. Вып. 3(24). С. 30–41.
15. *Корнутова Е.И., Хотина Е.Б.* Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья // М-лы по четвертич. геологии и геоморфологии. М.: Недра, 1967. Вып. 6. С. 175–176.
16. *Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятск. кн. изд-во, 1968. 166 с.
17. *Лопатин Д.В.* Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. 115 с.
18. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).* М.: Наука, 1974. 359 с.
19. *Равнины и горы Сибири / Лазуков Г.И., Коржув С.С., Олюнин В.Н. и др.* М.: Наука, 1975. 352 с.
20. *Корнутова Е.И., Хотина Е.Б.* Государственная Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1000000. Нов. серия. Л. О-50 (51) / Карта четвертич. отложений. Л.: ВСЕГЕИ “Госгеолкарта СССР”, 1977.
21. *Енорихинский А.С.* Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 6–33.

22. *Осадчий С.С.* К проблеме соотношения пльвиальных и ледниковых эпох на территории Забайкальского севера // Позднекайнозойская история озер в СССР (к XI Конгрессу ИНКВА в СССР). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 61–71.
23. *Еникеев Ф.И., Потемкина В.И.* Поздний кайнозой Чарской впадины // Актуальн. пробл. палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 105–112.
24. *Еникеев Ф.И.* Депрессии снеговых границ плейстоценовых оледенений Восточного Забайкалья // Геоморфология. 2006. № 3. С. 56–65.
25. *Еникеев Ф.И.* Плейстоценовые оледенения севера Забайкалья // Тез. докл. Всерос. совещ. “Главнейшие итоги в изуч. четвертич. периода и основные направления исследований в XXI веке”. СПб.: 1998. С. 107.
26. Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды) // Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. 170 с.
27. *Алексеев В.Р., Коген В.С., Шпак Н.С.* Новый морфоструктурный элемент Забайкалья по данным космических снимков // Сов. геология. 1978. № 9. С. 136–140.
28. *Ветров В.М.* Стратиграфия и проблемы периодизации археологических памятников Верхнего Витима // Байкальская Сибирь в древности (межвуз. сб. науч. тр.). Иркутск: ИГУ, 1995. С. 49–53.
29. *Архипов С.А.* Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. С. 4–18.
30. *Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминисцентным данным) // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1982. № 521. С. 149–161.
31. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 288. 237 с.
32. *Лозачев Н.А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика. 1958. Вып. 1. С. 84–95.
33. *Казакова Н.М.* Некоторые данные о древнем оледенении Китая // Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 243–255.
34. *Коржуев С.С.* Геоморфологическое строение долины Средней Лены в связи с ее хозяйственным освоением // Очерки по геоморфологии Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 5–73.
35. Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1 : 1 500 000 / Гл. ред. А.Л. Яншин. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
36. *Симонов Ю.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М.* Возраст, палинология и режим формирования “белесой” толщи в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 136–139.
37. *Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.* Гляциально-литодинамические россыпи Забайкалья // Пробл. геол. и минерагической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии (тр. VI между. симп. и Чтений памяти акад. С.С. Смирнова. Чита. 11–15 октября 2005 г.). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. С. 134–138.
38. *Еникеев Ф.И.* История развития восточной части Байкальской рифтовой зоны // Биоразнообразие водных экосистем Забайкалья. Видовая структура гидробиоценозов озер и рек горных территорий. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. С. 5–20.
39. *Борисов Б.А., Минаева Е.А.* Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Центральной Тувы // Четвертич. период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 125–130.
40. *Войлошников В.Д.* Следы новочетвертичного оледенения Восточного Саяна на юге Средне-Сибирского плоскогорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 1. С. 75–82.

ФГУПП “Читагеолсъемка”

Поступила в редакцию
18.05.2007

PLEISTOCENE GLACIATIONS IN THE EAST TRANSBAIKALIA AND THE SOUTHEAST OF MIDDLE SIBERIA

F.I. ENIKEEV

S u m m a r y

The maps of four Pleistocene glaciations were compiled: Samarovo (Q_{II}^{sm}), Taz (Q_{II}^{tz}), Muruktin (Q_{II}^{mr}), and Sartan (Q_{II}^{sr}). The maps show distribution of glaciers, ice sheets, and ice-dammed lakes, which occupied vast areas in the river basins of Lena, Vitim, and Olekma. The absolute heights of paleo lakes in the Lena basin are 400 m (tz), 560 m (sm); in the Vitim basin: 860 m (sr), 880 (mr) 900 m (tz); in the Olekma basin: 680 m (mr), 760 m (tz). Well drilling fulfilled to 1180 m depth revealed four glacial layers of Middle and Upper Pleistocene in the interval 0–450 m. Sand sediments were formed due to coastal accumulation of abraded granitic material in the Transbaikalian periglacial lake of the Samarovo age with short-term maximum level of 1020 m and stable long-term one of 900 m.