

УДК 551.89

## К ПРОБЛЕМЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ АЗАСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ТУВЫ НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕХАРАЛЬСКОГО ПАЛЕООЗЕРА

И.С. Новиков<sup>1</sup>, Д.В. Назаров<sup>2,3</sup>, М.В. Михаревич<sup>4,5</sup>, А.С. Гладышева<sup>2</sup>,  
М.В. Ручкин<sup>2,3</sup>, С.Г. Прудников<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Университетская наб., 7–9, Россия

<sup>4</sup>Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,  
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

<sup>5</sup>Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия

<sup>6</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,  
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117А, Россия

Изучены следы воздействия Азасского ледникового щита, существовавшего в понижении между Восточным Саяном и хр. Академика Обручева в позднем неоплейстоцене. Перегораживание эрозионных долин ледником привело к формированию ряда подпрудных озер. Изучены рельеф и отложения территории развития такого озера в бассейне р. Харал. Выполнены палеогеографические реконструкции на период, предшествующий формированию озера и на момент начала его спуска. По палинологическим и палеокарпологическим данным реконструирована растительность в районе ледниково-подпрудного озера. Датирование методами оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) и Ar/Ar позволяет уточнить временные рубежи основных этапов осадконакопления и развития рельефа в западной части Серлигхемской впадины. К моменту излияния долинных базальтов ( $2.2 \pm 0.7$  и  $6.9 \pm 0.7$  млн лет) территория уже подверглась эрозионному расчленению. Подпруживание эрозионных долин в позднем плейстоцене краем покровного ледника, а при его деградации — моренным комплексом вызвало формирование приледникового озера, существовавшего, согласно ОСЛ датам, в диапазоне от  $37 \pm 3$  до  $14 \pm 3$  тыс. лет. Таким образом, наличие Верхнехаральского приледникового озера, действительно, связано с последним позднеплейстоценовым оледенением, а ледниковые, озерно-ледниковые и гляциофлювиальные образования относятся к третьей и четвертой ступеням верхнего неоплейстоцена.

*Палеогеография, фаціальный анализ, палинологический анализ, палеокарпологический анализ, приледниковые озера, ленточные глины, Ar/Ar, ОСЛ датирование*

## THE AZAS ICE SHEET AND ITS ROLE IN THE FORMATION OF LATE PLEISTOCENE ICE-DAMMED LAKES IN SOUTHERN SIBERIA: CASE STUDY OF UPPER KHARAL PALEOLAKE

I.S. Novikov, D.V. Nazarov, M.V. Mikharevich, A.S. Gladysheva, M.V. Ruchkin, S.G. Prudnikov

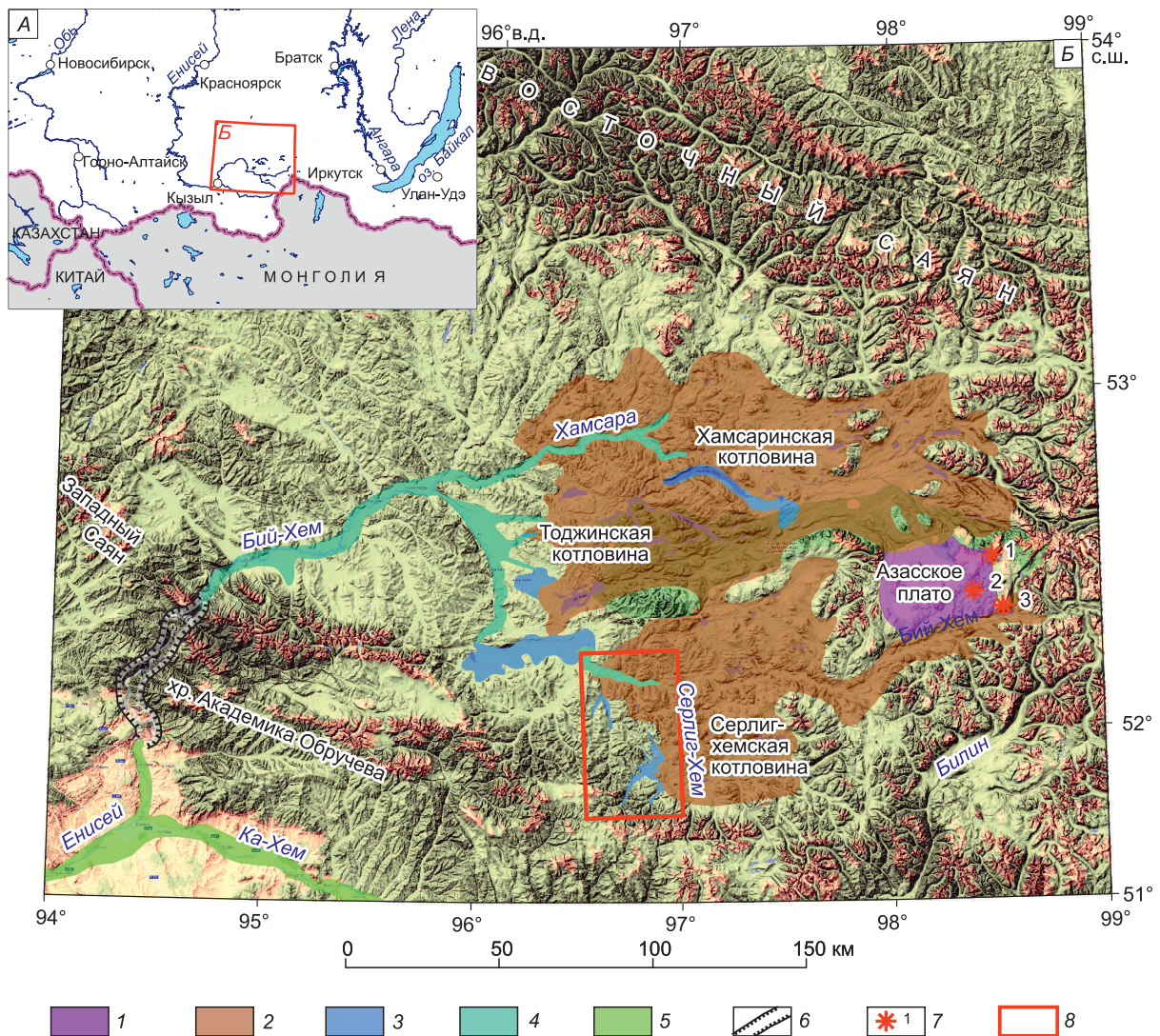
The paper focuses on the surface topography and deposits associated with the Late Pleistocene ice-dammed lake in the valley of the Kharal River dammed by the Azas ice sheet in a depression between the East Sayan and Akademik Obruchev Range. The study includes paleogeographic reconstructions for the time spans before the lake formation and drainage; reconstruction of vegetation in the lake area based on pollen and paleocarpological data; and dating by optically stimulated luminescence (OSL) and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  methods. The OSL and Ar–Ar dates provide more rigorous constraints on the history of deposition and topography in the western Serligkhem Basin. The territory was affected by erosion and subsequent basaltic volcanism at  $6.9 \pm 0.7$  and  $2.2 \pm 0.7$  Ma. The erosion valleys were dammed by the edge of an ice sheet and then by its moraine, which produced large Upper Kharal damlake. According to OSL data, the lake existed between  $36 \pm 4$  and  $14 \pm 3$  ka BP. The related glacial, glaciolimnic, and glaciofluvial facies in the area were deposited at the end of the Late Pleistocene (stages III and IV of regional stratigraphy).

*Paleogeography, facies analysis, spore-pollen analysis, paleocarpological analysis, ice-dammed lake, varved clay,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and OSL dating, Tyva*

## ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточную часть Алтае-Саянской горной области часто называют Восточно-Тувинским нагорьем. Оно включает хребты Восточный Саян и Академика Обручева, восточную оконечность хр. Западный Саян и расположенную между ними обширную область с низкогорным и среднегорным рельефом — Тоджинскую котловину (рис. 1). В восточной своей части Тоджинская котловина раздваивается, разделяясь системой возвышенностей субширотного простирания на Хамсаринскую и Серлигхемскую котловины. Абсолютные высотные (абс. выс.) отметки днщ Хамсаринской и Серлигхемской впадин 1000—1500 м, высоты разделяющих их возвышенностей от 1500—1900 на западе и до 2300—2600 на востоке.

Водораздельные части хребтов, обрамляющих Тоджинскую котловину, как и во всей Алтае-Саянской горной области [Новиков, 1998], образованы наиболее приподнятыми неотектоническими блоками. Исходя из возраста коррелятных отложений впадин, формирование горного рельефа территории происходило с позднего палеогена по настоящее время, с усилением в позднем неогене [Зяткова, 1989]. Время начала интенсивного воздымания по данным, полученным на сопредельных территориях, составляет около 2 млн лет [Novikov, Sokol, 2007].



**Рис. 1.** Положение изученной территории в геоморфологической структуре Восточно-Тувинского нагорья.

*A* — обзорная схема расположения района исследований, красным контуром показано местоположение схемы *B*; *B* — модель рельефа района исследований (источник — Google Landscape) с геоморфологическими элементами: 1 — базальтовое лавовое плато, 2 — массивы холмистых морен, 3 — озерные равнины, 4 — гляциофлювиальные равнины и долины стока талых ледниковых вод, 5 — аллювиальные равнины, 6 — крупная эрозионная долина, 7 — позднеплейстоценовые вулканы (1 — Сорул-Чушку-Узю, 2 — Улуг-Аргинский, 3 — Приозерный); 8 — границы территории, показанной на рис. 2.



Абсолютные отметки Восточного Саяна обычно составляют 2200—2500 м, редко достигая 2800 м. У хребта Академика Обручева высоты водоразделов лежат в диапазоне 2000—2500 м (иногда до 2700 м), а у Западного Саяна они обычно составляют 2100—2500 м. Несмотря на незначительные абсолютные высоты, осевые части хребтов переработаны древними ледниковыми процессами с образованием альпийского рельефа. Отставшие в воздымании блоки с абсолютными отметками вершинных поверхностей в пределах 1200—1700 м образуют нижние ступени хребтов и обширную Тоджинскую котловину между ними, служащую водосборным бассейном Большого Енисея (Бий-Хема). Морфология рельефа котловины достаточно типична для межгорных котловин Алтае-Саянской горной области [Новиков и др., 1995] и включает в себя эрозионные и аккумулятивные формы рельефа, образованные в результате озерных, аллювиальных и ледниковых процессов. Однако имеются две отличительные особенности, делающие эту котловину уникальной.

Во-первых, при достаточно небольших абсолютных высотах в восточной половине котловины в ледниковья четвертичного периода развивался покровный ледник толщиной около 1 км, по оценке М.Г. Гросвальда [1965]. По нашим оценкам, полученным путем дешифрирования области распространения холмисто-грядового моренного рельефа в Тоджинской котловине по космоснимкам и трехмерным моделям рельефа, его площадь составляет около 13 тыс. км<sup>2</sup>.

Восточный Саян и хр. Академика Обручева, соединяющиеся в своих восточных частях, образовывали ловушку в виде открытой в сторону основного направления влагопереноса воронки. Такая позиция обеспечивала повышенное количество атмосферных осадков и более мощное оледенение, чем можно было бы ожидать, исходя из абсолютных высот территории.

Во-вторых, восточная часть котловины входит в ареал неоген-четвертичного вулканизма Северной Монголии и Южной Сибири. Генетически эти явления не связаны, но их сочетание на одной площади порождает ряд геологических феноменов, существенно расширяющих возможности датировки ключевых рубежей развития рельефа на новейшем этапе. Территория Тоджинской котловины расчленена системой эрозионных долин, с которой связаны богатые россыпи золота [Прудников, 2016]. В восточной части котловины расположен приподнятый блок субширотного простираения с отметками вершинного плато 2000—2100 м, над которым возвышаются четвертичные вулканические постройки до 2600—2700 м абс. выс. Эта территория носит название Азасского плато. Основанием вулканических построек служит обширное неоген-четвертичное лавовое поле, оно занимает всю водораздельную часть блока, спускается в расположенную севернее впадину, а отдельные потоки по долинам распространяются на запад за границы развития ледникового щита.

При развитии мощных ледниковых щитов в районах четвертичного вулканизма периодически происходят подледные извержения, приводящие к образованию характерных вулканических отложений и форм рельефа. Такие образования, впервые описанные Б. Метьюзом на территории Канады [Mathews, 1947], к настоящему времени хорошо изучены в вулканических районах высоких широт [Vjörnsson et al., 2002; Hodgetts et al., 2021]. В умеренных широтах они встречаются редко. Одной из таких территорий является Восточно-Тувинское нагорье, что позволяет определять возраст ледниковых событий путем датирования продуктов подледных извержений.

М.Г. Гросвальд [1965] предполагал, что азасский ледниковый комплекс был сформирован последним четвертичным оледенением Саяно-Тувинского нагорья. Позднеплейстоценовый возраст азасского оледенения обосновывался хорошей сохранностью аккумулятивных и экзарационных ледниковых форм и находками костей млекопитающих в аллювиальных галечниках цокольной террасы р. Харал — бивня *Mammuthus primigenius* (Blum.), лопатки шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) и зуба мамонта. Несмотря на это, в региональной схеме ледниковые отложения азасского оледенения отнесены ко второй ступени верхнего плейстоцена, а некоего башхемского оледенения — к четвертой [Решения..., 1983]. Кем и когда было выделено башхемское оледенение и где находится стратотип его образований установить не удалось. В региональной схеме дана ссылка на работу М.Г. Гросвальда [1965], но в его книге об этом оледенении ничего не написано. Гиалокластиты подледных вулканов Приозерный и Соруг-Чушку-Узю, Азасского вулканического плато по К-Аг определениям имеют возраст 60—75 тыс. лет, что позволило исследователям предположить масштабный характер оледенения в первой половине неоплейстоцена и его развитие по щитовому типу [Yarmolyuk et al., 2001; Ярмолюк и др., 2003; Сугоракова и др., 2003]. Расположенный там же и извергавшийся в субэаральных условиях влк. Улуг-Аргинский по результатам К-Аг датирования имеет возраст 48 тыс. лет [Yarmolyuk et al., 2001], что должно указывать на полную деградацию ледников в этой части Восточного Саяна в середине позднего неоплейстоцена. Предполагается, что второе позднеоплейстоценовое оледенение в пределах Восточного Саяна носило горно-долинный характер. Возраст ледниковых отложений в долинах Окинского плоскогорья, по данным <sup>10</sup>Ве датирования, составляет  $16.44 \pm 0.38$  и  $22.80 \pm 0.56$  тыс. лет [Arzhannikov et al., 2012].

Существовавший в позднем неоплейстоцене на востоке территории среднегорного рельефа между Восточным Саяном и хр. Академика Обручева ледниковый щит достигал в центральной части мощно-

сти 1000—1200 м при средней мощности 300—600 м. Будучи ограниченным хребтами с севера, востока и юга ледниковый щит растекался в западном направлении, нарушая сток по эрозионным долинам и формируя достаточно крупные приледниковые озера [Гросвальд, 1965].

Формы аккумулятивного моренного рельефа слабо изменены последующими образованиями, что позволяет усомниться в их формировании в ходе первого позднеплейстоценового оледенения и, соответственно, в отнесении щитового азасского оледенения к этому времени. С целью уточнить время существования Азасского ледникового щита мы провели изучение отложений и форм рельефа, сохранившихся от одного из таких озер, располагавшегося в верховьях р. Харал, провели ОСЛ датирование водно-ледниковых образований и реконструировали изменения в структуре гидросети в связи с формированием и спуском Верхнехаральского палеозера. Также было проведено  $Ag-Ag$  датирование базальтового потока, выполняющего долину Бий-Хема в районе устья Харала. Поток заполняет палеодолину, выработанную в докембрийских метаморфических породах и перекрыт сверху моренами азасского оледенения. В настоящее время он прорезан на всю глубину Бий-Хемом и Харалом, образуя террасовидные формы по их берегам с высотой уступа 10—15 м. Образцы отбирались непосредственно из береговых обнажений.

## МЕТОДИКА

### ОСЛ датирование

Восемь образцов датировано методом ОСЛ в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по навескам зерен кварца и отдельным зернам калиевых полевых шпатов (КПШ) (таблица). Для выделения зерен кварца использовалась стандартная методика пробоподготовки [Wintle, 1997], однако полностью избавиться от контаминации полевыми шпатами не удалось. В связи с этим, для измерения эквивалентных доз ( $D_e$ ) в кварце был применен SAR-протокол [Murray, Wintle, 2000, 2003] с предварительной стимуляцией инфракрасным излучением и последующей импульсной стимуляцией синим светом (post-IR Pulsed OSL SAR) [Banerjee et al., 2001; Denby et al., 2006]. Такая процедура позволяет минимизировать вклад ОСЛ полевых шпатов в суммарный ОСЛ сигнал. В ОСЛ сигналах всех образцов выявлен значительный вклад средней компоненты, нежелательной для ОСЛ датирования [Tsukamoto et al., 2003; Li, Li, 2006]. Чтобы максимизировать вклад быстрой компоненты, для определения  $D_e$  использовано вычитание раннего фона (early background subtraction) [Ballarini et al., 2007]. Из-за низкой интенсивности ОСЛ значения  $D_e$  в пробах RGI-532 и RGI-801 определены с помощью позднего фона (late background subtraction). Большой разброс значений  $D_e$  в навесках зерен кварца позволяет предположить, что часть полученных дат может быть удревнена вследствие неполного обнуления ОСЛ сигнала перед захоронением.

Из-за плохих люминесцентных характеристик кварца (слабый сигнал, контаминация полевыми шпатами, большой вклад средней компоненты, высокая овердисперсия) образцы были также датированы по отдельным зернам КПШ (фракция легче  $2.58 \text{ г/см}^3$ ). Измерения выполнялись с использованием протокола post-IR<sub>50</sub> IR<sub>290</sub>SL SAR [Thiel et al., 2011]. Для выбора математической модели расчета итоговых  $D_e$  применяли дерево решений, предложенное Р. Бейли и Л. Арнольдом [Bailey, Arnold, 2006], основанное на параметрах распределения индивидуальных  $D_e$ : коэффициенте асимметрии, овердисперсии и коэффициенте эксцесса. Несмотря на то, что данный подход был разработан для датирования зерен кварца, его применение к зернам КПШ позволило получить даты, близкие к ожидаемым. Параметры распределения индивидуальных  $D_e$ , в том числе высокая овердисперсия (50—90 %), свидетельствуют о неполной засветке зерен КПШ перед захоронением, поэтому итоговые значения  $D_e$  рассчитаны с использованием модели минимальной дозы с четырьмя параметрами (ММД4 [Galbraith et al., 1999]) и «модели 5 %» (в расчет берутся только 5 % минимальных значений  $D_e$  из выборки [Oley et al., 1998]). При использовании ММД4 предполагалось, что полностью засвеченным зернам КПШ соответствует овердисперсия 40 % ( $\sigma_b = 0.4$ ) [Trauerstein et al., 2014]. Для сравнения в таблице приведены также значения  $D_e$ , рассчитанные как среднее арифметическое индивидуальных  $D_e$ . ОСЛ даты, полученные с использованием сигнала IR<sub>50</sub>, не имеют геохронологического значения, поскольку данный сигнал нестабилен. Даты pIRIR<sub>290</sub>, рассчитанные посредством ММД4 и «модели 5 %» близки к датам, полученным по кварцу, за исключением образцов RGI-801 и RGI-535 (см. таблицу). В этих двух пробах кварц, вероятно, не был засвечен перед захоронением, поэтому даты, определенные по навескам зерен кварца, представляются сильно удревненными. Принимая во внимание высокую вероятность неполной засветки зерен КПШ и в меньшей степени кварца в водно-ледниковых отложениях [Alexanderson, Murray, 2012], а также параметры распределения индивидуальных  $D_e$  в зернах КПШ, мы полагаем, что наиболее достоверными являются минимальные из полученных ОСЛ дат как по кварцу, так и по калиевым полевым шпатам.

### Методика $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Образцы совместно со стандарт-



Таблица 1. Результаты ОСЛ датирования навесок зерен кварца и отдельных зерен калиевых полевых шпатов

Название разреза	№ пл	№ лабораторный	№ полевой	Глубина, м	Влажность, %	Активность радионуклидов, Бк/кг				Минерал	Фракция, мкм	Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Протокол	n (п/и)	Модель расчета	Эквивалентная доза, Гр	Возраст, тыс. лет		
						<sup>238</sup> U	<sup>226</sup> Ra	<sup>232</sup> Th	<sup>40</sup> K										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18		
Чаинды Нижняя	1	RGI-531	7335-10	21.2	22	15 ± 3	14.6 ± 0.3	13.7 ± 0.3	535 ± 25	Кварц	90-180	1.81 ± 0.08	pIR-POSL	10/16	CA	48 ± 5	26 ± 3		
						КПШ	180-250	2.76 ± 0.17	IR <sub>50</sub>	39/50	CA	52 ± 5	19 ± 3	19 ± 2					
															pIR-POSL	73/17	CA	172 ± 13	62 ± 6
															MMД4	52 ± 9	19 ± 3		
Чаинды Нижняя	2	RGI-528	7335-13	23.4	26	28 ± 5	22.9 ± 0.5	19.0 ± 0.3	521 ± 24	Кварц	90-180	1.93 ± 0.08	pIR-POSL	14/7	CA	72 ± 4	37 ± 3		
						КПШ	180-250	2.60 ± 0.19	IR <sub>50</sub>	76/23	CA	59 ± 3	23 ± 2						
														pIR-POSL	6/2	CA	78 ± 7	44 ± 5	
														MMД4	97/0	MMД4	52 ± 7	20 ± 3	
Ак-Суг	3	RGI-537	7335-4	13.0	21	14 ± 2	13.8 ± 0.3	13.9 ± 0.3	507 ± 24	Кварц	90-250	1.76 ± 0.09	pIR-POSL	6/2	CA	78 ± 7	44 ± 5		
						КПШ	180-250	2.72 ± 0.17	IR <sub>50</sub>	72/15	CA	234 ± 19	86 ± 9						
														pIR-POSL	72/15	CA	234 ± 19	86 ± 9	
														MMД4	59 ± 6	MMД4	59 ± 6	22 ± 3	
Ак-Суг	4	RGI-658	7337-20	10.8	33	34 ± 6	30.7 ± 0.6	29 ± 0.5	570 ± 27	Кварц	90-180	2.21 ± 0.09	pIR-POSL	4/18	CA	42 ± 3	19.2 ± 1.5		
						КПШ	90-180	2.89 ± 0.19	IR <sub>50</sub>	86/14	CA	167 ± 12	58 ± 6						
														pIR-POSL	83/15	CA	659 ± 38	228 ± 20	
														MMД4	4/94	5%	60 ± 7	21 ± 3	
Кара-Хем	5	RGI-532	7336-15	18.8	32	25 ± 4	28.7 ± 0.6	26.8 ± 0.2	614 ± 29	Кварц	63-180	2.21 ± 0.09	pIR-POSL	8/0	CA	32 ± 7	14 ± 3		
						Кварц	90-180	2.64 ± 0.11	IR <sub>50</sub>	78/22	CA	119 ± 8	36 ± 3						
														pIR-POSL	10/2	CA	48 ± 7	18 ± 3	
														pIR-POSL	82/15	CA	497 ± 27	149 ± 12	
Кара-Хем	6	RGI-800	7336-16	17.0	24	30 ± 5	31.3 ± 0.6	36.7 ± 0.6	651 ± 30	КПШ	90-180	3.33 ± 0.21	pIR-POSL	4/93	5%	83 ± 3	25 ± 2		
						КПШ	180-250	1.68 ± 0.08	IR <sub>50</sub>	9/0	CA	361 ± 34	216 ± 22						
														pIR-POSL	61/21	CA	759 ± 39	285 ± 23	
														MMД4	4/80	5%	50 ± 23	19 ± 9	
Кара-Хем	7	RGI-801	7336-18	17.5	24	15 ± 3	15.5 ± 0.3	12.2 ± 0.3	509 ± 24	Кварц	180-250	2.66 ± 0.17	pIR-POSL	70/19	CA	312 ± 20	117 ± 11		
						КПШ	90-180	1.72 ± 0.08	IR <sub>50</sub>	8/1	CA	204 ± 51	119 ± 30						
														pIR-POSL	79/9	CA	611 ± 30	229 ± 18	
														MMД4	4/84	5%	81 ± 18	30 ± 7	
Кара-Хем	8	RGI-535	7336-19	17.0	21	13 ± 2	14.4 ± 0.3	12.4 ± 0.3	494 ± 23	КПШ	180-250	2.66 ± 0.17	IR <sub>50</sub>	60/32	CA	158 ± 12	59 ± 6		

Примечание. Погрешности измеренных величин соответствуют доверительному интервалу 1σ. Значения влажности принимались за 75 % от водонасыщения образца. n — количество принятых (п) и исключенных (и) из выборки навесок (зерен). Протоколы: pIR-POSU — SAR-протокол с предварительной стимуляцией ИК-излучением и последующей импульсной стимуляцией [Banerjee et al., 2001; Denby et al., 2006]; pIRIR<sub>290</sub> и IR<sub>50</sub> — люминесцентные сигналы, измеренные при температурах стимуляции 290 и 50 °C соответственно, в рамках протокола post-IR<sub>50</sub> IR<sub>290</sub> SAR [Thiel et al., 2011]. Модели расчета: SA — среднее арифметическое, MMД4 — модель минимальной дозы с четырьмя параметрами [Galbraith et al., 1999], 5 % — в расчет берутся только 5 % минимальных значений D<sub>e</sub> из выборки [Olley et al., 1998]. Значения, принятые за ОСЛ возраст датированных образований, выделены жирным шрифтом.

ными образцами-мониторами (биотит МСА-11, ОСО № 129-88) заворачивали в алюминевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Кварцевые ампулы с пробами облучали быстрыми нейтронами в кадмированном канале реактора ИРТ-Т типа в Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по <sup>40</sup>Ar и <sup>36</sup>Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал  $3 \cdot 10^{-10}$  и  $0.003 \cdot 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup> соответственно. Очистку аргона выполняли с помощью ZrAl-SAES геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Великобритания). Ошибки измерений соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ . Для учета вклада мешающих изотопов аргона, образовавшихся на изотопах <sup>40</sup>Ca, <sup>42</sup>Ca и <sup>40</sup>K, были использованы следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.001279 \pm 0.000061$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000613 \pm 0.000084$  и  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0191 \pm 0.0018$ .

К сожалению, измерения образцов проводились через несколько месяцев после облучения, когда распалась значительная часть <sup>37</sup>Ar. Поэтому поправки на возникшие на Ca во время облучения изотопы аргона привели к значительной ошибке при расчете возраста.

Тем не менее валидность полученных данных Ar/Ar датирования определяется в первую очередь соответствием возрастным плато критериям достоверности. Показанные в спектрах базальтов возрастные плато выделены с помощью программы Isoplot 3 и, соответственно, вполне валидны.

Таким образом, приведенные результаты датирования с учетом ошибок вполне могут быть использованы для определения интервалов возраста формирования долеритов.

### Палинологический анализ

Пробы для палинологического анализа отбирались из прослоев алевроитов и супесей в гляциофлювиале (разрез Чаинды Нижняя) и в песчано-алевроглинистых ритмитах (разрез Ак-Суг, нижняя часть разрезов Кара-Хем) с интервалом 10—15 см.

Пробоподготовка проводилась с помощью сепарационного метода В.П. Гричука [Пыльцевой анализ, 1950] в палинологической лаборатории СНИИГГиМС. Навеска породы весом 200 г обрабатывалась 5 %-м раствором пиродифосфата натрия (Na<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>), тяжелая жидкость изготавливалась на основе кадмия йодистого и калия бромистого.

Большая часть проб имела довольно низкую степень насыщенности палиноморфами, часть оказалась совершенно пустыми. В наиболее насыщенных препаратах количество пыльцевых зерен составляло более 100 экземпляров. При расчете доли отдельных компонентов пыльцы за 100 % бралась сумма пыльцевых зерен древесно-кустарниковых и травянистых растений, при расчете участия спор за 100 % принималась общая сумма пыльцы и спор. Остатки проб, не задействованные в технической обработке для палинологического анализа, были промыты для получения ископаемых семян и других макроостатков растений.

### Палеогеографические реконструкции

В районе проведения работ в ходе полевых исследований и дешифрирования материалов дистанционного зондирования установлены границы распространения гляциальных, гляциолимнических и гляциофлювиальных отложений в бассейне р. Харал. На космических снимках высокого разрешения район распространения моренных отложений надежно дешифрируется по распространению характерного холмисто-мелкогрядового рельефа, резко контрастирующего с пологохолмистой денудационной равниной внеледниковой части Тоджинской впадины. Область распространения озерно-ледниковых и водно-ледниковых отложений на космическим и трехмерных моделях рельефа отчетливо выделяется в виде плоской горизонтальной равнины, расположенной между краем моренного поля и денудационной холмистой равниной внеледниковой зоны. Каналы спуска приледниковых озер хорошо выделяются в виде узких крутосклонных ущелий с углами наклона 50—70° на картах, построенных на основе трехмерных моделей рельефа.

## ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕХАРАЛЬСКОГО ПАЛЕООЗЕРА

В конце среднего плейстоцена современные верховья Харала — р. Кара-Хем и Чаинды, сливаясь впадали в р. Серлиг-Хем (рис. 2, А). В позднем плейстоцене фронт ледникового щита перекрыл долину с образованием Верхнехаральского озера, и сток из него происходил через седловину в водоразделе Харал—Кара-Хем с высотой около 1360 м абс. выс., которая и контролировала верхний уровень зеркала палеоозера (см. рис. 2, Б). В ходе дегляциации поступление воды в озеро усилилось, что привело к усилению эрозии и формированию ущелья на месте правого притока Харала, где находился порог стока палеоозера. При переливе через седловину сформировалось ущелье с крутыми скальными бортами глубиной до 300 м, шириной до 800 м и протяженностью около 6 км. Что для внеледниковой зоны Тоджинской впадины с ее слабоволнообразным равнинным денудационным рельефом является геоморфологической аномалией.

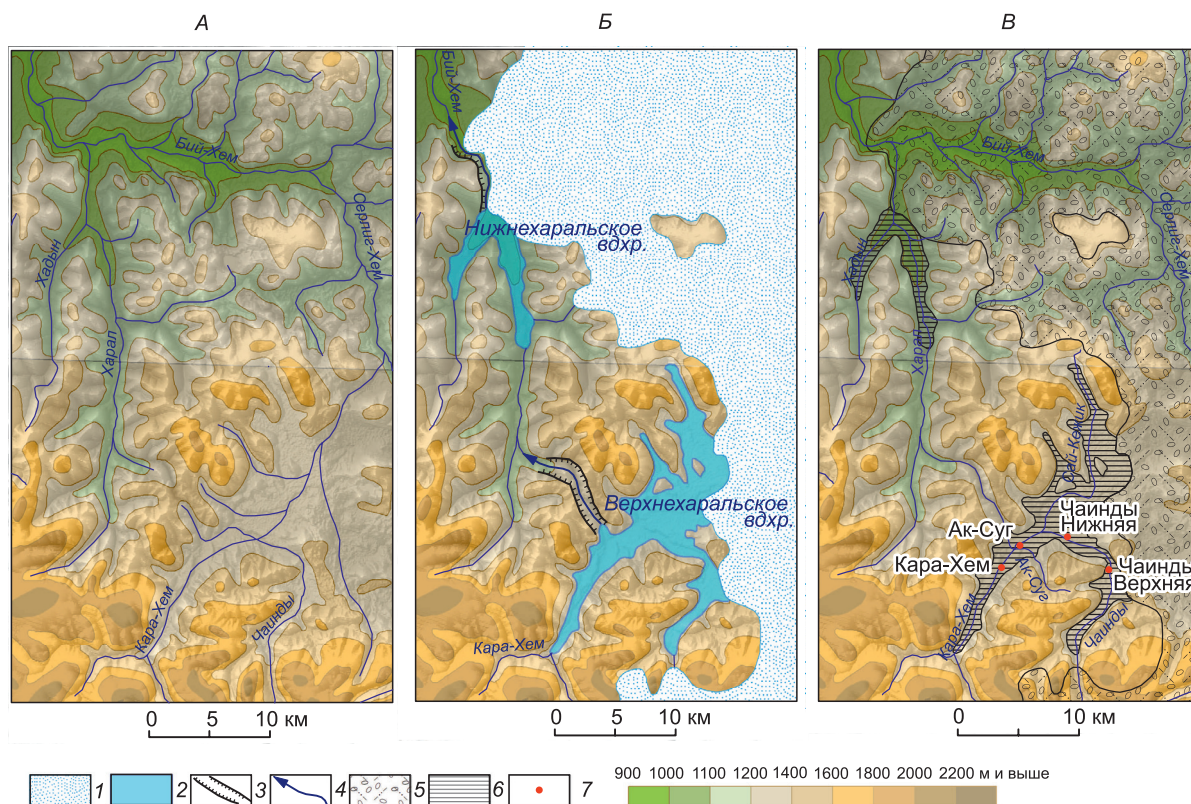
На месте спущенного Верхнехаральского палеоозера в долинах рек Чаинды, Сай-Кежик и Кара-Хем в настоящее время развита озерно-ледниковая равнина (см. рис. 2, В), в которую врезаны современные водотоки с широкими поймами и крутыми бортами. Равнина сложена преимущественно водно-осадочными толщами гляциолимнического, гляциофлювиального и флювиогляциального генезиса. В пределах толщ прослеживается закономерный ряд фаций: алевроглинистых, песчано-алевритистых и песчано-гравийных, характеризующих регрессивную последовательность развития приледникового палеоводоёма. Ранее отложения этой толщи были схематично описаны по материалам геологической съемки м-ба 1:200 000 В.Б. Агентовым и др. (1954 г.); В.Б. Агентовым, В.В. Агентовой (1955 г.) и м-ба 1:50 000 С.П. Демьяновым и др. (1991 г.). Было подсчитано количество «годовых лент», а по результатам спорово-пыльцевого анализа отмечены обедненные комплексы с резким преобладанием травянистых растений [Гросвальд, 1965]. Однако остались неясными характер фациальных изменений по площади, структурно-текстурные вариации гляциолимния и его взаимоотношения с гляциофлювиальными отложениями.

Гляциофлювиальные образования формируются тальми водами при таянии крупных массивов щитовых или долинных ледников. Они обычно формируют конусы выноса (сухие дельты), обрамляющие внешний край моренных полей. Диагностируются они по тесной парагенетической связи ледниковыми отложениями и характеризуются флювиальными текстурами потоков высокой водности, окатанностью обломочного материала и быстрым уменьшением размерности обломков по мере удаления от границы распространения ледников. Однако в последних методических указаниях ВСЕГЕИ по геологической съемке [Методическое руководство..., 2009; Методические рекомендации..., 2015] их рекомендуется называть гляциофлювиальными.

Обнажение Ак-Суг расположено в западной части котловины, в обрывах оползневых цирков левого борта руч. Ак-Суг, в 900 м выше его впадения в р. Сай-Кежик (см. рис. 2, В; 3; 4, А, 51°51'53.4" с. ш., 96°46'40.6" в. д.). Урез воды в ручье у обнажения расположен на 1300 м абс. выс. Относительная высота бровки обрывов над ручьем 20 м. Высота поверхности водораздела между р. Харал и руч. Ак-Суг 1320—1340 м абс. выс. В стенке обрыва на высоте 9 м над ручьем расчисткой вскрыто 0.8 м сизых песчано-глинисто-алевритовых ритмов (см. рис. 4, Б). Каждый ритм начинается с темного сизо-серого прослоя песчаного алеврита мощностью до 3 см. Вверх по разрезу алеврит постепенно переходит в более светлую сизо-серую алевритовую глину или глину мощностью до 2 см. В отдельных глинистых прослоях отмечен растительный детрит, что придает прослоям характерный коричневый оттенок. Границы между ритмами четкие и слабоволнистые. Местами в песчано-алевритовых прослоях прослеживаются отдельные дюнки восходящей ряби течения длиной до 10 см и высотой до первых сантиметров. Эти дюнки согласно облекаются глинами вышележащего слоя. Из песчаного прослоя с отметки 1309.2 м абс. выс. получен ОСЛ возраст  $19.2 \pm 1.5$  тыс. лет (см. таблицу; рис. 3; 4, Б). В 200 м выше по течению руч. Ак-Суг в соседнем оползневом цирке (51°51'41.9" с. ш., 96°46'46.7" в. д.) наблюдались выходы подобных песчано-глинисто-алевритовых ритмов, сильно деформированных склоновыми процессами.

Обнажение Кара-Хем находится на левом берегу р. Кара-Хем, в 2.6 км выше ее устья (см. рис. 2, В; 3, 51°50'54.8" с. ш., 96°45'23.2" в. д.). Протяженность обрыва, обращенного на восток, около 110 м, высота бровки 26 м над рекой, урез воды р. Кара-Хем у обнажения 1318 м абс. выс. Обнажение вскрывает высокую террасу, поверхность которой расположена на 1350 м абс. выс. Обнаженность обрыва плохая, большая часть закрыта осыпью из гравийно-галечно-валунного материала, который выходит только в верхней части обнажения, но, осыпаясь, перекрывает весь склон (рис. 5, А). В нижней части обрыва, с высоты 5.9 м над рекой, расчистками вскрыто 3 м песчано-алевроглинистых ритмов, формирующих цоколь террасы. Нижняя часть более тонкозернистая и схожа с ритмами разреза Ак-Суг. Здесь, как и в оползневом цирке на ручье, прослой темных сизо-серых песчаных алевритов переходят вверх по разрезу в прослой светлых сизо-серых алевритистых глин (см. рис. 5, Б). Мощность ритмов варьирует от нескольких миллиметров до 10 см. Местами встречаются прослой среднезернистых и крупнозернистых песков мощностью до 4—5 см с дюнами мелкомасштабной ряби течения.





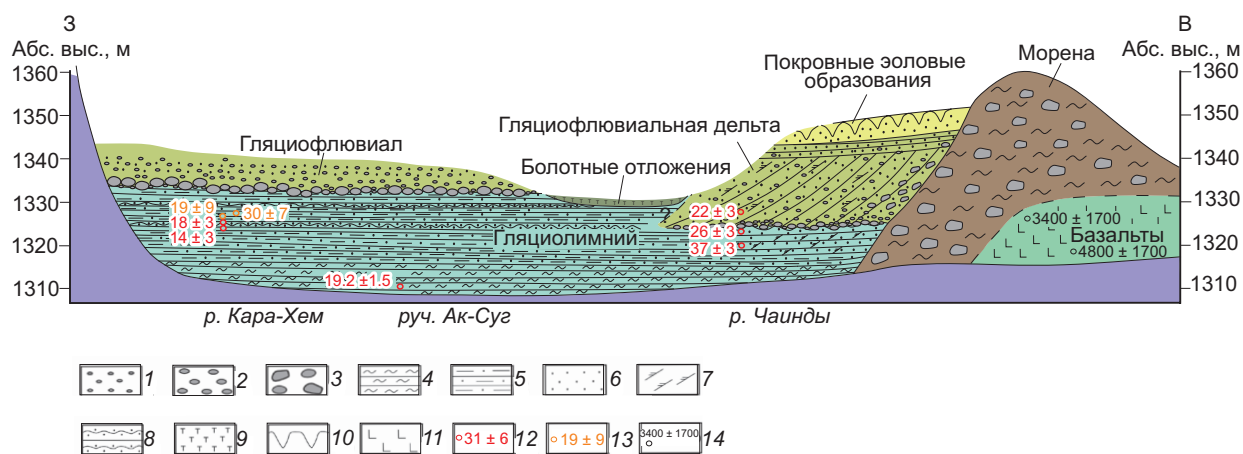
**Рис. 2. Формирование приледниковых озер в Серлигхемской впадине.**

*А* — рубеж среднего и позднего неоплейстоцена, *Б* — время второго позднеплейстоценового (азасского) оледенения, *В* — голоцен. Цветом показаны абсолютные высоты (м). 1 — Азасский ледниковый щит, 2 — приледниковые озера, 3 — эрозионные долины спуска приледниковых озер, 4 — направления спуска приледниковых озер, 5 — область распространения моренных отложений, 6 — область распространения ленточных глин, 7 — положение изученных обнажений: Чаинды Верхняя, Чаинды Нижняя, Кара-Хем, Ак-Суг.

На высоте 7 м над рекой в разрезе появляются прослои светло-серых слегка охристых песков мощностью 10—30 см. В их подошве на контакте с подстилающими ритмитами угловое несогласие, но без видимых следов перерыва в осадконакоплении. Пески крупно- и среднезернистые с параллельной, лингоидной и восходящей рябью течения и прерывистыми косыми сериями мощностью до 10 см. Вверх по разрезу снова появляются глинисто-алевритистые прослои мощностью до 1 см, количество которых постепенно возрастает и формирует пачки 20—30 см. Глинисто-алевритистые прослои слабоволнистые, часто с диапирообразными текстурами нагрузки высотой до первых сантиметров. Из песчаных прослоев получено четыре ОСЛ возраста в интервале 30—14 тыс. лет (см. таблицу 1; рис. 3; 5, *А*).

Обнажение Чаинды Нижняя расположено в 4 км выше по течению от устья р. Чаинды на ее правом берегу (см. рис. 2, *В*,  $51^{\circ}52'21.2''$  с. ш.,  $96^{\circ}50'04''$  в. д.) с урезом воды на отметке 1318 м абс. выс. Долина реки здесь прорезает дно Серлигхемской котловины на глубину более 30 м, из которых в обрыве протяженностью около 50 м вскрыто 26 м (рис. 6, *А*). Склон обрыва обращен на юго-запад. Видимый разрез четко расчленяется на три толщи, отличные по составу и структурно-текстурным признакам.

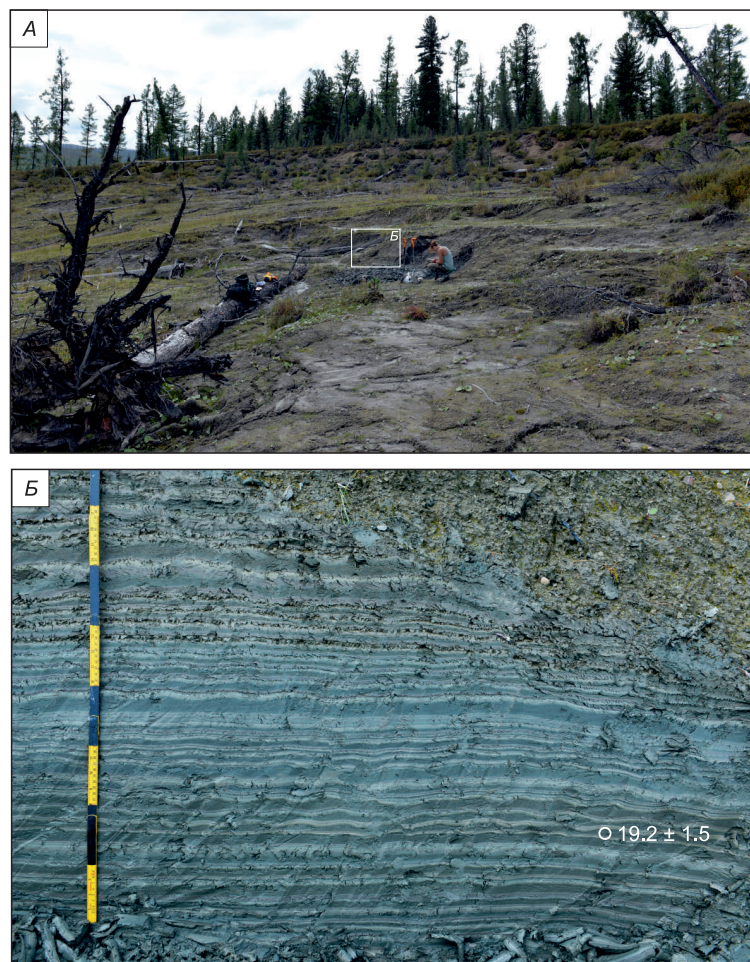
Основание разреза сложено ленточными глинами, которые выходят у самого уреза реки. Вверх по разрезу глины переходят в параллельно-слоистые глинисто-алевритовые пески без видимого перерыва в осадконакоплении. В серии расчисток от 2.5 до 6.5 м над урезом воды в реке (1320.5—1324.5 м абс. выс.) вскрыты светло-серые, местами коричнево-серые и охристые мелкозернистые пески с прослоями алевритов и редко глин. Слоистость параллельная и слабоволнистая за счет преобладания восходящей ряби течения, которая местами практически синфазная (см. рис. 6, *Б*). Мощность отдельных прослоев от первых миллиметров до 10 см. Редко встречаются прослои глин мощностью около 1 мм, облегающие гребни дюн ряби нижележащего прослоя. Несколько прослоев содержат тонкий растительный детрит, который окрашивает пески и алевриты в коричневый цвет. В верхней видимой части толщи алевритистых и глинисто-алевритистых прослоев становится больше, а песчаные прослои теряют в мощности, увеличивается степень ожелезнения (см. рис. 6, *В*). В песчаных прослоях в верхней части найдены слю-



**Рис. 3. Схема соотношений четвертичных отложений Серлигхемской котловины в районе Верхнехаральского палеозера.**

1 — гравийники, 2 — гальки, 3 — валуны, 4 — параллельно-слоистые глинистые алевриты и глины, 5 — параллельно-слоистые алевриты, 6 — пески, 7 — восходящая рябь течения, 8 — дюнки ряби течения, 9 — торф, 10 — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, 11 — лавы оливиновых базальтов, 12 — ОСЛ возраст, тыс. лет (по кварцу), 13 — ОСЛ возраст, тыс. лет (по калиевым полевым шпатам), 14 —  $Ag/Ag$  возраст, тыс. лет.

да и пирит. Кровля отложений находится на высоте 6.5 м над рекой (1324.5 м абс. выс.) и маркирована резким угловым несогласием. Из основания толщи на отметке 1320.6 м абс. выс. получен ОСЛ возраст  $37 \pm 3$  тыс. лет, а с высоты 1322.8 м абс. выс. —  $26 \pm 3$  тыс. лет.

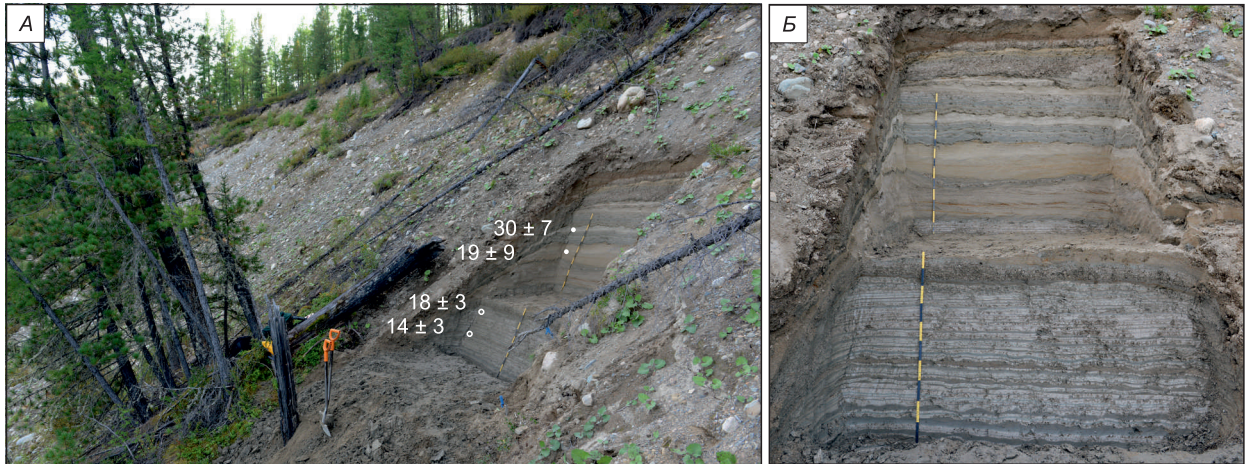


Вышележащая и третья по счету толща вскрыта в интервале от 6.5 до 16.5 м над урезом воды (1324.5—1334.5 м абс. выс.) и сложена средне- и крупнозернистыми светло-серыми параллельно-слоистыми песками с прослоями гравийно-галечного материала и отдельными рассеянными «висячими» гальками либо их скоплениями — «гнездами» (см. рис. 6, Г, Д). Основание песчаной толщи сложено 20-сантиметровым горизонтом плохо сортированного гравийно-галечного материала ярко рыжего цвета (см. рис. 6, В). Галька размером до 8 см представлена гранитоидами и эффузивными породами, матриксом служат крупнозернистые пески и гравий. Встречен мелкий валун диаметром 12 см. Общий характер параллельной слоистости формируется благодаря чередованию прослоев песка, гравийного песка и алевритистого песка. Мощность отдельных прослоев варьирует от 1 до 60 см и в среднем составляет 10 см.

**Рис. 4. Разрез Ак-Суг:**

А — общий вид оползневого цирка; Б — песчано-глинисто-алевритовые ритмы и место отбора образца с ОСЛ возрастом, тыс. лет (местоположение расчистки отмечено на рис. А).





**Рис. 5. Разрез Кара-Хем:**

*А* — общий вид части обнажения гляциофлювиальной террасы в долине р. Кара-Хем; белыми кружками отмечены места отбора образцов и полученные ОСЛ возрасты, тыс. лет. (закрашенными — по калиевым полевым шпатам; незакрашенными — по кварцу). *Б* — песчано-алевроглинистые ритмиты, переходящие вверх по разрезу в параллельно-слоистые пески.

Среди осадочных текстур преобладают лингоидная и мелкомасштабная ряби течения, но встречаются прослой с восходящей рябью и тонкой параллельной стоистостью, где мощность слоев около 1 мм. Для всей толщи характерно пологое падение слоев на юго-запад под углом до 10°. С высоты 1331 м абс. выс. получена ОСЛ дата  $22 \pm 3$  тыс. лет.

Обе толщи обнажения Чаинды Нижняя во всех расчистках разбиты многочисленными сбросами на отдельные блоки (см. рис. 6, *Д*). Амплитуда по сместителю чаще всего составляет несколько сантиметров. Характер деформаций не искажает первичные осадочные текстуры в пределах каждого отдельного блока и не мешает их интерпретации. Природа сбросов объясняется рельефом вокруг обнажения, где часть водораздела острым мысом вдается в речную долину. Это обстоятельство провоцирует постоянные гравитационные отсаживания блоков песка в сторону долины.

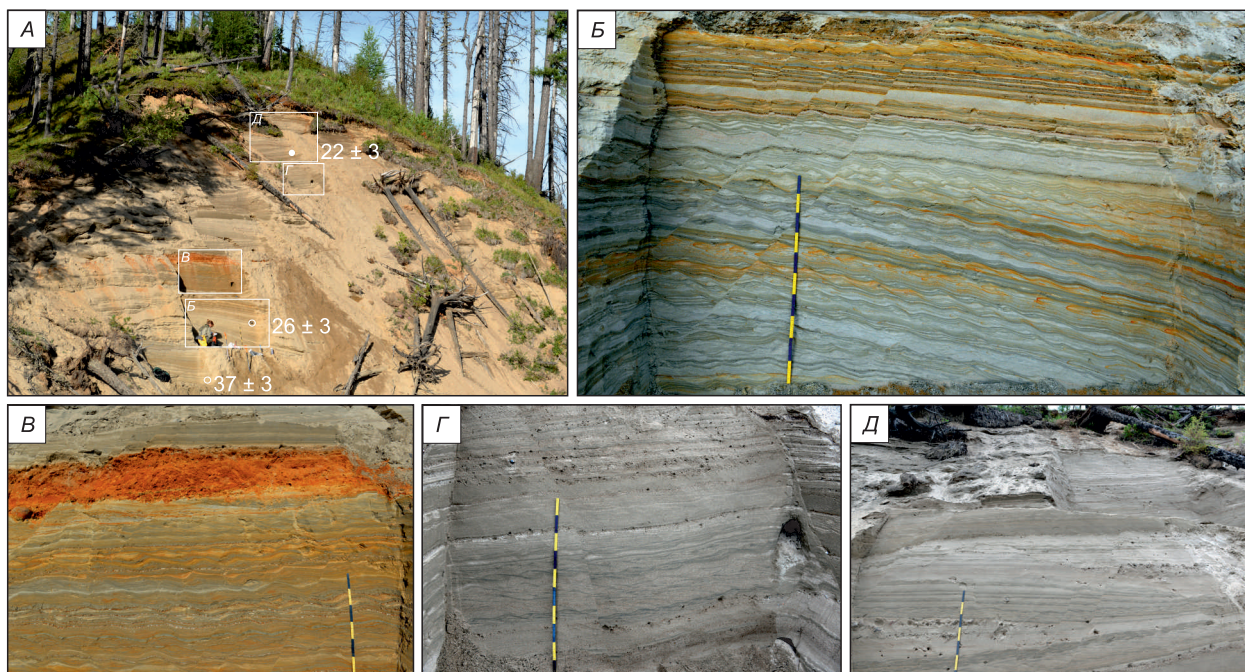
Обнажение Чаинды Верхняя расположено в юго-западной части Серлигхемской котловины, которая отделена от равнины в нижнем течении р. Чаинды небольшой перемычкой (см. рис. 2, *В*). Обрыв относительной высотой 7 м расположен на левом берегу р. Чаинды ( $51^{\circ}50'56''$  с. ш.,  $96^{\circ}53'07.1''$  в. д.) с урезом воды 1350 м абс. выс. Здесь вскрывается останец зандровой равнины с отметками до 1370 м абс. выс. Большая часть обрыва закрыта осыпью из валунно-галечного материала и задернована.

В расчистке с высоты 0.5 м (1355.5 м абс. выс.) над урезом реки вскрыто 1.5 м деформированных светло-серых мелко- и среднезернистых песков и алевритов. Первичные водно-осадочные текстуры нарушены с образованием хрупких и пластических деформаций. В основном пески и алевриты образуют волнистые прослой с образованием крупных (до 0.5 м) складок, которые, в свою очередь, нарушены более мелкими (первые сантиметры) хрупкими деформациями. Первичные водно-осадочные текстуры прослеживаются спорадически. В основании расчистки пачка мощностью до 40 см с восходящей рябью течения. На высоте 1.1 м над урезом реки отмечен выдержанный волнистый прослой алевритистых глин мощностью до 5 см. Контакт с вышележащими отложениями неровный, резкий, с угловым несогласием. Выше контакта валунно-галечный материал в песчано-гравийном матриксе, в верхней части преимущественно галечный. Заметна хорошая сортировка за счет слабовыраженных отдельных косых серий. Галька и гравий средне- и плохо окатанные.

### **Реконструкция обстановок осадконакопления**

Наиболее глубоководные фации подпрудного озерно-ледникового бассейна, вероятно, вскрыты в стенках оползневых цирков обнажения Ак-Суг (см. рис. 2, *В*, 3), в основании обнажения Кара-Хем и у уреза воды в обнажении Чаинды Нижняя. Все обнажения закономерно располагаются на некотором удалении от бортов межгорной котловины, т. е. ближе к центру палеоозера. Ритмы глинисто-алевритовых фаций отражают сезонные изменения характера осадконакопления и формировались в относительно глубоководных условиях — 5—10 м и более. Периодически, в отдельные годы, в озеро поступало особенно много обломочного материала и на значительные глубины поступал мелкий песок, а течение формировало дюнки мелкомасштабной ряби. Более тонкие по составу ритмиты, близкие к классическим





**Рис. 6. Разрез Чаинды Нижняя:**

*А* — общий вид обнажения, вскрывающего озерно-ледниковую террасу, прямоугольниками отмечено местоположение рисунков *Б*, *В*, *Г* и *Д*. *Б* — глинисто-песчаные ритмиты с рябью течения. *В* — мелкозернистые пески с прослоями алевритов и восходящей рябью течения, основание песчаной толщи сложено 20-сантиметровым слоем плохо сортированного гравийно-галечного материала ярко рыжего цвета. *Г* — средне- и крупнозернистые параллельно-слоистые пески с прослоями гравийно-галечного материала и отдельными рассеянными «висячими» гальками либо их скоплениями, лингоидной рябью течения и параллельной слоистостью. *Д* — параллельно-слоистые пески с прослоями гравия в верхней части обнажения Чаинда Нижнее и многочисленные сбросы, пересекающие толщу в разных направлениях.

ленточным глинам, зафиксированы только в русле реки у разреза Чаинды Нижняя. Мелководные песчаные фации озера отмечены в верхней части разрезов Кара-Хем и Чаинды Верхняя, а также в верхней половине разреза Чаинды Нижняя.

Обнажения на р. Чаинда расположены ближе к предполагаемому краю ледника, положение которого отмечено ярко выраженными в рельефе дугообразными грядами и многочисленными гляциокарстовыми озерами. Здесь верхняя часть озерно-ледниковой толщи сложена песками с прослоями алевритов. Доминирование в этих песках восходящей ряби течения свидетельствует о формировании песков из мутьевых потоков, которые возникали в зоне контакта озера с ледником (см. рис. 2, *Б*) при хаотичном поступлении крупных порций обломочного материала из ледника и с его поверхности в водоем. Переход глинисто-алевритовых ритмитов вверх по разрезу в пески в обнажении Кара-Хем отражает постепенное обмеление озера перед окончательным спуском его в долину р. Харал.

Угловое несогласие и гравийно-галечный базальный горизонт в обнажении Чаинды Нижняя на контакте двух толщ (см. рис. 6, *В*) позволяют предположить начало заполнения озерной котловины гляциофлювиальными образованиями. Об этом же свидетельствуют исчезновение восходящей ряби мутьевых потоков в песках и появление в разрезе мелкомасштабной ряби течения, тонкой параллельной слоистости и прослоев гравия с галькой. Верхняя часть разреза дна котловины вдоль дистального края моренных гряд сложена гравийно-галечным материалом с примесью валунов. Это видно в верхней части обнажения Чаинды Верхняя, где гравий с галькой перекрывают пески и алевриты, а также вскрывается в нескольких небольших выходах вдоль бровки правого борта долины р. Чаинда. Накопление грубого обломочного материала по периферии ледника можно связать с активной фазой его деградации и, как следствие, с существованием мощных потоков талых ледниковых вод,двигающихся с востока на запад.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Современная растительность

Современная растительность участка разрезов Чаинды Нижняя, Ак-Суг и Кара-Хем (район бассейна Верхнего Харала) представлена лиственнично-кедровыми бруснично-зеленомошными лесами

верхней части горно-таежного пояса. Ерники, в кустарниковом ярусе которых доминирует круглолистная береза, занимают локальные участки в пределах плоских заболоченных днищ долин и, по-видимому, являются здесь реликтовыми образованиями со времени последнего оледенения. Граница пояса проходит на высоте около 1800 м на северных склонах, на южных — 2000—2100 м. Выше развиваются ерниковые тундры и редколесья из сосны сибирской, сменяющиеся кустарниковой, травяной и лишайниковой тундрой. В нижней части таежного пояса (участок разреза Сыпучий Яр, район слияния рек Харал и Бий-Хем) развиваются мохово-лишайниковые и бруснично-травяные леса с примесью березы повислой и пушистой, реже с пихтой и елью. Интразональная растительность часто представлена зарослями ивы на пойме, к сухим каменистым склонам приурочена эфедра. В составе водной растительности отмечаются рдесты, рогозы, камыши и другие.

Структура выделенных спектров разреза Ак-Суг (рис. 7, А) однородна, и они могут быть объединены в единый комплекс, характеризующий озерные песчано-глинисто-алевритовые ритмиты. Комплекс отличается высоким содержанием пыльцы травянисто-кустарничковых растений. Пыльца полыни (*Artemisia* 17—22 %), маревых (*Amaranthaceae*), осоковых (*Cyperaceae*) составляет 40–60 % пыльцевой части спектров. Разнотравье представлено в целом довольно разнообразно, отмечена пыльца лютиковых (*Ranunculaceae*), астровых подсемейства *Asteroideae*, луковых (*Alliaceae*), злаковых (*Poaceae*), горца (*Polygonum-bistortia* type), яснотковых (*Lamiaceae*). В единичных количествах и спорадически встречается пыльца ситниковых (*Juncaceae*), щавеля (*Rumex*), василистника (*Thalictrum*), бурачниковых (*Boraginaceae*) и др. Из растений водной экологии присутствует пыльца рдеста (*Potamogeton*), а из кустарничковых постоянным элементом в спектрах является эфедра (*Ephedra*). Содержание пыльцы древесно-кустарниковых растений незначительно, доминирует сосна (*Pinus*) подрода *Haploxyylon* (1.7—14.7 %), спорадически отмечается пыльца березы (*Betula*) и ивы (*Salix*), а также найдено одно пыльцевое зерно лиственницы (*Larix*). Пыльца лиственницы редко сохраняется в отложениях, что зачастую приводит к искажениям в палеогеографических реконструкциях. Существование лиственничных сообществ подтверждается находкой хвоинок лиственницы. Если принять во внимание возможную дальность переноса пыльцы сосны на фоне ее незначительного количества [Тихомиров, 1950; Куприянова, 1951], можно предположить отсутствие сосны в составе сообществ исследуемого участка.

Схожие спектры выделены из аналогичных ритмитов в нижней части разреза Кара-Хем (см. рис. 7, Б), получены и макроостатки растений. В числе последних, кроме хвоинок лиственницы, определены орешки гидрофитов роголистника (*Ceratophyllum*) и урути (*Myriophyllum* cf. *sibiricum*).

Палиноспектры отложений разрезов Ак-Суг и Кара-Хем в комплексе с растительными макроостатками соответствуют марево-полынным сообществам на слабозадернованных участках в сочетании с осоково-моховыми ерниками и участками лиственничного травяного редколесья в окрестностях водоема. По берегам последнего встречалась ива, а сами воды на удалении от ледника в закрытой от него долине прогревались достаточно для роста рдестов, роголистников и урути. Такие условия соответствуют заключительному этапу деградации щитового ледника. Развитие лиственничного редколесья во время формирования ритмитов против современного кедрового редколесья может быть также связано с образованием многолетней мерзлоты и с сухостью климата.

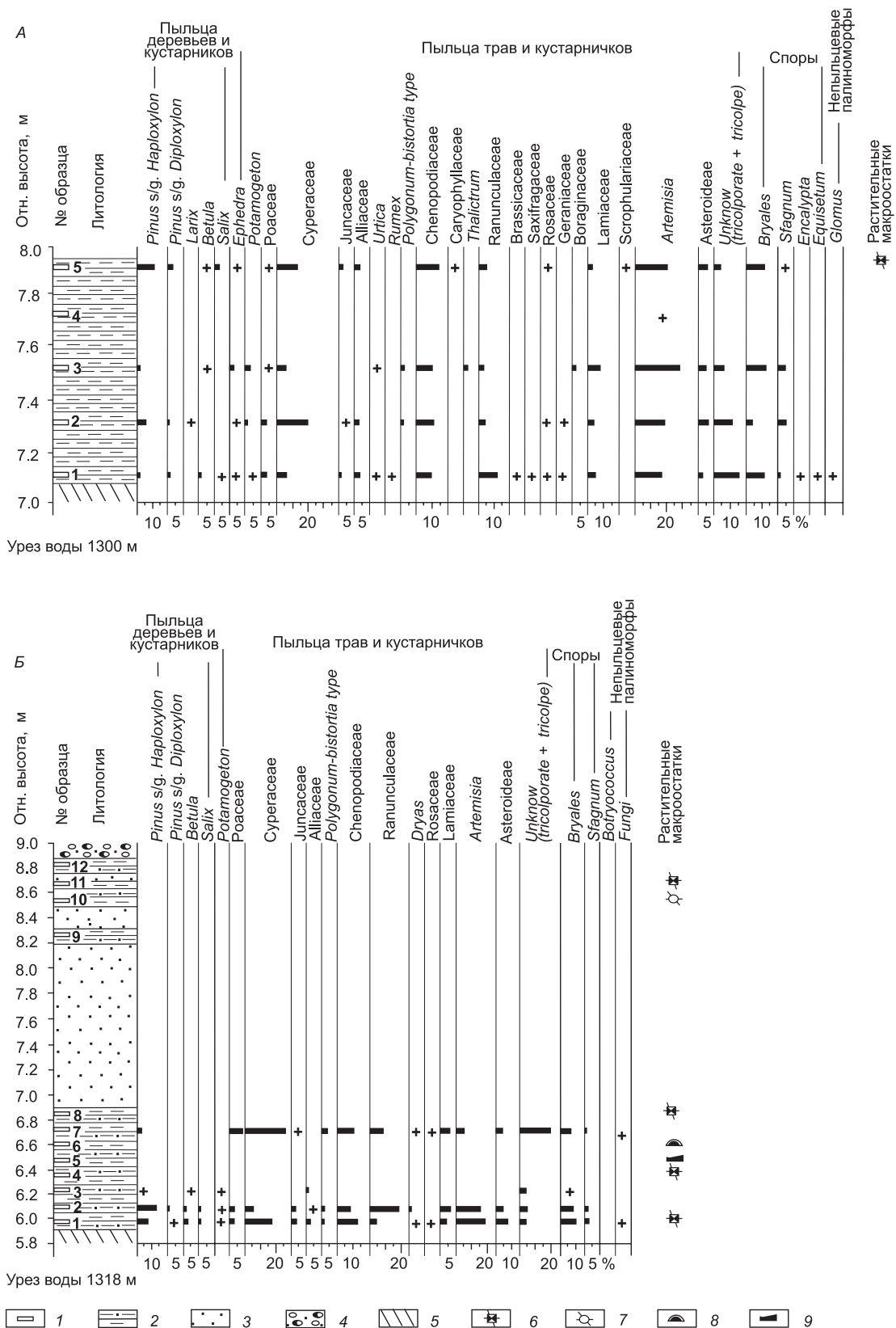
В образцах из разреза Чаянды Нижняя спорадически отмечается единичная пыльца полыни, астровых, лютиковых, осоковых, споры зеленых и сфагновых мхов, чаще встречается неопределимая мелкая пыльца разнотравья, реже пыльца березы и кедра.

Образцы из аллювия разреза Кара-Хем оказались пустыми на палиноморфы. В то же время в этих же образцах встречаются единичные хвоинки лиственницы и орешки круглолистной березы. По-видимому, климатические условия во время формирования отложений приледникового озера и гляциофлювиальных образований были сходными — холодными и сухими, единичность находок остатков растений обусловлена скоростью осадконакопления.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В районе устья р. Харал нами отобраны и датированы  $Ag/Ag$  методом в лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН образцы долинных базальтов. Возраст плато составил  $2.2 \pm 0.7$  и  $6.9 \pm 0.7$  млн лет и показывает, что уже на рубеже плиоцена и эоплейстоцена на территории происходили неотектонические движения и в поверхность мел-палеогенового пенеплена произошло врезание гидросети. Эти даты указывают на достаточно раннее плиоценовое начало основного этапа неотектонической активизации. К началу неоплейстоцена в районе уже сформировалась разветвленная гидросеть, которая испытала перестройки под воздействием ледников.

Проведенные геоморфологические исследования показали, что внешний край позднеплейстоценового азасского щитового ледника перегораживал древнюю долину р. Кара-Хем в районе впадения ее



**Рис. 7. Палинодиаграммы разрезов Ак-Суг (А) и Кара-Хем (Б), дополненные данными по макроостаткам растений.**

1 — точки отбора образцов, 2 — песчано-алевроглинистые ритмиты, 3 — пески, 4 — валунно-галечник в песчаном заполнителе, 5 — осыпь, 6 — хвощики *Larix sibirica* Ledeb., 7 — орешек *Betula rotundifolia* Spach., 8 — обломок плода *Ceratophyllum* sp., 9 — орешек *Myriophyllum* cf. *sibiricum*.



в р. Серлиг-Хем с образованием приледникового озера. Перелив вод озера в бассейн Харала в период интенсивной дегляциации привел к формированию ущелья, соединившего верховья Кара-Хема с р. Харал. Нижняя часть долины древнего Кара-Хема оказалась запружена моренными отложениями и проявлена в современном рельефе в виде неглубокой ложбины, используемой небольшими притоками Серлиг-Хема и Кара-Хема.

Применение ОСЛ датирования отложений палеоозера позволяет уточнить временные рубежи развития позднеплейстоценового оледенения в западной части Серлигхемской впадины. Подпруживание эрозийных долин в позднем плейстоцене краем покровного ледника, а при его деградации — моренным комплексом вызвало формирование приледникового озера, существовавшего, согласно ОСЛ данным, в диапазоне от  $37 \pm 3$  до  $14 \pm 3$  тыс. лет. Наблюдаемая инверсия дат в разрезах западной части палеоозера связана, вероятно, со слабым сигналом и погрешностью измерения, а более древние даты в разрезе восточной части палеоозера с особенностями заполнения его осадками, которое происходило в направлении с востока на запад (от внешнего края ледника) и в западной части озера еще сохранялось, когда в восточной уже отлагались гляциофлювиальные отложения.

Результаты палинологических исследований отражают ограниченное влияние ледникового щита на развитие местной растительности в указанный период. Уже на расстоянии 10 км от ледника по днищам долин развивалась лесотундра и подгольцовые луга, сменяющиеся на склонах горной тундрой, водоемы прогревались и постепенно зарастали. В условиях холодного и сухого климата и развития многолетней мерзлоты основной древесной породой в редколесьях являлась лиственница.

Таким образом, существование Верхнехаральского приледникового палеоозера, действительно, связано с последним позднеплейстоценовым оледенением, а гляциальные, гляциолимнические и гляциофлювиальные образования относятся к третьей и четвертой ступеням верхнего неоплейстоцена. Наши данные подтверждают представления М.Г. Гросвальда [1965], что в пределах Тоджинской впадины щитовое азасское оледенение имеет позднеплейстоценовый возраст, а также соответствуют данным А.А. Галанина [2012], свидетельствующим, что в ряде районов Северо-Восточной Азии оледенение этого времени было соизмеримо или превосходило по размерам первое неоплейстоценовое оледенение.

Авторы выражают признательность О.А. Никольской за помощь в графическом оформлении материалов и И.В. Тимофеевой за помощь в ОСЛ датировании.

Работа выполнена по государственным заданиям ТувИКОПР СО РАН (FUF5-2021-0002), ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0036), полевые исследования — при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00605). ОСЛ датирование проведено на средства ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках работ по государственному геологическому картированию.

## ЛИТЕРАТУРА

**Галанин А.А.** Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 39—52.

**Гросвальд М.Г.** Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука, 1965, 167 с.

**Зятькова Л.К.** Тува // Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1969, с. 333—362.

**Куприянова Л.А.** Исследования пыльцы и спор с поверхности почвы из высокоширотных районов Арктики // Ботанический журнал, 1951, № 3, с. 256—269.

**Методические рекомендации** по составлению авторских вариантов Госгеолкарты-1000/3 и Госгеолкарты-200/2. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015, 31 с.

**Методическое руководство** по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 200 000 (второго издания) СПб, ВСЕГЕИ, 2009, 231 с.

**Новиков И.С.** Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология, 1998, № 1, с. 82—91.

**Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф.** Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 64—74.

**Прудников С.Г.** Морфоструктурное районирование Саяно-Тувинского нагорья // География и природные ресурсы, 2016, № 3, с. 111—117.

**Пыльцевой анализ** / Ред. И.М. Покровская. М., Госгеолиздат, 1950, 570 с.

**Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири / Под ред. И.И. Краснова, С.И. Архипова, Б.А. Борисова, Л.Л. Исаевой, Е.И. Корнутовой, Е.А. Мининой. Л., ВСЕГЕИ, 1983, 84 с.**

- Сугорокова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл, Тув-ИКОПР, 2003, 90 с.
- Тихомиров Б.А.** Данные о заносе пыльцы древесных пород к северу от лесной границы // Докл. АН СССР, 1950, № 74, с. 753—755.
- Ярмолюк В.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М., Лебедев В.И., Никифоров А.В., Сугорокова А.М., Байкин Д.Н., Коваленко В.И.** Хронология долинных излияний в Южно-Байкальской вулканической области (данные К-Аг-датирования) // ДАН, 2003, т. 390, № 5, с. 657—662.
- Alexanderson H., Murray A.S.** Luminescence signals from modern sediments in a glaciated bay, NW Svalbard // *Quat. Geochronol.*, 2012, v. 10, p. 250—256.
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourlès D., Chauvet F.** History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // *Quat. Sci. Rev.*, 2012, v. 49, p. 16—32.
- Bailey R.M., Arnold L.J.** Statistical modelling of single grain quartz  $D_e$  distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose // *Quat. Sci. Rev.*, 2006, v. 25 (19—20), p. 2475—2502.
- Ballarini M., Wallinga J., Wintle A.G., Bos A.J.J.** A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples // *Radiat. Meas.*, 2007, v. 42 (3), p. 360—369.
- Banerjee D., Murray A. S., Bøtter-Jensen L., Lang A.** Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains // *Radiat. Meas.*, 2001, v. 33 (1), p. 73—94.
- Björnsson H.** Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland // *Global Planet. Change*, 2002, v. 35, p. 255—271.
- Denby P.M., Bøtter-Jensen L., Murray A.S., Thomsen K.J., Moska P.** Application of pulsed OSL to the separation of the luminescence components from a mixed quartz/feldspar sample // *Radiat. Meas.*, 2006, v. 41 (7—8), p. 774—779.
- Galbraith R.F., Roberts R.G., Laslett G.M., Yoshida H., Olley J.M.** Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models // *Archaeometry*, 1999, v. 41 (2), p. 339—364.
- Hodgetts A.G.E., McGarvie D., Tuffen H., Simmons I.C.** The Thórólfsfell tuya, South Iceland — A new type of basaltic glaciovolcano // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2021, v. 411, p. 1—19, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2021.107175.
- Li B., Li S.H.** Comparison of  $D_e$  estimates using the fast component and the medium component of quartz OSL // *Radiat. Meas.*, 2006, v. 41 (2), p. 125—136.
- Mathews W.H.** “Tuyas,” flat-topped volcanoes in northern British Columbia // *Am. J. Sci.*, 1947, v. 245 (9), p. 560—570.
- Murray A.S., Wintle A.G.** Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // *Radiat. Meas.* 2000, v. 32 (1), p. 57—73.
- Murray A.S., Wintle A.G.** The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // *Radiat. Meas.*, 2003, v. 37 (4—5), p. 377—381.
- Novikov I.S., Sokol E.V.** Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // *Acta Petrol. Sin.*, 2007, v. 23 (7), p. 1561—1572.
- Olley J.M., Caitcheon G., Murray A.S.** The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments // *Quat. Sci. Rev.*, 1998, v. 17 (11), p. 1033—1040.
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A.S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M.** Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) — Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quat. Int.*, 2011, v. 234, p. 23—31.
- Trauerstein M., Lowick S.E., Preusser F., Schlunegger F.** Small aliquot and single grain IRSL and post-IR IRSL dating of fluvial and alluvial sediments from the Pativilca valley, Peru // *Quat. Geochronol.*, 2014, v. 22, p. 163—174.
- Tsukamoto S., Rink W.J., Watanuki T.** OSL of tephric loess and volcanic quartz in Japan and an alternative procedure for estimating  $D_e$  from a fast OSL component // *Radiat. Meas.*, 2003, v. 37 (4—5), p. 459—465.
- Wintle A.G.** Luminescence dating: laboratory procedures and protocols // *Radiat. Meas.*, 1997, v. 27 (5—6), p. 769—817.
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., Bragin V.Y., Litasov Y.D., Prudnikov S.T., Arakelyants M.M., Lebedev V.A., Ivanov V.G., Kozlovskii A.M.** The Eastern Tuva region of recent volcanism in Central Asia: periods, products and types of volcanic activity // *J. Volcanol. Seismolog.*, 2001, v. 3, p. 3—32.