

УДК 551.89

НОВЫЕ ДАННЫЕ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЛЕДОВ КРУПНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА: ОЛЕДЕНЕНИЙ, ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР И ИХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СПУСКОВ НА АЛТАЕ (ГОРЫ ЮГА СИБИРИ)

© 2023 г. А. Р. Агатова^{1,2,*}, Р. К. Непоп^{1,2}, П. Моска³, член-корреспондент РАН Б. Л. Никитенко⁴,
М. А. Бронникова⁵, А. Н. Жданова¹, Э. П. Зазовская⁵, Н. В. Карпухина⁵, О. Б. Кузьмина⁴,
А. Р. Непоп⁶, И. Ю. Овчинников¹, А. В. Петрожицкий^{7,8}, О. Н. Успенская⁹

Поступило 17.01.2023 г.

После доработки 02.02.2023 г.

Принято к публикации 07.02.2023 г.

Применение комплекса геолого-геоморфологических и геохронологических (^{14}C , OSL) методов позволило установить, что горное обрамление Чуйской впадины Русского Алтая подвергалось оледенению уже в среднем плейстоцене — около 160–180 тыс. л.н. (МИС 6), однако ледниково-подпрудный водоем, оставивший максимально высокие (до 2100 м н.у.м.) береговые линии на склонах Чуйской и Курайской впадин, существовал не ранее 90–80 тыс. л.н., т.е. в позднем плейстоцене. Этот хронологический рубеж ограничивает участие катастрофических спусков наиболее крупных озер в формировании ининской толщи в долинах Чуи и Катунь. Подтверждено существование крупного, с уровнем не ниже 1730 м н.у.м., ледниково-подпрудного озера в МИС 2 в Курайской впадине, спущенного не позднее 16 тыс. л.н., и синхронное его спуску начало накопления дилuviально-озерных циклитов около 17–16 тыс. л.н. в устье Ини. Установлено, что аккумуляция сальджарской толщи в долине Катунь между устьями Чуи и Семы происходила длительно, в течение всей МИС 2, в результате не только паводковых, но и постепенных гидрологических процессов. Необходимо пересмотр принятый СибРМСС в 2018 г. концепции, предполагающей отсутствие ледниково-подпрудных озер во впадинах Русского Алтая в МИС 2 и формирование катафлювиальных ининской и сальджарской толщ, а также сложенных ими высоких и средних террас в долинах рек Чуи и Катунь ранее 90 тыс. л.н.

Ключевые слова: оледенения, ледниково-подпрудные озера, катастрофические спуски, сальджарская толща, ининская толща, плейстоцен, стратиграфия, Русский Алтай

DOI: 10.31857/S2686739723600108, **EDN:** UKENUU

Потоки пресной воды, возникавшие в эпохи ледниково-подпрудных озер в высокогорных впадинах Русского Алтая, относят к одним из наиболее

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева

Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

²Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия

³Силезский технологический университет, Гливице, Польша

⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука

Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁵Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

⁶Московский физико-технический институт, Москва, Россия

⁷Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁸Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁹Всероссийский научно-исследовательский институт овощеводства
Российской академии сельскохозяйственных наук, Москва, Россия

*E-mail: agat@igm.nsc.ru

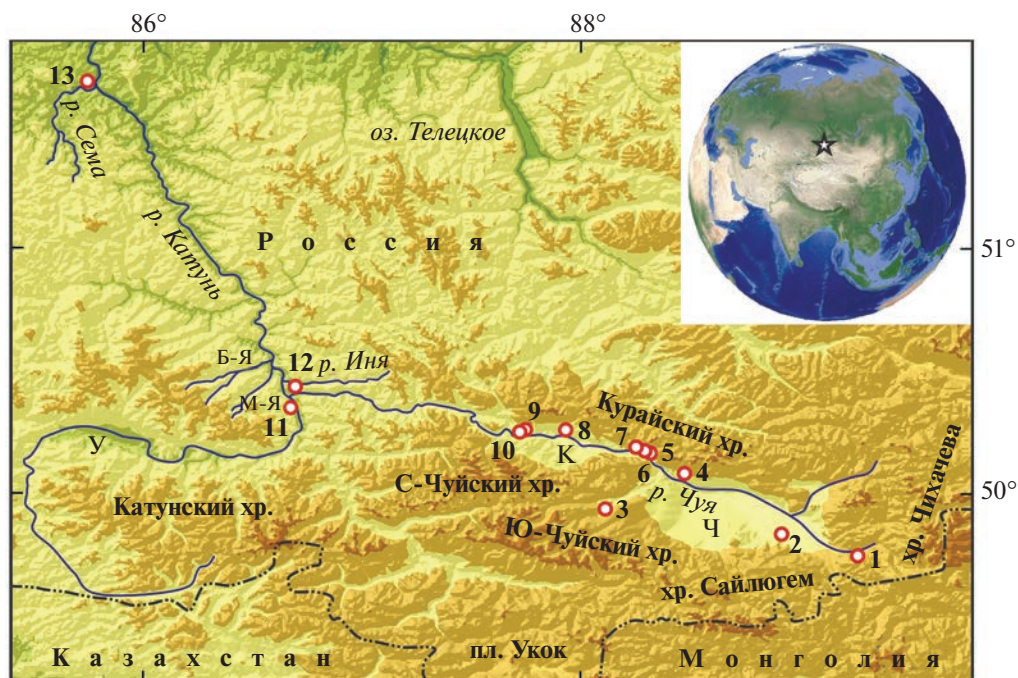


Рис. 1. Положение изученных разрезов в бассейнах рек Чуя и Катунь Русского Алтая.

мощных на Земле. Несмотря на большой массив ^{14}C -, ^{10}Be -, OSL- и IR-SL-дат ледниковых, озерных и паводковых отложений хронология событий плейстоцена Русского Алтая остается дискуссионной. Существуют следующие основные альтернативные представления о масштабах и времени формирования ледников, ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков: 1) наиболее мощные спуски озер Курайской и Чуйской впадин произошли в конце позднего плейстоцена в течение морской изотопной стадии (МИС) 2, что определялось максимальной за плейстоцен площадью оледенения в этот период [1, 2]; 2) основные паводки произошли в начале позднего плейстоцена в МИС 5 либо даже в МИС 6 среднего плейстоцена в ходе максимального оледенения, тогда как в МИС 2 ледниково-подпрудные озера в Чуйской и Курайской впадинах не формировались вследствие долинно-карового характера ледников [3], либо в устье Курайской впадины в МИС 2 существовало лишь небольшое, не дававшее паводков озеро, подпруженное крупным ледником [4, 5]; 3) формирование озер и их катастрофические спуски происходили в разные эпохи позднего плейстоцена, последнее относительно крупное ледниково-подпрудное озеро в Курайской впадине существовало в МИС 2 и катастрофически спустилось в период около 19–16 тыс. л.н. [6, 7]. Различные представления о возрасте и масштабах оледенений и гляциогенных паводков обусловили отличия в реконструкциях возраста и генезиса ининской и салджарской

толщ, слагающих соответственно высокие и средние террасы в долинах Чуи и Катунь: формирование обеих толщ связывают с паводками в МИС 2 [1, 2] либо разделяют их по возрасту и ограничивают формирование даже более молодой салджарской толщи верхним рубежом 90 тыс. лет (МИС 5) [4]. Таким образом, решение многих спорных вопросов стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Алтая по-прежнему актуально.

В настоящей работе хронологические реконструкции оледенений, ледниково-подпрудных озер и гляциогенных паводков Русского Алтая выполнены на основе изучения 13 разрезов от Чуйской впадины до устья р. Сема (рис. 1). Применяли комплекс методов: геоморфологический, литологический, гранулометрический, рентгенофазовый, морфоскопический анализ кварцевых зерен, микроморфологический, микрофаунистический, палинологический, комплексный групповой биоанализ, а также методы абсолютной геохронологии. OSL- и IR-SL-датирование выполнено в Силезском технологическом университете, Польша; ^{14}C LSC-анализ — в ИГМ СО РАН и ИГ РАН, ^{14}C AMS — в ИГ РАН и ИАЭТ СО РАН (пробоподготовка, изготовление графитовых мишеней для дат IGAN_{AMS} и GV соответственно) и университете Джорджии, США, и НГУ (измерение для дат IGAN_{AMS} и GV соответственно). ^{14}C -даты приведены калиброванными (2σ) в программе CALIB Rev 8.2 (<http://calib.org>).

Проведенное исследование впервые позволило установить возраст наиболее высоких (2100–1945 м н.у.м.) озерных террас в Чуйской впадине, датировать современными методами основание гляциальной толщи разреза Чаган — ключевого для определения количества и возраста оледенений Русского Алтая, обосновать существование ледниково-подпрудного озера в течение всей МИС 2 в Курайской впадине и впервые выделить в его отложениях две ассоциации остракод, установить возраст и различный генезис отложений средних террас в верхнем течении Катунь, а также в устьях ее притоков Ини и Семы.

Для реконструкции времени существования наиболее крупного — с уровнем до 2100 м н.у.м., вероятно, единого для Курайской и Чуйской впадин палеоводоёма ключевым послужил разрез отложений озерной террасы на левобережье р. Юстыд в восточной части Чуйской впадины (разрез 1 на рис. 1). Ряд наклонных террас до отметки 2100 м выработан здесь озером в делювии скального склона, однако у его подножия (2055 м н.у.м.) терраса имеет более сложное строение. В береговом обрыве высотой 7–8 м вскрыты (снизу вверх) делювиально-коллювиальные и аллювиальные отложения, перекрытые горизонтом валунного перлювия — перекрытой озером морены. OSL-даты 85.1 ± 5.8 ka GdTL-3903 и 81.8 ± 5.9 ka GdTL-3904 линз песка в аллювии показывают, что ледниково-подпрудный водоем, оставивший максимально высокие береговые линии на склонах Чуйской впадины, существовал не ранее 90–80 тыс. л.н., т.е. в позднем, а не среднем плейстоцене. В то же время сам факт существования оледенения ЮВ-Алтая в МИС 6 среднего плейстоцена подтвердили три совпавшие OSL-даты 169.1 ± 8.9 ka GdTL-3902, 168.3 ± 9.1 ka GdTL-3900 и 166.0 ± 9.2 ka GdTL-3901 косослоистых песков в подошве мощной (до 45 м) линзы озерных отложений в основании ледниковой толщи опорного разреза Чаган в юго-западной части Чуйской впадины (разрез 3, рис. 1). Эти даты позволили также уточнить магнитостратиграфию ледниковых отложений Алтая: установлено значительно более позднее начало эпизода аномалии геомагнитного поля — события Чаган, возраст которого в 70-х годах прошлого века был условно определен около 266 ± 30 тыс. л.н. на основе единичной TL-даты [8].

Верхней хронологической границей формирования высоких озерных террас в Чуйской впадине стала наиболее древняя из ^{14}C -дат многослойных кутан (пленок) на обломках пород в террасированном озером пролювии у подножия Курайского хребта на высоте 1945 м н.у.м. (разрез 4, рис. 1) — 26351 ± 254 cal BP IGAN_{AMS} 7059. Она получена по углероду карбонатов спаритового слоя, первым образовавшегося на обломках в ходе почвообразования после спуска либо сниже-

ния уровня озера ниже 1945 м. Присутствие древнего литогенного углерода в образце могло привести к удревнению даты, и ее можно трактовать только как опорный возрастной репер начала почвообразования. Таким образом, самые верхние (2100–1945 м) озерные террасы сформировались в Чуйской и, вероятно, Курайской впадинах между 90–80 и ~26 тыс. л.н. Соответственно, в случае быстрого спуска озера (озер) с такими уровнями катафлювиальные (дилювиальные) отложения в долинах Чуи и Катунь начали накапливаться не ранее 90–80 тыс. л.н. (что не исключает аккумуляцию при прорывах более древних, но более мелких озер и участие аллювиальных процессов в формировании ининской толщи в целом). Эти данные согласуются с OSL- и ^{14}C -датами, фиксирующими существование последнего, более мелкого, катастрофически спущенного ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине между 37 и 11 тыс. л.н. [9]. Нам удалось уточнить его верхний возрастной рубеж: около 14 тыс. л.н. уровень озера, если оно еще существовало в это время, был ниже 1890 м — по бедренным костям скелета *Marmota baibacina*, залегавшего *in situ* в отложениях у подножия хребта Сайлюгем (разрез 2, рис. 1), получены две совпавшие ^{14}C AMS-даты 14174 ± 130 cal BP IGAN_{AMS} 7059 и 14453 ± 369 cal BP GV04026.

Курайская впадина не оставалась сухой в течение всей МИС 2, как полагают [3]: для отложений, слагающих наиболее низкую (1525 м) аккумулятивно-абразионную озерную террасу у подножия форберга Курайского хребта (разрез 8 на рис. 1), получены OSL-даты 25.1 ± 1.7 GdTL-3487 и 19.0 ± 1.3 ka GdTL-3486 с глубин 1.6 и 1.1 м соответственно [10]. Даты маркируют резкие изменения глубины водоема и характера озерного осадконакопления, что подтвердил и анализ остракодовой фауны (рис. 2). Переслаивание глин серых и желтых (2.5–1.6 м, отложения более глубокого озера, испытывавшего колебания уровня) характеризуют моновидовые скопления *Leucocytherella sinensis* Huang (ранее определенные как *Leucocythere* sp. 1 и sp. 2 [11]) (см. рис. 2). Высокую динамику водоема около 25–19 тыс. лет фиксирует толща линзовидного, горизонтально- и косослоистого переслаивания песков, глин с включениями дресвы и обломков коры выветривания по породам форберга (1.6–1 м). Около 19 тыс. л.н. произошло значительное снижение глубины, и развитие получили *Leucocythere dorsotuberosa* Huang, *Leucocytherella sinensis*, *Ilyocypris tibeta* Peng et al. и *Potamocypris arcuata* (Sars) (1.0–0.55 м) (см. рис. 2). Количество остракод максимально в образцах из нижних частей развития обеих ассоциаций — до 60 створок в нижней и многих сотен створок в верхней ассоциации. Совместно с остракодами встречены единичные гастроподы. По всему разрезу отмечен микрофитопланктон *in situ*: многочисленные клетки зеленых водорослей

Botryococcus, *Pseudopediastrum boryanum*, *Ovoidites*, единичные — *Schizosporis*. Пыльцевые зерна *in situ* единичны. Обнаружена пыльца древесно-кустарниковых *Alnus* sp., *Betula* sp., *B. sect. Nanae*, *Salix*, *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Pinus* sp., *Picea* sp., *Abies* sp., пыльца травянистых растений и кустарничков принадлежит *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Ephedra*, *Polygonaceae*, *Ericaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Saxifragaceae*, *Valerianaceae*, присутствуют споры мхов (*Sphagnum*, *Encalypta*) и папоротников (*Botrychium*). Вероятно, растительность времени накопления осадков была безлесной, преобладали открытые ландшафты. Резкое снижение уровня озера около 19 тыс. л.н. привело к интенсивному размыву неогеновых отложений у подножия Курайского хребта и быстрому переотложению хорошо сохранившейся пыли миоценовой флоры и многочисленных раковин кайнозойских остракод. Источником переотложенных (преимущественно в основании разреза) фрагментов скелетов, зубов и чешуи рыб послужили каменноугольные отложения; отметим, что находки каменноугольной ихтиофауны на Юго-Восточном Алтае сделаны впервые. Около 19 тыс. л.н. верхний уровень Курайского палеозера, подпрудой которому служил Маашейский ледник, очевидно, был не ниже 1730 м, и оно простиралось в долину Чуи между Курайской и Чуйской впадинами. На это указывают озерные террасы в восточной части Курайской впадины и OSL-дата 18.8 ± 1.2 ka GdTL-3485 озерно-дельтовых отложений — слоя песка крупнозернистого с горизонтальной линзовидной пологоволнистой слоистостью мощностью 30 см, перекрытого песком мелкозернистым горизонтально-слоистым и массивным суглинком — на отметке 1730 м в устье реки Куектанар, что на 20 м выше уреза Чуи (разрез 7, рис. 1). Неокатанность зерен песка в датированном базальном слое, по всей видимости, указывает на непродолжительное существование озера на этом уровне. Подстилающие лимний морены Куектанарского ледника и тем более сам ледник перегородили долину Чуи ранее 19 тыс. л.н. Локальное обвальное-моренноподпрудное озеро возникло выше устья Куектанара позднее, около 16 тыс. л.н. [12], и, как показали полученные нами OSL-даты 10.76 ± 0.68 ka GdTL-3482, 10.51 ± 0.67 ka GdTL-3483 и 10.15 ± 0.72 ka GdTL-3481 [10] (разрезы 5, 6, рис. 1), существовало вплоть до начала голоцена. Слабая окатанность кварцевых зерен из горизонтально-слоистых песчаных отложений этого озера указывает на близкое положение источников сноса.

Новые данные дополняют реконструкции Курайского палеозера: ранее OSL-даты в интервале 19—16 тыс. л.н. были получены для катафлювиальных и озерных отложений в озерных террасах с отметками 1570 и 1650 м [7, 13]. Его окончательный спуск произошел не позднее 16 тыс. л.н.: для

аллювия Чуи (ритмичного переслаивания глин и песков, вскрытого в разрезах 9 и 10 в правобережном уступе высотой 3—12.7 м) в устье Курайской впадины в районе урочища Баратал мы получили OSL-даты 16.7 ± 1.1 ka GdTL-3478, 16.3 ± 1.0 ka GdTL-3479, 14.7 ± 1.0 ka GdTL-3488, 12.2 ± 0.7 ka GdTL-3478, 12.0 ± 1.4 ka GdTL-3489. Таким образом, новые данные не позволяют согласиться с утверждениями об отсутствии ледниково-подпрудных озер в Курайской впадине в МИС 2 [3] либо о непрерывном, без спусков и изменений уровня, существовании в устье Курайской впадины лишь локального Баратальского озера, подпруживавшегося Чибитским ледником как минимум в течение 21—14.4 тыс. л.н. [5].

Палеонтологические и геохронологические исследования сальджарской толщи в долине Катунь и в устьях притоков показали, что ее формирование было длительным и связано с неоднократными паводками в течение всей МИС 2. В составе толщи нами установлены также озерные отложения, отвечающие продолжительным межпаводковым периодам. Так, в устье Семы, левого притока Катунь, в основании разреза катафлювиальных (по [1, 3]) отложений, слагающих террасу высотой 60 м (разрез 13, рис. 1), в слое толщиной 35 см тонко переслаивающихся глин и песков мелкозернистых идентифицирована многочисленная фауна гастропод, остатки харовых водорослей, трубки червей-пескожилов — озеро было мелководным (до 1.5—2 м глубиной), прогреваемым, со слабой гидродинамикой. Для раковин гастропод из кровли этого слоя нами получена AMS ^{14}C -дата 22338 ± 151 cal BP GV04025. Для крупной (100×2 м) линзы среднезернистого песка, залегающей в разрезе выше этого слоя, мы получили OSL-дату 32.3 ± 3.2 ka GdTL-3899, однажды отмечали, что она может быть удревнена за счет неполной засветки зерен кварца в водной среде [10], что и подтвердило ^{14}C -датирование раковин гастропод. Несмотря на инверсию, обе даты указывают на начало формирования отложений террасы не ранее рубежа МИС 3 и 2. В долине Ини в основании разреза 12 (рис. 1), ранее предложенного в качестве парастратотипа сальджарской толщи возрастом МИС 4 или даже МИС 5 [3, 4], нами недавно были получены две ^{14}C -даты, свидетельствующие о перекрытии отложений травянистого болота осадками дилuviально-озерных циклитов около 16—17 тыс. л.н. [10]. Осушение в это время последнего ледниково-подпрудного озера в Курайской впадине [7] и прохождение паводка по магистральной долине Катунь могли послужить причиной резкой смены характера осадконакопления в долине Ини. На завершение формирования средней террасы в долине Катунь в районе устья Чуи в самом конце позднего плейстоцена (в позднюю МИС 2) указывают и OSL-даты, полученные нами для отложе-

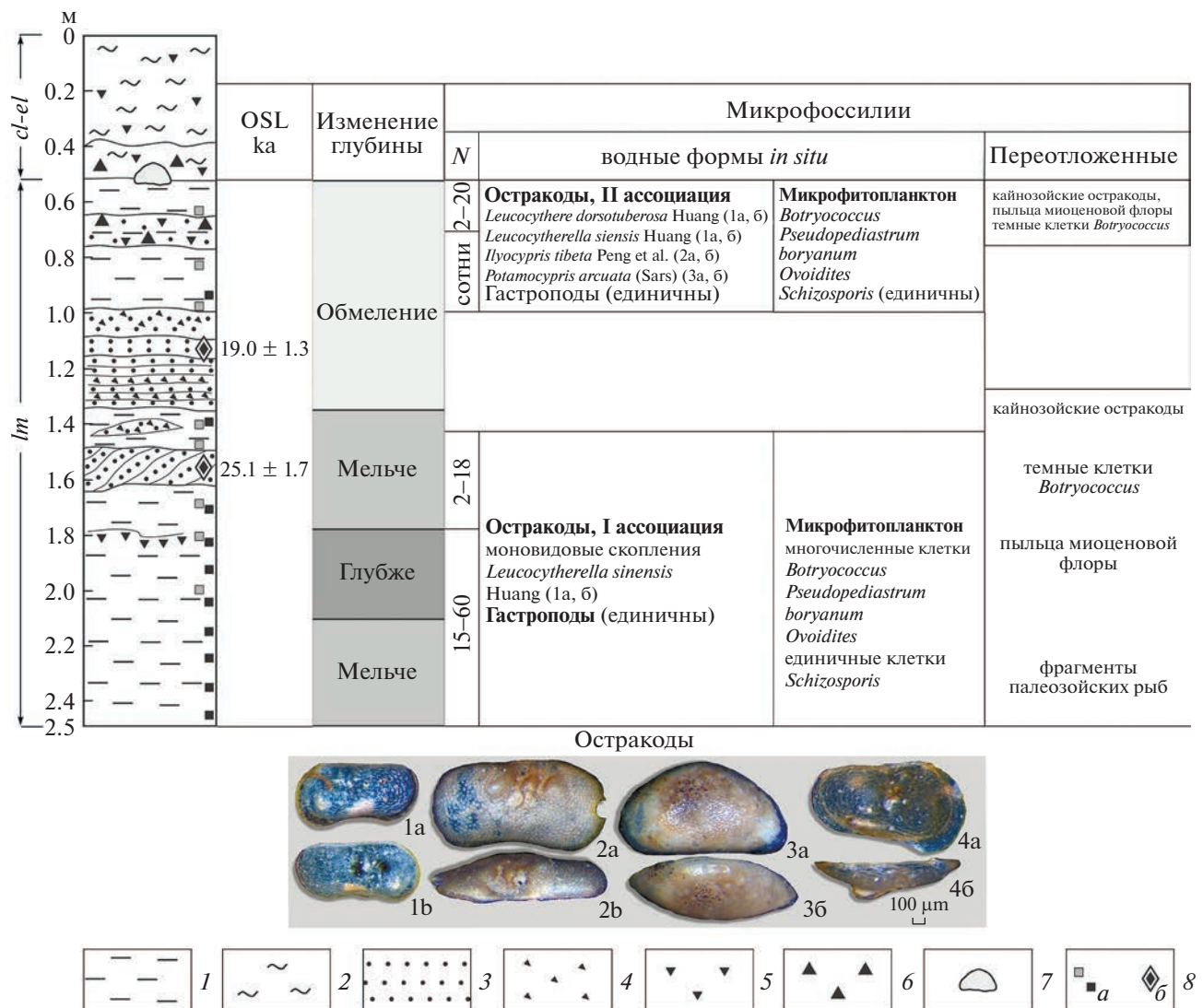


Рис. 2. Разрез 8 отложений ледниково-подпрудного Курайского палеоозера и результаты его комплексного исследования. Изменения глубины реконструированы по данным рентгенофазового анализа. *N* – количество экземпляров остракод в образце. 1 – глины, 2 – суглинки, 3 – песок, 4 – неокатанные обломки глины, 5 – дресва, 6 – щебень, 7 – валун, 8а – места отбора образцов на остракодовый, палинологический, комплексный биологический и рентгенофазовый анализы, 8б – образцы на OSL-датирование. Остракоды: 1. *Leucocytherella sinensis* Huang, левая створка: 1а – вид сбоку, 1б – вид изнутри, 2.4–2.5 м; 2. *Ilyocypris tibeta* Peng et al, правая створка: 2а – вид сбоку, 2б – вид со спинной стороны, 0.85–0.95 м; 3. *Potamocypris arcuata* (Sars), левая створка: 3а – вид сбоку, 3б – вид со спинной стороны, 0.85–0.95 м; 4. *Leucocythere dorsotuberosa* Huang, правая створка: 4а – вид сбоку, 4б – вид со спинной стороны, 1.0–1.05 м.

ний в бровке левобережной террасы в 70 м над урезом Катунь (разрез 11, рис. 1). Врезание в сальджарскую толщу началось здесь не ранее 16–12 тыс. л.н., т.е. в самом конце МИС 2 – начале голоцена [10]. Таким образом, хронологические и палеонтологические данные для разрезов 10–12 опровергают представления [3, 4] о формировании сальджарской толщи и сложенных ею средних террас Чуи и Катунь уже к 90 тыс. л.н. и ее исключительно катафлювиальном генезисе.

В целом результаты комплексных исследований показали, что горное обрамление Чуйской

впадины подвергалось оледенению в МИС 6 в среднем плейстоцене, однако ледниково-подпрудное озеро, оставившее наиболее высокие (до 2100 м) террасы в Чуйской впадине, существовало не ранее 90–80 тыс. л.н. в позднем плейстоцене. Этим рубежом ограничивается влияние возможного спуска озера на аккумуляцию иининской толщи в долинах Чуи и Катунь. Подтверждено существование крупного, с уровнем не менее 1730 м, ледниково-подпрудного озера в МИС 2 в Курайской впадине, окончательно спущенного не позднее 16 тыс. л.н. Его быстрый спуск мог инициировать формирование дилювиально-озерных цик-

литов около 17–16 тыс. л.н. в устье Ини. В целом аккумуляция салджарской толщи в долине Катунь между устьями Чуи и Семы происходила длительно, в течение всей МИС 2, в результате как катастрофических, так и постепенных гидрологических процессов. Необходимо пересмотреть принятую на совещании СибРМСК в 2018 г. (Новосибирск) в качестве рабочей гипотезу, предполагающую отсутствие ледниково-подпрудных озер в высокогорных впадинах Русского Алтая в МИС 2, формирование салджарской толщи и сложенных ею средних террас в долинах рек Чуя и Катунь ранее 90 тыс. л.н., ининской толщи и высоких террас — около 150 тыс. л.н. в МИС 6. Требуется дальнейшее комплексное изучение отложений в бассейнах этих рек.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспедиционные и аналитические исследования в районе устья р. Куектанар выполнены при финансовой поддержке РНФ (грант 22-27-00447, Непоп Р.К.). Научно-методическая поддержка осуществлялась в рамках ФНИ (FWZZ-2022–0005) и государственного задания ИГМ СО РАН (№122041400214-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
2. Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia // Geological Society of America, 2005. V. 386. 118 p.
3. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 180 с.
4. Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А. и др. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1194–1197.
5. Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н. и др. О возрасте чибитского оледенения Горного Алтая // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 204–210.
6. Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., et al. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology. Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples. 2002. P. 17–35.
7. Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., et al. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // Earth-science reviews. 2020. V. 205. P. 103183.
8. Фаустов С.С., Куликов О.А., Свиточ А.А. Палеомагнитные исследования новейших отложений долины р. Чаган. Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л.: изд. Всес. геогр. о-ва, 1971. С. 74–78.
9. Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., et al. Problems of ¹⁴C dating in fossil soils within tectonically active highlands of Russian Altai in the chronological context of the late Pleistocene megafloods // Catena. 2020. V. 195. P. 104764.
10. Агатова А.Р., Непоп Р.К., Моска П., Никитенко Б.Л. К вопросу о возрасте террасовых комплексов рек Чуя и Катунь, Русский Алтай: исключать ли сартанский криохрон из эпох ледниково-подпрудных озер и катастрофических паводков? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 87–108.
11. Хазин Л.Б., Агатова А.Р., Непоп Р.К., Шурыгин Б.Н. Первые данные по позднеплейстоценовым остракодам Курайской впадины (Горный Алтай) // ДАН. 2019. Т. 486. № 4. С. 451–454.
12. Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н. и др. Возраст Сукорского сейсмогенного оползня по данным ОСЛ-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2022. № 6. С. 898–912.
13. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., et al. Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip guide. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015. 137 p.

NEW RESULTS OF MULTIDISCIPLINARY STUDIES OF MAJOR PLEISTOCENE CLIMATIC EVENTS: GLACIATIONS, FORMATION OF ICE-DAMMED LAKES AND THEIR CATAclysmic DRAINING IN ALTAI (MOUNTAINS OF SOUTHERN SIBERIA)

A. R. Agatova^{a,b,*}, R. K. Nepop^{a,b}, P. Moska^c, Corresponding Member of the RAS B. L. Nikitenko^d, M. A. Bronnikova^e, A. N. Zhdanova^a, E. P. Zazovskaya^e, N. V. Karpukhina^e, O. B. Kuzmina^d, A. R. Nepop^f, I. Yu. Ovchinnikov^a, A. V. Petrozhitskiy^{g,h}, and O. N. Uspenskayaⁱ

^aSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^bUral Federal University, Yekaterinburg, Russian Federation

^cSilesian University of Technology, Gliwice, Poland

^d*Trofimuk Institute of petroleum geology and geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^e*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^f*Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russian Federation*

^g*Budker Institute of Nuclear Physics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^h*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

ⁱ*All-Russian Research Institute of Vegetable Growing, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: agat@igm.nsc.ru*

Application of geological geomorphological and geochronological (^{14}C , OSL) methods allowed to establish that the bordering mountains of the Chuya basin (Russian Altai) were affected by glaciation already in the Middle Pleistocene – about 160–180 ka ago (MIS 6). However, the maximal ice-dammed lake with the highest (up to 2100 m a.s.l.) strandlines both in the Chuya and Kurai basins existed later than 90–80 ka ago, in the Late Pleistocene. This chronological benchmark limits the influence of the cataclysmic outburst floods from the largest ice-dammed lakes on the accumulation of the Inya formation in the Chuya and Katun river valleys. It is confirmed that a large ice-dammed lake existed and had a water level of at least 1730 m a.s.l. in MIS 2 in the Kurai basin. It was drained no later than 16 ka ago. Synchronously (about 17–16 ka ago) the accumulation of diluvial-lacustrine cyclites began in the Inya mouth. The Saldzhar formation had been depositing as a result of not only flood events, but also gradual hydrological processes in the Katun river valley between the mouths of the Chuya and Sema rivers during the entire MIS 2. It is necessary to revise the concept adopted by SibRISC in 2018. This concept assumes i) absence of ice-dammed lakes in intermountain basins of the Russian Altai in MIS 2 and ii) accumulation of the Inya and Saldzhar formations deposited by glacial megafloods in the valleys of the Chuya and Katun rivers before 90 ka ago.

Keywords: glaciations, ice-dammed lakes, megafloods, Saldzhar formation, Inya formation, Pleistocene, stratigraphy, Russian Altai