

**К ВОПРОСУ О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ ЮГА ВОСТОЧНОГО САЯНА
И ВЫДЕЛЕНИИ КОНЕЧНЫХ МОРЕН MIS 2 НА ОСНОВЕ БЕРИЛЛИЕВОГО
ДАТИРОВАНИЯ (^{10}Be) ЛЕДНИКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

С.Г. Аржанников, Р. Броше*, М. Жоливе, А.В. Аржанникова**

Институт земной коры СО РАН, 664033, ул. Лермонтова, 128, Россия

** CEREGE, UMR7330, CNRS, Aix Marseille Univ., BP80, 13545 Aix en Provence, France*

*** Géosciences Rennes, UMR6118, CNRS e Université Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France*

Анализ и обобщение опубликованной литературы на территорию юга Восточного Саяна, Восточной Тувы и Северной Монголии показали, что позднеплейстоценовое оледенение охватывало большую территорию и имело сложную динамику роста и сокращения ледников. Начиная с MIS 5, Тоджинская впадина, частично Окинское плоскогорье, Азасское вулканическое плато, Мондинская впадина и речные долины на юге Восточного Саяна периодически подвергались оледенению. Толщина льда в восточной части Тоджинской впадины составляла 700 м, на Азасском вулканическом плато достигала 300—600 м, и в долинах юга Восточного Саяна толщина льда оценивается в 700—800 м. Мощность льда в Мондинской впадине составляла 300—350 м.

На основе геолого-геоморфологических исследований и изотопного датирования экспонированных поверхностей валунов конечно-моренных комплексов бериллиевым методом (^{10}Be) были получены свидетельства существования крупных ледников в MIS 2 в Мондинской впадине, в долинах рек Сенца, Жомболук и Сайлаг (юг Восточного Саяна). Средний экспонированный возраст для трех групп образцов составляет 14, 16 и 22 тыс. лет.

Позднеплейстоценовое оледенение, ледниковые отложения, бериллиевый метод датирования, Восточная Сибирь.

**LATE PLEISTOCENE GLACIATIONS IN SOUTHERN EAST SAYAN AND DETECTION OF MIS 2
TERMINAL MORAINES BASED ON BERYLLIUM (^{10}Be) DATING OF GLACIER COMPLEXES**

S.G. Arzhannikov, R. Braucher, M. Jolivet, and A.V. Arzhannikova

Analysis and summary of publications on southern East Sayan, eastern Tuva, and northern Mongolia have shown that the late Pleistocene glaciation covered a large area and had a complicated dynamics of glacier advance and retreat. Starting with MIS 5, the Todza Basin and, partly, the Oka Plateau, Azas Volcanic Plateau, Mondy Basin, and river valleys in southern East Sayan were periodically covered with ice. The thickness of ice in the eastern Todza basin was 700 m, on the Azas Volcanic Plateau it reached 300–600 m, and in the valleys of southern East Sayan it is estimated as 700–800 m. The thickness of ice in the Mondy Basin was 300–350 m.

Geological and geomorphological studies and isotope surface exposure dating (^{10}Be method) of boulders from terminal moraine complexes have provided evidence for extensive MIS 2 glacier advance in the Mondy Basin and in the Sentsa, Jombolok, and Sailag river valleys (southern East Sayan). The average age of exposure for three groups of samples is 14, 16, and 22 ka.

Late Pleistocene glaciation, glacial deposits, ^{10}Be surface exposure dating, East Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Плейстоценовые оледенения в горах Южной Сибири неоднократно привлекали внимание исследователей при изучении большого спектра научных вопросов, связанных с палеогеографическими реконструкциями. Наиболее полно проблемы четвертичного морфолитогеогенеза освещены в литературе для

территории Алтая [Ефимцев, 1961; Минина, 1971; Ивановский, 1972; Раковец, Богачкин, 1974; Свиточ, Хорев, 1975; Девяткин, 1981; Окишев, 1982; Бутвиловский, 1993; Рудой, 2001, 2005; Рудой, Русанов, 2010; Агатова и др., 2012; и др.]. Опубликованы работы по определению возраста ледниковой активизации и аридизации для Северной и Западной Монголии [Krivonogov et al., 2005; Gillespie et al., 2008; Аржанников, Аржанникова, 2011; Krivonogov et al., 2012]. В то же время для Саяно-Тувинского нагорья и в частности для Восточного Саяна таких современных работ крайне мало [Мацера, 1993; Nemchinov et al., 1999; Гросвальд, 2003; Уфимцев и др., 2003; Аржанников и др., 2010; Осипов и др., 2013]. Наши предыдущие исследования [Arzhannikov et al., 2012], основанные на определении возраста экспонированных поверхностей, показали, что в некоторых долинах Окинского плоскогорья (Восточный Саян) в MIS 2 лежали крупные ледники, формировавшиеся в горных узлах Большого или Пограничного Саяна. Их конечные морены вложены в ледниковые образования предыдущих ледниковых эпох.

Продолжая изучение ледникового рельефа Окинского плоскогорья, мы расширили территорию исследований к востоку (Мондинская впадина) и предприняли попытку определить, как коррелирует возраст конечных морен различных долин на юге Восточного Саяна. Для решения данной задачи нами были выбраны конечные морены в Мондинской впадине и в долинах рек Жомболок, Сенца, Сайлаг (Окинское плоскогорье). Основными методами исследования являются: методы изотопной геохронологии (^{10}Be , ^{14}C), геоморфологический метод, метод дистанционного зондирования и методы полевых исследований. Нами также широко применялись цифровые модели рельефа (SRTM), аэрофотоснимки, космоснимки Landsat и Aster. Для корреляции региональных событий с общепланетарными для позднего плейстоцена [Молодыхов, Болиховская, 2011] использована шкала с морскими изотопными стадиями (Marine Isotope Stages, MIS) [Bassiot et al., 1994].

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ОЛЕДЕНЕНИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ТОДЖИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Начиная со второй половины XIX в. и в первой половине XX в. появляются научные работы, посвященные изучению форм рельефа, связанных с древним оледенением в горах Южной Сибири [Кропоткин, 1867; Войейков, 1881; Черский, 1881; Перетолчин, 1908; Львов, 1930; Молчанов, 1934].

Более детальные исследования с использованием средств дистанционного зондирования и геологической съемки были проведены во второй половине XX в. [Обручев, 1953; Равский, 1964; Олюнин, 1965; Гросвальд, 1965, 1987]. Основными результатами данных работ стали выводы о полупокровном характере оледенения Тоджинской впадины и горно-долинном оледенении Восточного Саяна. Исходя из абсолютной высоты боковых морен, толщина льда достигала от нескольких сотен метров до 1 км. Конечные морены располагались на абсолютных высотах 930 м и выше в Тоджинской впадине и 740 м и выше в Восточном Саяне [Олюнин, 1965; Гросвальд, 1965]. Основными центрами оледенения юга Восточного Саяна являлись: осевая часть хр. Большой Саян или Пограничный Саян, хр. Кропоткина, Тункинские и Китойские Гольцы и Азасское вулканическое плато.

По данным В.Н. Олюнина [1965] и М.Г. Гросвальда [1965], в центральной и южной частях Восточного Саяна и Восточной Тувы мощности ледников изменялись значительно. Это в первую очередь зависело от физико-географического положения района, ориентации водораздельных хребтов, размера и количества боковых притоков основных ледниковых долин и от количества атмосферных осадков. По характеру оледенения район делится на две части: 1) западный склон Восточного Саяна, Азасское вулканическое плато и восток Тоджинской впадины и 2) центр и юг Восточного Саяна.

Оледенение западного склона Восточного Саяна с прилегающими территориями представляет собой совокупность различных типов ледников, таких как единый гигантский ледниковый покров, ледники подножий, ледники плоских вершин, древовидные, долинные и каровые глетчеры. Общая площадь ледников, по данным дешифрирования и полевых исследований, здесь составляла 30150 км² [Гросвальд, 1965]. Основной вклад при этом принадлежит ледниковому покрову (Восточно-Тоджинский ледниковый купол), который располагался в восточной части Тоджинской впадины. Длина покрова достигала первых сотен километров при толщине льда, по данным М.Г. Гросвальда [1965], более 1 км. Ледник спускался с западного склона Восточного Саяна, захватывая при этом Азасское вулканическое плато и Тоджинскую впадину [Гросвальд, 1965]. Наиболее крупной аккумулятивной структурой является вал конечной морены. Он прослеживается от хр. Академика Обручева на юге до хр. Ергак-Тайга на севере. Общая протяженность конечной морены оценивается более чем в 150 км. Она представляет собой систему линейных, дугообразных гряд шириной от 1 до 4 км, достигая иногда 5—6 км. Кроме конечной морены широко распространены и другие формы рельефа с сопутствующими им отложениями. В Тоджинской впадине ледники спускались до высоты 930 м.

Оледенение юга Восточного Саяна и системы Тункинских впадин составляло 9850 км² [Олюнин, 1965]. Оно характеризуется как сетчатое с долинными и древовидными ледниками, с наличием ледни-

ков подножия. Один из крупных ледников этой части Восточного Саяна спускался в восточном направлении с хр. Большой Саян на Окинское плоскогорье и далее по долинам рек Тисса и Сенца достигал долины р. Ока. Другим крупным центром оледенения был хр. Мунку-Сардык (входит в состав хр. Большой Саян) с прилегающей частью Окинского плоскогорья. Отсюда ледники спускались по долине р. Ока на северо-запад и по долине р. Иркут в Мондинскую впадину. Мощность ледника, заполнявшего Мондинскую впадину, превышал 300 м, ширина при этом достигала 6—7 км.

Следующим шагом в изучении плейстоценового оледенения было построение карты последнего оледенения Саяно-Тувинского нагорья [Гросвальд, 1987], площадь которого составляла около 95—100 тыс. км² при средней мощности 500 м и объемом 40—45 тыс. км³. В более поздних работах М.Г. Гросвальд [2003] в область, покрытую ледником, включил территорию Тункинских впадин и юго-западную часть оз. Байкал.

С появлением новых данных по возрасту и разрезам ледниковых отложений юга Восточного Саяна и Северной Монголии в позднем плейстоцене были выделены фазы активизации ледников, соответствующие стадиям 5d/5b, 4 и 2 MIS [Мацера, 1993; Nemchinov et al., 1999; Krivonogov et al., 2005; Arzhannikov et al., 2012]. В доказательство выдвинутой точки зрения были предложены материалы, основанные на данных радиоуглеродного ¹⁴C, TL, бериллиевого датирования и спорово-пыльцевого анализа.

Исследования [Gillespie et al., 2008] показали, что динамика оледенения в позднем плейстоцене юга Восточного Саяна была сложнее, чем представлялось ранее. На основе полученных данных были сделаны выводы о том, что позднеплейстоценовые ледники вокруг Дархатской впадины максимально выдвигались как минимум три раза: 17—19, 35—53 тыс. л. и один раз ранее. Дважды они приводили к формированию подпорных озер [Gillespie et al., 2008], которые периодически сбрасывались по долине Енисея [Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014].

О сложной динамике оледенения в конце среднего и позднем плейстоцене Восточной Тувы и юга Восточного Саяна также свидетельствуют данные, полученные при изучении подледного вулканизма на Азасском вулканическом плато [Ярмолюк и др., 2001; Сугоракова и др., 2003; Komatsu et al., 2007]. Исходя из данных К-Аг датирования, оледенение охватывало эту часть Центральной Азии в MIS 6, 5, 4.

О значительных размерах оледенения юго-востока Восточного Саяна в MIS 4 свидетельствуют RTL-данные. Возраст Мондинской морены составляет 72 ± 9 и 70 ± 11 тыс. л. н. [Уфимцев и др., 2003].

ГЕОГРАФИЯ РАЙОНА, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследований представляет собой совокупность горных хребтов, высокогорных плато и глубоковрезанных речных долин (рис. 1). Центральное место изучаемого района занимает Окинское плоскогорье с абсолютными высотами 1800—2500 м. Его характерной особенностью является хорошо сохранившаяся мел-палеогеновая поверхность выравнивания [Аржанникова и др., 2013]. Благодаря неогеновому вулканизму [Рассказов и др., 2000] часть плоскогорья бронирована базальтами и не испытала интенсивной денудации. С севера Окинское плоскогорье ограничено хребтом Кропоткина с максимальной абсолютной высотой 3149 м. С запада и юга — хребтом Большой Саян высотой до 3491 м. Главными водными артериями западной части Окинского плоскогорья являются реки Жомболок, Сенца, Тисса и Ока с глубиной вреза долин до 700—800 м.

К юго-востоку от Окинского плоскогорья расположена Мондинская впадина, входящая в состав юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы. Ее длина достигает 15 км при максимальной ширине 6 км. На севере она ограничена Тункинским хребтом, на юге хр. Хамар-Дабан. Абсолютная высота днища составляет 1300—1400 м. Северный борт впадины представлен крутым высоким уступом, южный имеет относительно плавный переход от днища к склону хр. Хамар-Дабан.

Для определения возраста последнего оледенения южной части Восточного Саяна нами была выбрана серия конечных морен, расположенных в долинах рек северо-западной части Окинского плоскогорья и Мондинской впадине. Основная часть образцов взята с конечно-моренных валов в долинах рек Жомболок, Сенца и Сайлаг и меньшая часть с конечно-моренного комплекса на замыкании Мондинской впадины.

Долина р. Жомболок. Форма долины р. Жомболок и гляциальные отложения свидетельствуют о существовании в прошлом крупного ледника, формировавшегося в пределах хребтов Большой или Пограничный Саян и Кропоткина (рис. 2, а, 3, а, б). По данным В.Н. Олюнина [1965], площадь позднеплейстоценового Жомболокского ледника составляла 648 км² при максимальной толщине льда 450—500 м. На некоторых участках, где имелись низкие перевалы, формировались переметные ледники. Так, в районах сквозных долин Дэдэ-Хутэл и Додо-Хутэл Жомболокский и Сенцинский ледники соединялись (см. рис. 2, а, 3, а). На склонах частично сохранились валы боковых морен, которые фиксируют мощность ледника. Наиболее отчетливо береговые морены видны на правом борту на абсолютной высоте

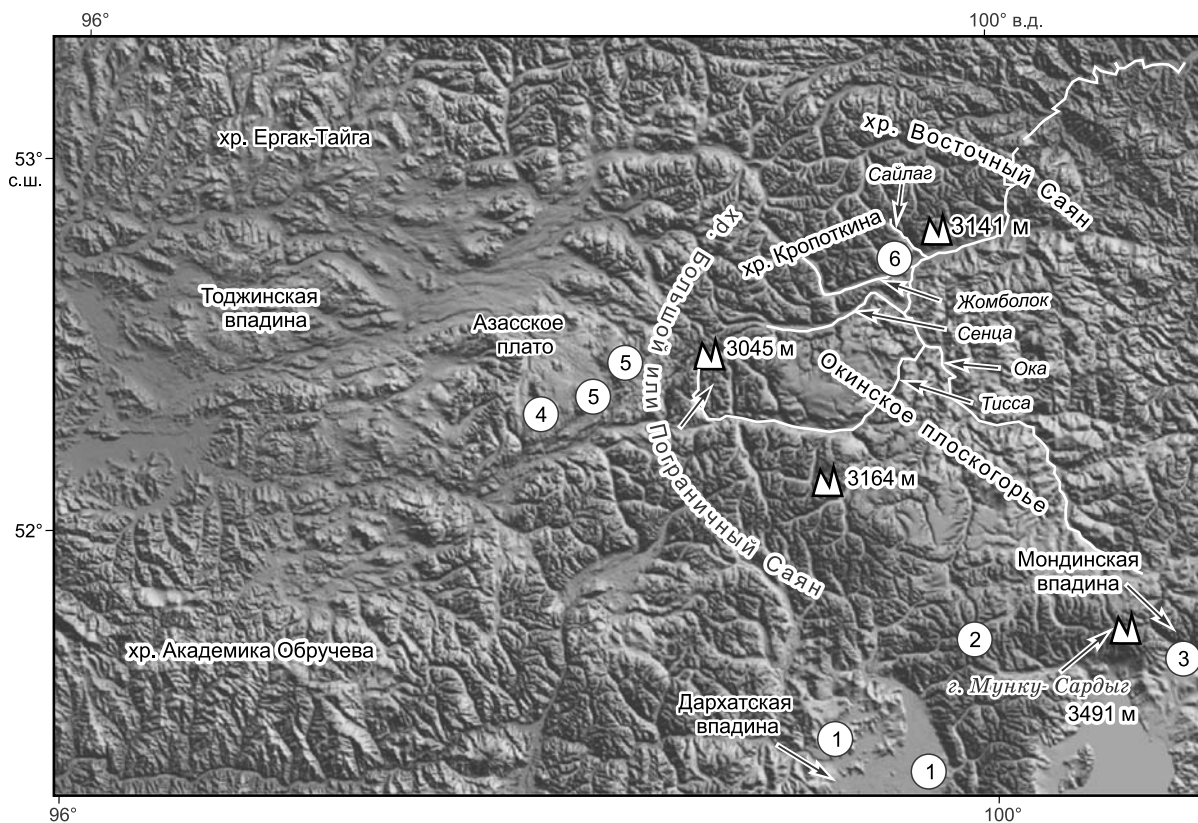
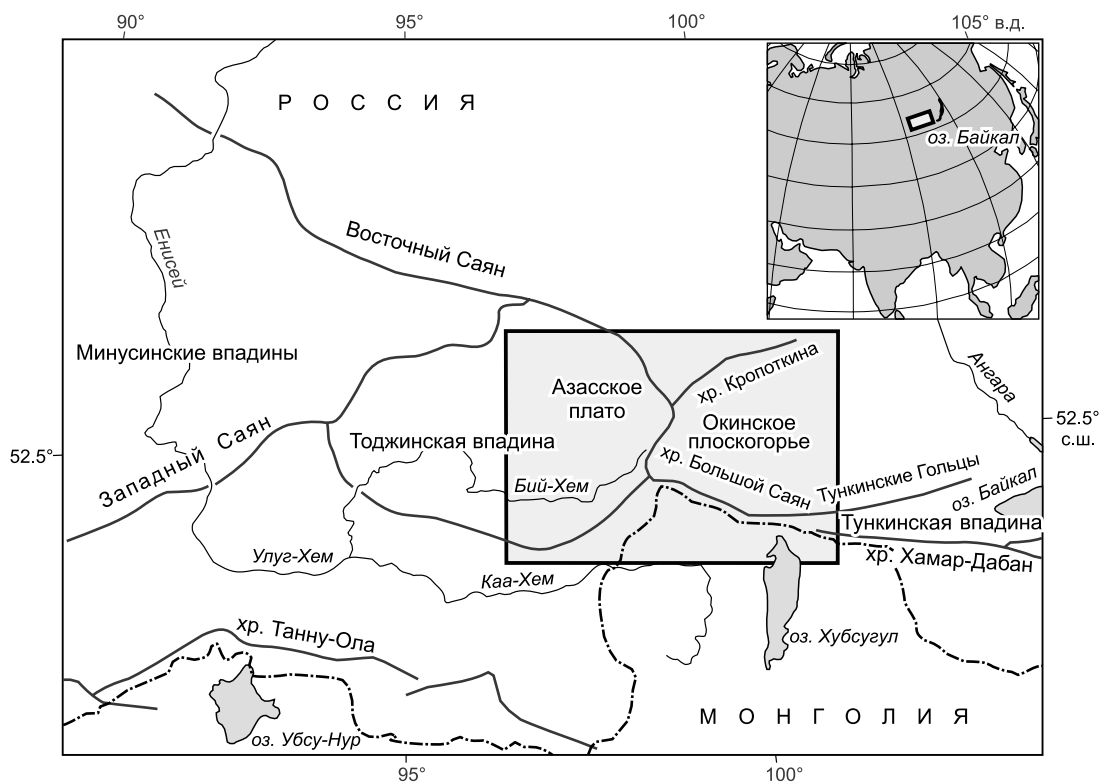


Рис. 1. Район исследований, охватывающий южную часть Восточного Саяна и Тоджинскую впадину.

Цифры в кружках — номер района исследований, упоминаемый при цитировании литературы. 1 — [Krivonogov et al., 2005, 2012; Gillespie et al., 2008]; 2 — [Nemchinov et al., 1999]; 3 — [Уфимцев и др., 2003]; 4 — [Мацера, 1993]; 5 — [Ярмолюк и др., 2001; Сугорокова, 2003; Komatsu et al., 2007]; 6 — [Arzhannikov et al., 2012]. На врезке — местоположение района исследований.

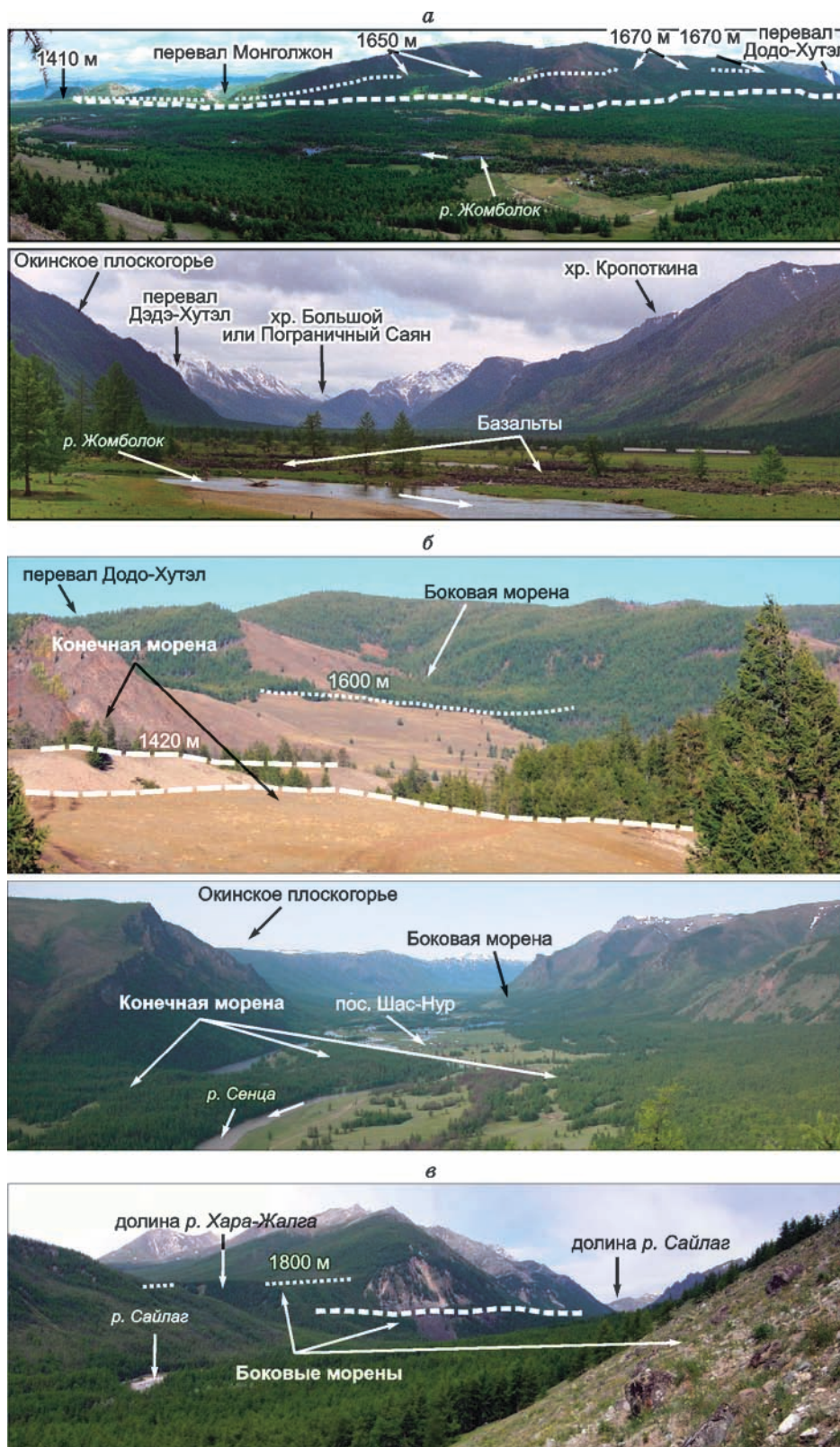


Рис. 2. Ледниковые формы рельефа западной части Окинское плоскогорья.

а — троговая долина р. Жомболок с элементами ледникового рельефа, заполненная позднечетвертичными лавами; *б* — троговая долина р. Сенца с элементами ледникового рельефа; *в* — ледниковый рельеф в долине р. Сайлаг.

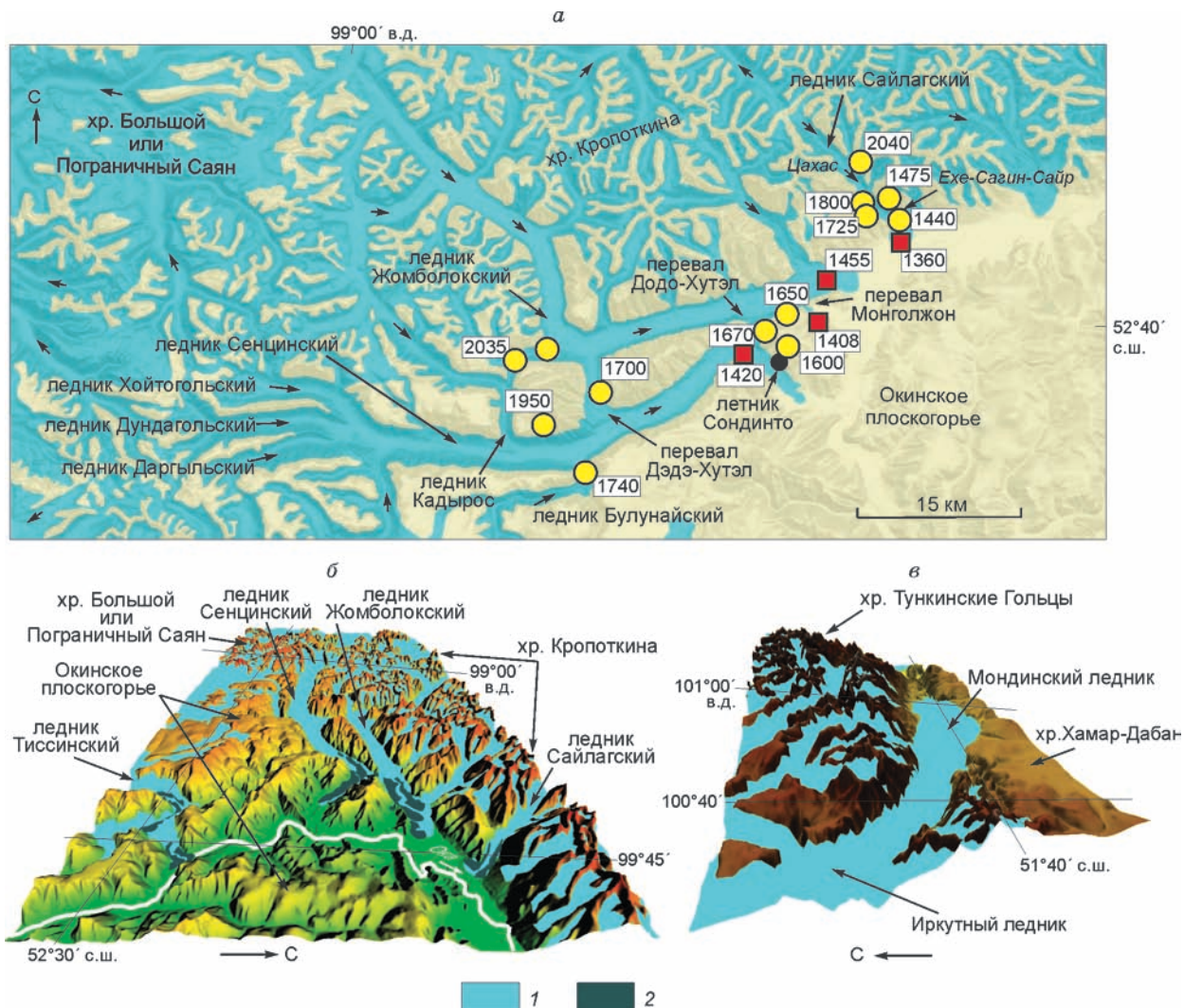


Рис. 3. Цифровая модель рельефа и реконструкция позднеплейстоценовых ледников северо-западной части Окинское плоскогорья (а, б) и Мондинской впадины (в).

1 — ледники, 2 — конечные морены.

1670 м (см. рис. 2, а). В 500 м вниз по долине имеется низкий перевал в долину Монголжон (см. рис. 2, а), куда выдвинулась часть Жомболокского ледника и сформировалась конечная морена высотой около 30 м.

Жомболокская конечная морена расположена на абсолютной высоте 1300 м, в 4 км выше по долине от места слияния рек Жомболок и Ока (см. рис. 2, а, 3, б). Осевая часть конечной морены эродирована р. Жомболок, и к настоящему времени сохранились ее фрагменты в основном на правом берегу и частично на левом.

Длина морены достигает 10 км, ширина изменяется от 2 до 2,5 км. В продольном профиле сохранившегося фрагмента конечной морены выделяются три вала, которые, возможно, соответствуют стадиям движений и стабилизации ледника. Валы отделены друг от друга незначительными понижениями. Поверхность морены представляет совокупность валов и западин, сформировавшихся в результате вытаивания погребенных линз льда. В настоящее время в некоторых западинах расположены бессточные озера. В пределах конечной морены на правом борту долины сохранились валы боковой морены, свидетельствующие о большой мощности ледника в его краевой части. Относительное превышение боковой морены над конечной мореной составляет 250 м.

Для определения времени формирования средней части конечно-моренного комплекса были взяты три кварцсодержащих образца с поверхностей экспонированных валунов.

Долина р. Сенца. Река Сенца расположена в северо-западной части Окинское плоскогорья в широкой троговой долине с глубиной вреза 600—800 м (см. рис. 2, б, 3, а, б). Ледник, лежавший в до-

лине р. Сенца, имел длину 55 км с площадью около 474 км². Он образовался в результате слияния Хойтогольского, Дундагольского и Даргылского ледников, спускавшихся с горного узла Пика Топографов с высотами более 3 тыс. м, а также за счет боковых притоков, берущих начало в хр. Кропоткина и Окинско-Осинского плоскогорья (см. рис. 3, а). Толщина льда определялась по высотному положению боковых морен, частично сохранившихся в долинах притоков. Так, в 2 км ниже по течению от устья р. Кадыр-Ос расположен фрагмент боковой морены на высоте 1950 м. В долине р. Булунай фиксируется морена на высоте 1740 м (см. рис. 3, а). В сквозной долине Додо-Хутэл на 1700 м имеется фрагмент морены, сохранившийся от переметного Жомболокского ледника. Большой массив ледниковых отложений расположен на левом берегу р. Сенцы на высоте 1600 м в районе летника Сондинто над поверхностью конечной морены (см. рис. 2, б). Исходя из высотного положения максимума высоких фрагментов ледниковых отложений, толщина льда составляла 400—450 м в центральной части и около 250 м у современного положения конечной морены. Необходимо отметить, что в долине выделяется более низкий ярус боковых морен с абсолютной высотой 1450—1500 м.

Ледник оканчивался в 8.5 км от устья р. Сенца, где оставил мощную конечную морену длиной около 10 км. Осадки, выполняющие долину р. Сенца выше конечной морены, представлены алевритами, песками, галечниками и валунами. Крупнообломочный осадочный чехол распространен в основном по периферии долины и выполняет конечную и боковые морены, конуса выносов, обвальные и оползневые тела. Мелкозернистый осадочный материал сосредоточен в центральной части долины, где формировался в озерных условиях при низких скоростях течения. Осадки, расположенные на абсолютных отметках до 1385 м, представлены светлыми алевритами, имеющими выдержанную тонкую горизонтальную слоистость, с включениями растительного детрита. Иногда в толщах встречаются фрагменты веток и стволы деревьев. Возраст древесных остатков не выходит за рамки голоцена [Аржанников и др., 2013].

Особый интерес вызывают ледогрунтовые залежи, представляющие собой ядра минеральных бугров пучения инъекционно-сегрегационного типа [Аржанников и др., 2010; Васильчук и др., 2015]. Ледово-грунтовые линзы толщиной несколько метров насыщены неокатанными обломками, которые встречаются и на абразионных склонах термокарстовых озер. Лед перекрыт незначительной по мощности (1.5—2.0 м) толщей мелкозернистых осадочных отложений с включениями древесных и растительных фрагментов. В настоящее время происходит их интенсивное вытаивание и формирование термокарстового рельефа. В понижениях образуются озера, которые со временем увеличиваются в размерах.

Для определения возраста ледниковых отложений сенцинской морены была выбрана площадка, расположенная в ее тыловой части, и взяты четыре образца на бериллиевое датирование экспонированных поверхностей.

Долина р. Сайлаг расположена в хр. Кропоткина и является левым притоком р. Ока (см. рис. 2, в, 3, а, б). Во время оледенения здесь лежал ледник длиной 15 км. Формирование и накопление льда происходило в горном узле с высотами 2900—3100 м. В главной ледниковой долине хорошо сохранились фрагменты боковых морен на разных высотных уровнях (см. рис. 3, а). На правой стороне долины р. Сайлаг в устьевой части долины р. Хара-Жалга на высоте 1800 м расположен фрагмент правой боковой морены (см. рис. 2, в).

Нижний уровень прослеживается с высоты 1725 м выше устья р. Хара-Жалга и до 1460 м напротив долины р. Ехе-Сагин-Сайр. Левая боковая морена (см. рис. 2, в) представлена двумя ступенями. Верхняя боковая морена протягивается непрерывно на 3.5 км от левого притока р. Цахас до следующего притока р. Ехе-Сагин-Сайр.

Верхняя ступень расположена на высотах от 1800 м (долина р. Цахас) до 1575 м (долина р. Ехе-Сагин-Сайр), нижняя отчетливо проявляется на протяжении 1300 м и имеет высоту от 1520 до 1440 м. Толщина льда была 240 м напротив устья Хара-Жалга и 175 м у устья р. Ехе-Сагин-Сайр. Ледник выходил в долину р. Ока и оставил несколько гряд конечной морены высотой до 70 м, представляющих собой сложную систему валов, термокарстовых впадин и межваловых понижений. Центральная часть морены сильно размыта. Бассейн р. Сайлаг имеет сложное разветвленное строение с большим количеством боковых притоков, верховья которых представляют собой ледниковые трог и кары. При длине долины р. Сайлаг в 15 км толщина льда достигала 240 м.

С различных валов сайлагской конечной морены были взяты три образца на датирование по ¹⁰Ве.

Жомболокская и Сенцинская приледниковые флювиальные равнины. Приледниковые флювиальные равнины широко развиты в долинах рек Окинско-Осинского плоскогорья. Их формирование связано с накоплением флювиогляциального материала, переносимого потоками талых вод во фронте ледника. Наиболее четко они дешифрируются во фронтальной части конечной морены р. Сенца, где их ширина изменяется от 1.8 до 2.5 км.

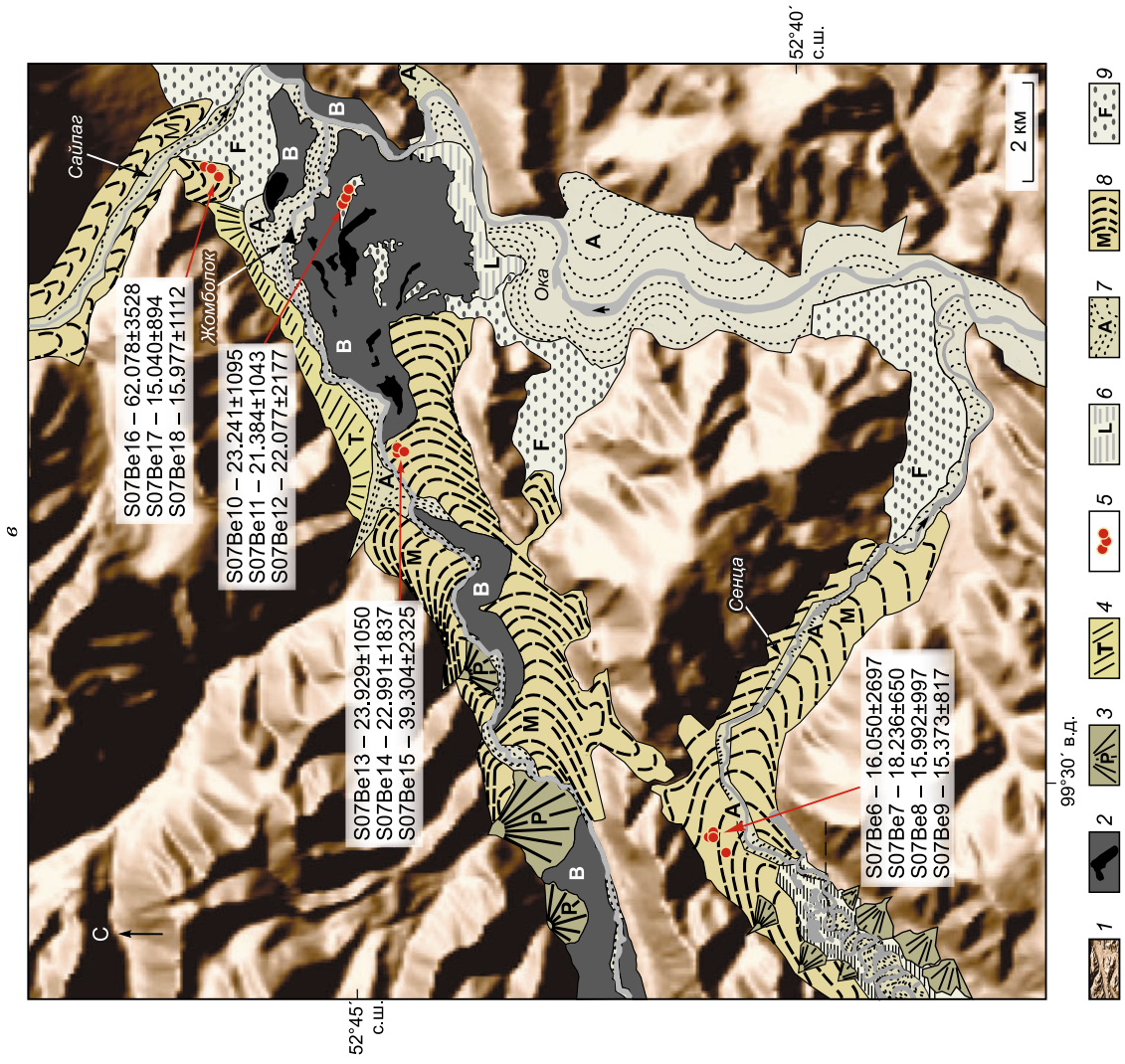
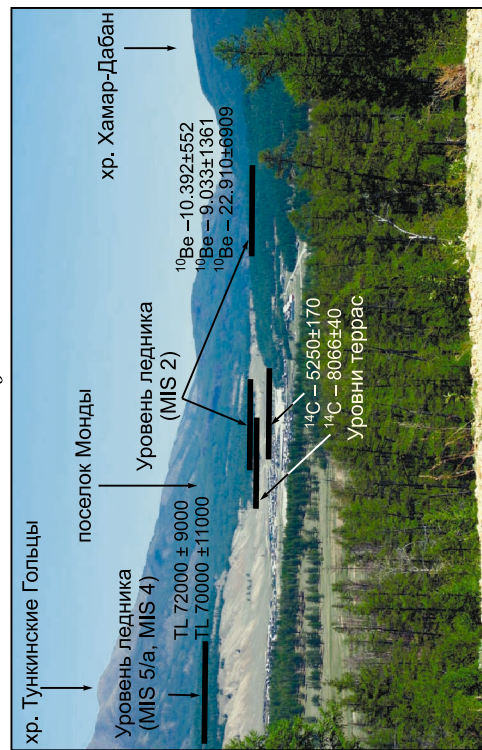
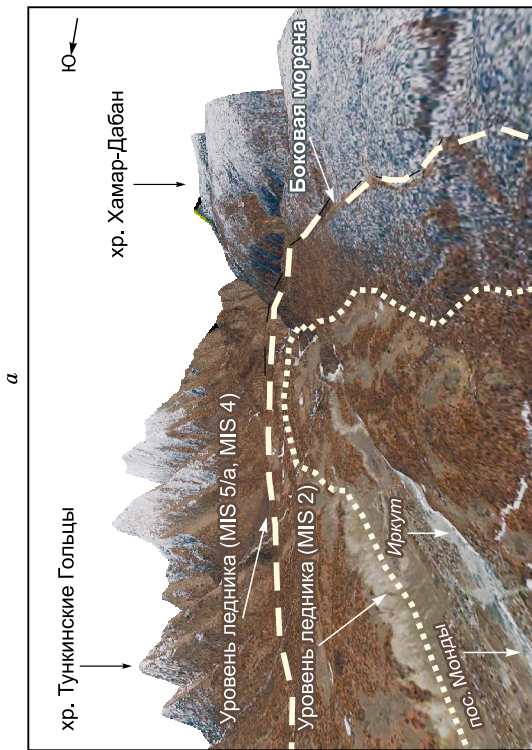


Рис. 4. Уровни и возраст позднелейстоценовых ледников в Мондинской впадине и в долинах рек Окинское плоскогорья.

a — цифровая модель рельефа (SRTM) и фрагмент космоснимка Digital Globe (Google Earth) восточной части Мондинской впадины. Штриховой линией показан уровень ледника MIS 5/a, MIS 4. Пунктирная линия маркирует уровень ледника MIS 2; *b* — на фотографии отражена восточная часть Мондинской впадины. TL — возраст верхнего уровня ледника составляет 72 ± 9 и 70 ± 11 тыс. лет [Уфимцев и др., 2003]. ¹⁰Be датирование экспонированных поверхностей свидетельствует о сарганском возрасте последнего оледенения. Уровни и возраст террас отражают последнюю динамику голоценовую эрозионного вреза; *в* — схема района отбора образцов и экспонированный возраст отложений ледниковой и приледниковой формаций в долинах рек Сенца, Жомболок и Сайлаг. 1 — цифровая модель рельефа (SRTM); 2 — долинные поздний плейстоцен-голоценовые базальты; 3 — пролювиальные отложения; 4 — делювиальные отложения; 5 — местоположение образцов на датирование ¹⁰Be; 6 — песчано-алевритовые отложения подпорожного озера; 7 — аллювиальные отложения; 8 — моренные отложения; 9 — отложения приледниковой флювиальной равнины.

Аналогичный рельеф, частично погребенный молодой базальтовой лавой, читается во фронтальной части конечной морены в долине р. Жомболок. На поверхности приледниковой флювиальной равнины расположено большое количество валунов различного размера, достигающих в поперечнике нескольких метров. Их формирование связано с интенсивным сносом с ледника обломков породы тальми водами, а возможно, и с прорывами приледникового озера. Крупные размеры валунов до 2.5 м в диаметре были перенесены водой на расстояние в несколько километров от края ледника.

В результате донной эрозии р. Жом-Болок вскрыты отложения, слабо дифференцированные по размеру валуны, галька и бронирующие их сверху базальты. Заполнителем является песчано-гравийная смесь с некоторым количеством пелитового материала. На контакте флювиальных отложений и базальтов фиксируется прокаленный слой, выраженный в разрезе розово-красным цветом. На неровной поверхности базальтов, в понижениях и западинах фиксируются алевритопесчаные тонкослоистые отложения, которые ассоциируются с обстановкой подпорожного палеозера, сформировавшегося в результате перекрытия лавовым потоком долины Оки.

Для определения возраста формирования верхней части приледниковой флювиальной равнины нами были взяты три кварцсодержащих образца с поверхности крупных валунов, расположенных во фронте Жомболокской конечной морены.

Мондинская впадина. Заполнение впадины льдом происходило по долине Иркута из района Окино-Иркутного междуречья, где располагался один из крупнейших центров позднелейстоценового оледенения юга Восточного Саяна (см. рис. 3, *b*). Мощность льда на Окинском плоскогорье могла достигать нескольких сотен метров. В настоящее время ледниковый и водно-ледниковый рельеф широко представлен в Мондинской впадине. На склонах и в днище впадины имеются валы боковой морены, камовые террасы, маргинальные каналы и термокарстовые понижения. Примечательным является строение боковой морены на северном борту впадины. Здесь широко распространены валы-ступени различной высоты и длины, которые прослеживаются непрерывно на протяжении 20 км. К примеру, между абсолютными высотами 1386 и 1739 м, боковые морены покрывают горный склон длиной 1.7 км, достигая подножия хребта (точка наблюдения в 6 км выше по долине р. Иркут от пос. Монды). Мощность ледниковых отложений, залегающих на коренных склонах, достигает нескольких десятков метров. Исходя из абсолютной высоты самого верхнего вала боковой морены и абсолютной высоты днища впадины, толщина льда могла достигать 300 м. Южный склон более пологий, чем северный, тем не менее такого широкого распространения ледниковые отложения здесь не получили. В некоторых местах на склоне имеются несколько валов, но они имеют ограниченное распространение. Скорее всего, количество поступающего материала напрямую связано с энергией рельефа и наличием боковых притоков. Чем круче и выше склон, тем большее количество обломочного материала будет аккумулироваться на поверхности ледника. В то же время на южном склоне достаточно четко выделяются два протяженных уровня боковой морены 1500 и 1350 м (рис. 4, *a*), связанных с долговременным сохранением уровня льда в леднике. Такие же уровни фиксируются и на северном склоне. По данным термолюминесцентного датирования, возраст конечной морены составляет 72 ± 9 и 70 ± 11 тыс. лет [Уфимцев и др., 2003], что соответствует MIS 5/a и MIS 4 (см. рис. 4, *b*).

Центральная часть впадины дренируется р. Иркут, и здесь сформирована серия террас (см. рис. 4, *b*). Радиоуглеродный возраст 13-метровой террасы составляет 8066 ± 40 лет [Arjannikova et al., 2004], а возраст 8-метровой террасы определен как 5250 ± 170 лет [Максимов, 1965], что свидетельствует об интенсивном голоценовом врезе в ледниковые отложения.

Для определения возраста экспонированных ледниковых отложений на поверхности нижнего яруса мондинской морены нами были взяты три образца на бериллиевое датирование.

БЕРИЛЛИЕВЫЙ МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ (^{10}Be) И ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КАЧЕСТВО ОТБОРА ОБРАЗЦОВ

Для определения возраста экспонированных поверхностей валунов ледниковой и приледниковой формаций нами использовался бериллиевый (^{10}Be) метод датирования *in situ* [Gosse, Phillips, 2001; Вагнер, 2006]. Бериллий-10 *in situ*, образующийся в поверхностных слоях кварцсодержащих горных пород, накапливается и распадается в них. Период полураспада (^{10}Be) составляет 1.387 млн лет [Chmeleff et al., 2010; Korchinek et al., 2010], что позволяет датировать поверхностные породы в широком временном диапазоне. Данный метод использовался в Сибири для определения возраста конечно-моренных комплексов на Южном Байкале [Horiuchi et al., 2004], в Монголии [Gillespie et al., 2008], в Восточном Саяне [Arzhannikov et al., 2012], в хр. Кодар и Чарской впадине [Margold et al., 2014], а также для определения возраста сброса Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера на Алтае [Рудой и др., 2006; Reuther et al., 2006].

Одним из основных условий получения качественных данных при датировании бериллиевым методом является фиксированность датируемого образца с момента его экспозиции. Время стабилизации датируемого валуна должно совпадать со временем отступления ледника и его местоположение (ориентация в пространстве) должно сохраняться до момента отбора образца. Однако с момента прекращения воздействия ледника на датируемый образец в работу включаются процессы, влияющие на его сохранность и стабильность на поверхности морены. К ним относятся: эрозия (донная и боковая), термокарст, денудация, ветровое воздействие и десквамация. Рассмотрим активность данных агентов в районе исследований.

Донная и боковая эрозия водотоков существенно деформирует поверхность морен. Однако, занимая в первую очередь понижения и разрабатывая их, водная эрозия локализуется на узком участке формируя долину, которая хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках и космоснимках и исключается из рассматриваемых мест отбора образцов. Со временем донная и боковая эрозия разрушает определенную часть морены. Это хорошо видно на примере исследуемых объектов. В то же время сохраняются возвышенные участки со стабильными субгоризонтальными поверхностями.

Развитие термокарста при отступании ледников и деградации многолетней мерзлоты включает протаивание высокольдистых отложений и мономинеральных подземных льдов, сопровождающееся просадкой поверхности и возникновением отрицательных форм мезо- и микрорельефа. Распространение и морфология термокарстовых озер, их глубины определяются криогенным строением этих отложений, наличием и размерами льдов различного происхождения. Наличие или отсутствие льдов определяют характер микрорельефа. Субгоризонтальные поверхности большой площади свидетельствуют об отсутствии каких-либо активных термокарстовых процессов в их пределах на протяжении длительного периода времени, возможно, с момента отступления ледника.

В то же время на участках долин, где концентрируются осадки временных подпорных водоемов, активно формируется криогенный рельеф. Так, в долине р. Сенца начиная с середины голоцена происходит формирование бугров пучения и вытаивание линз льда, которые залегают на глубине 1.5 м от поверхности [Аржанников и др., 2010; Васильчук и др., 2015].

На основе изучения разрезов рыхлых отложений в исследуемых долинах рек Окинского плоскогорья [Arzhannikov et al., 2012] мы можем сделать следующие выводы: 1) в исследуемом районе есть многолетняя мерзлота и ледогрунтовые ядра; 2) в изученных разрезах отсутствуют крупные криогенные деформации и следы солифлюкционного течения за период 40000 лет; 3) в районе распространения ледогрунтовых ядер, сформированных в середине голоцена, в настоящее время активизируются термокарстовые процессы, но они не проявлены в местах отбора образцов на поверхности конечной морены и приледниковой флювиальной равнины; 4) донная и боковая эрозия главным образом сосредоточена в пределах рек, дренирующих морены; 5) рассмотренные процессы и характер проявления этих процессов свидетельствуют о возможности датирования экспонированных поверхностей; 6) наиболее подходящими для отбора образцов являются протяженные субгоризонтальные площадки, расположенные в стороне от склонов и термокарстовых впадин.

Другим важным показателем пространственной стабильности датируемого образца является первичная форма морены. Авторы работы [Putkonen, O'Neal, 2006] показали, что после отступления ледника морена, имеющая крутые углы наклона и гребневидную вершину, испытывает интенсивную денудацию. Это приводит к сглаживанию первичного рельефа и значительному омоложению экспонированного возраста. Данное утверждение справедливо для одиночных конечно-моренных гребней или узких боковых морен. В то же время существуют и другие формы конечных морен, имеющих комплексную конфигурацию [Bennet, 2001]. Изучение морен в долинах рек Сенца, Жомболок, Сайлаг и в Мондинской впадине показало, что большинство из них имеют достаточно сложное строение с протяженными субгоризонтальными поверхностями. Конечные морены имеют длину 8—10 км и заполняют всю ширину долины, за исключением эродированных участков. Концентрация моренных отложений разных генера-

ций может быть связана с периодическим выдвиганием ледника до этого участка долины и формированием мощной конечной морены на протяжении позднего плейстоцена.

Еще одним фактором, способным влиять на точность определения экспонирования образца, является его экранирование различными формами рельефа и лесным покровом. Степень топографического затенения выясняется в процессе отбора образца простым круговым замером углов и простираения секторов тени от горных вершин или протяженных хребтов, что и учитывается в дальнейшем при датировании. Лесной покров также экранирует космическое излучение, но незначительно, порядка 2—4 % [Gosse, Phillips, 2001].

Также немаловажным фактором изменения поверхности образца после его экспонирования является физическое, химическое и биологическое выветривание. В научной литературе имеются различные данные моделирования средней скорости выветривания поверхностей горных пород изменяющиеся от первых метров до первых десятков метров за 1 млн лет. Для Окинского плоскогорья были проведены специальные исследования, направленные на определение средней скорости выветривания, которая составила от 2.85 до 19 м за 1 млн лет для абсолютной высоты от 2275 до 2340 м [Jolivet et al., 2013]. Археологические данные для Сибирской платформы свидетельствуют о том, что скорость выветривания может быть даже меньше смоделированной, и различные экспонированные поверхности горных пород, на которые нанесены петроглифы, сохраняются, по одним данным 10—15 тыс. лет [Окладников, Запорожская, 1959], по другим — 5—7 тыс. лет [Мельникова и др., 2012].

ЭКСПОНИРОВАННЫЙ ВОЗРАСТ ВАЛУНОВ ЛЕДНИКОВОЙ И ПРИЛЕДНИКОВОЙ ФОРМАЦИЙ

Места отбора образцов имеют поверхности с общим углом наклона не более 1—3° и протяженностью 500—600 м. Изменение альтитуды в пределах этой области не более 2—3 м. Для контроля экспонированных возрастов мы использовали парагенетическую связь между Жомболокской мореной и прилегающей к ней флювиальной равниной. Взятые образцы с поверхности валунов морены и прилегающей равнины, должны показать близкий возраст. Если это условие соблюдается, то мы с большой долей уверенности можем утверждать о едином возрасте формирования ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа в этой долине.

Отбор образцов в различных частях морен преследовал цель охватить весь возрастной диапазон их формирования (таблица, см. рис. 4). Четыре образца (S07Be6, S07Be7, S07Be8 и S07Be9) были взяты с тыловой части конечной морены в долине р. Сенца. Три образца (S07Be13, S07Be14, S07Be15) отобраны с валунов на поверхности среднего вала Жомболокской конечной морены, расположенной в 10 км к северо-востоку от сенцинской морены. Район отбора образцов характеризуется ровной, частично залесенной поверхностью. Другие три образца (S07Be10, S07Be11, S07Be12) были взяты в пределах приледниковой флювиальной равнины с крупных (2.0—2.5 м) валунов, расположенных в 2.5 км к востоку от края Жомболокской конечной морены, на участках, свободных от базальтовой лавы. Мы полагаем, что на этих участках валуны были защищены от значительной эрозии. Три образца (S07Be16, S07Be17, S07Be18) взяты в различных частях сайлагской конечной морены. Валун обр. S07Be16 расположен в верхней части внешнего вала морены. Образцы S07Be17 и S07Be18 взяты с валунов, зафиксированных на поверхности внутренних валов морены. Еще три образца (S07Be19, S07Be20, S07Be21) отобрали с валунов мондинской морены нижнего яруса.

Таким образом, образцы были взяты с поверхностей валунов, расположенных на четырех моренах и на приледниковой флювиальной равнине среди поля базальтовой лавы. Географические координаты и абсолютная высота получены с помощью портативного приемника GPS (ошибка 5 м). Для каждого образца был замерен угол топографического экранирования. При выборе места от-

Результаты датирования гранитных валунов бериллиевым методом (¹⁰Be)

Номер образца	Диаметр, м	Возраст, лет
<i>Долина р. Сенца, конечная морена, 52°.6804 N 99°.50675 E ALT 1443 м</i>		
S07Be6	0.5	16050 ± 2697
S07Be7	0.4	18236 ± 650
S07Be8	0.4	15992 ± 997
S07Be9	0.4	15373 ± 817
<i>Зандры во фронте Жомболокской конечной морены, 52°.75221 N 99°.70855 E ALT 1293 м</i>		
S07Be10	2.0	23241 ± 1095
S07Be11	1.2	21384 ± 1043
S07Be12	1.4	22077 ± 2177
<i>Долина р. Жомболок, конечная морена, 52°.74003 N 99°.63303 E ALT 1420 м</i>		
S07Be13	0.8	23929 ± 1050
S07Be14	0.8	22991 ± 1837
S07Be15	0.4	39304 ± 2325
<i>Долина р. Сайлаг, конечная морена, 52°.777116 N 99°.718416 E ALT 1383 м</i>		
S07Be16	1.2	62078 ± 3528
S07Be17	0.9	15040 ± 894
S07Be18	0.8	15977 ± 1112
<i>Мондинская впадина, конечная морена, 51°.674366 N 101°.040583 E ALT 1331 м</i>		
S07Be19	0.5	10392 ± 552
S07Be20	0.4	9033 ± 1361
S07Be21	0.4	22910 ± 6909

бора образцов необходимым условием было: субгоризонтальная поверхность морены, максимальное расстояние от склона морены и отсутствие термокарстовых депрессий. Всего было отобрано 16 образцов (таблица, см. рис. 4). Десять из них принадлежали выводящим ледникам с горного массива Пика Топографов, три образца принадлежали леднику, сформированному в пределах хр. Кропоткина, и три образца Окино-Иркутному леднику.

Подготовка и датирование образцов выполнено в Национальной лаборатории космогенных изотопов в г. Экс-Ан-Прованс, Франция [Arzhannikov et al., 2012]. Минимальные экспонированные возрасты, полученные при измерении космогенного изотопа ^{10}Be , показывают, что для каждой морены поверхностная концентрация изотопов в образцах примерно одинаковая. Исключения составляют два образца (S07Be15, S07Be16), взятые со среднего вала жомболокской конечной морены и внешнего вала сайлагской конечной морены соответственно. Эти две даты более древние, чем остальные из соответствующих групп. Как показано в работе [Valco, 2011], разброс экспонированных возрастов может быть связан с различными процессами (частичное погребение, денудация, выветривание, перемещение и вращение после деградации ледника и относительной стабилизации конечной морены и др.), поэтому стратегия идентификации и отбраковки может быть различной. В нашем случае два валуна (S07Be15 и S07Be16) имеют более древний экспонированный возраст, чем другие валуны, с которых были взяты образцы, и это позволяет исключить их из рассматриваемых объектов [Arzhannikov et al., 2012]. Средний возраст мондинской конечной морены нижнего яруса составляет 14 тыс. лет (3 образца). Средний возраст сенцинской (сенцинская конечная морена) и сайлагской (сайлагская конечная морена) групп составляет 16 тыс. лет (6 образцов). Средний возраст жомболокской группы (жомболокская конечная морена и приледниковая флювиальная равнина) составляет 22 тыс. лет (5 образцов).

Удревнение возраста образцов может быть связано с более ранним экспонированием валуна в предыдущие эпохи выдвигания ледников. К примеру, обр. S07Be15 был взят с поверхности среднего вала жомболокской конечной морены. Экспонированный возраст образца составляет 39304 ± 2335 лет, который соотносится с периодом существования Дархатского палеозера (53—35 тыс. лет) и выдвиганием Тэнгисгольского ледника в сторону долины р. Шишхид-Гол [Gillespie et al., 2008]. Принимая во внимание тот факт, что хр. Большой Саян является единым центром оледенения для Тэнгисгольского и Жомболокского ледников, то экспонированный возраст этого образца может коррелировать с одной из фаз выдвигания ледников в этом районе.

Образец S07Be15 был взят с поверхности внешнего вала сайлагской морены. Его экспонированный возраст составляет 62078 ± 3528 лет, что соответствует стадии оледенения MIS 4. Возможно, что здесь, так же как и в предыдущем случае, имеет место более раннее экспонирование, и связано оно может быть с зырянской фазой выдвигания ледников.

Таким образом, три группы среднезвешенных экспонированных возрастов попадают в интервал времени, ассоциируемый с MIS 2 (11—24 тыс. лет).

СИНТЕЗ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ТОДЖИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Имеющиеся опубликованные данные о позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна и Северной Монголии свидетельствуют о существенных расхождениях взглядов на динамику оледенения этой части Северной Азии. Так, результаты датирования конечно-моренных комплексов и озерных отложений [Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009] (см. рис. 1) свидетельствуют о том, что максимальное выдвигание ледников в позднем плейстоцене для Дархатской впадины происходило минимум три раза: 17—19, 35—53 тыс. лет и один раз ранее. С другой стороны, в работе [Nemchinov et al., 1999] (см. рис. 1) показано, что ледники MIS 4 деградировали в MIS 3 и уже не выдвигались значительно в MIS 2, занимая лишь вершинные каровые уровни в пределах наиболее высоко поднятых горных массивов. Авторы [Krivonogov et al., 2005] (см. рис. 1) полагают, что максимальное выдвигание ледников произошло в MIS 5d/5b. Последующие же ледники были меньшего размера и не достигали размеров предыдущих оледенений. В работе [Arzhannikov et al., 2012] (см. рис. 1) показано, что выдвигание ледников в MIS 2 достигало размеров предыдущих ледниковых эпох. Рассмотрим более подробно существующие точки зрения на позднеплейстоценовое оледенение и наши представления, основанные на собственных исследованиях.

MIS 5 (127—71 тыс. лет). Одним из важнейших признаков древних оледенений и их размеров наряду с ледниковыми отложениями и формами рельефа является наличие вулканов-туя, которые формировались в подледных условиях. Широкое распространение вулканокластических образований на Азасском вулканическом плато свидетельствует о значительном распространении ледников в эпоху активизации вулканизма. К/Аг датирование вулканов-туя показало интенсивное выдвигание ледников в MIS 5 на Азасском вулканическом плато [Ярмлюк и др., 2001; Сугоракова и др., 2003; Komatsu et al.,

2007] (см. рис. 1). Ледники, покрывавшие эти вулканы, могли представлять собой покровы мощностью 300—600 м и распространяться на тысячи км². Возможно, что в это время начинает формироваться крупный ледниковый покров в восточной части Тоджинской впадины как продолжение ледников Азасского вулканического плато и хр. Большой Саян. На активное формирование ледников в MIS 5 указывали С.К. Кривоногов с соавторами [Krivonogov et al., 2005] (см. рис. 1), изучавшие подпорное Дархатское палеозеро. Формирование сплошного крупного ледникового покрова в Тоджинской впадине произошло не ранее 160 тыс. л.н. Об этом свидетельствуют датированные подбазальтовые аллювиальные отложения, в разрезах которых отсутствуют ледниковые толщи [Мацера, 1993] (см. рис. 1).

MIS 4 (71—57 тыс. лет). Масштабы оледенения в MIS 4 соответствовали предыдущей стадии MIS 5. Ледники лежали сплошным покровом на Азасском вулканическом плато [Ярмолюк и др., 2001] (см. рис. 1) и, возможно, в Тоджинской впадине. В Мондинской впадине находился крупный ледник, стекавший по долине р. Иркут и формировавшийся за счет ледников Тункинских Гольцов и Большого Саяна [Уфимцев и др., 2003] (см. рис. 1). Кроме покровных ледников и ледоемов многие долины на восточном и северном склонах Большого Саяна также были охвачены оледенением. Мощность долинных ледников составляла 700—800 м, ледяного поля на Азасском вулканическом плато — 600—300 м и толщина Восточно-Тоджинского ледяного купола достигала 700 м [Arzhannikov et al., 2012]. Для конечных морен в долинах Окинского плоскогорья и хр. Кропоткина нами получена одна дата 62.0 ± 3.5 тыс. лет (¹⁰Be) по образцу с сайлагской морены, взятому с внешнего вала. Этот возраст согласуется с возрастом конечной морены в Мондинской впадине [Уфимцев и др., 2003] (см. рис. 1) и со временем формирования вулканов-туяя Приозерный и Соруг-Чушку-Узю [Ярмолюк и др., 2001] (см. рис. 1).

MIS 3 (57—24 тыс. лет). Опубликованные данные об оледенении юга Восточного Саяна и Северной Монголии в MIS 3 являются наиболее противоречивыми и дискуссионными. Одни исследователи [Nemchinov et al., 1999; Krivonogov, 2005] считают, что сокращение ледников достигло современных размеров, и долины были освобождены ото льда. Другие, соглашаясь в целом с идеей сокращения ледников, выступали против их значительного или даже полного исчезновения [Олюнин, 1965; Мацера, 1993]. Третьи полагают, что ледники в этот период не только не сокращались, а находились в фазе роста [Gillespie et al., 2008]. Действительно, с одной стороны, в этот период идет сокращение ледников на Азасском вулканическом плато, где формируются вулканические постройки в аэральных условиях, а не в подледных [Ярмолюк и др., 2001]. Происходит деградация ледников на северных склонах Большого Саяна в верховьях долины р. Хоре [Nemchinov, 1999]. И в то же время происходит выдвигание ледников в Дархатской впадине, что приводит к образованию крупного подпорного Дархатского палеозера [Gillespie et al., 2008].

Существовавший сплошной ледниковый покров на Азасском вулканическом плато в MIS 5 и 4, по всей видимости, начал интенсивно деградировать в MIS 3. Об этом свидетельствует толща Улуг-Аргинского вулкана с возрастом 48 ± 20 тыс. лет (K/Ar) [Ярмолюк и др., 2001], сформировавшаяся в аэральных условиях. Исчезновение основной части льда или его кардинальное сокращение на самом плато привело к значительному, но неполному [Мацера, 1993] сокращению долинных ледников, являвшихся продолжением покровного ледника. Мощность стаявшего льда определяется по уровню комплекса боковых морен и составляет около 400 м. Сохранившаяся часть долинных ледников имела мощность от 300 до 400 м.

В 100 км к юго-востоку от Азасского вулканического плато в ходе изучения разреза озерно-пролювиальных отложений [Nemchinov et al., 1999] в реликтовом каре гольцовой части хр. Большой Саян были найдены свидетельства сокращения оледенения. На глубине 17.0—17.5 м от поверхности была обнаружена древесина с возрастом 47500 ± 1500 лет (¹⁴C), соответствующая MIS 3 и свидетельствующая о полной деградации ледника в этой части Восточного Саяна. О существенном потеплении в это время говорят и палинологические данные. Спорово-пыльцевой комплекс отражает преобладание древесно-кустарниковой растительности: *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* и др. [Nemchinov et al., 1999].

В то же время в непосредственной близости, в 50—70 км к западу от объекта, который изучал В.Г. Немчинов [Nemchinov et al., 1999], на юго-западном склоне Большого Саяна, в долине р. Тэнгис-Гол располагался крупный ледник, выдвинувшийся в долину р. Шишхид-Гол и перекрывший сток из Дархатской впадины. В период 35—53 тыс. л.н. в этой части Северной Монголии образовалось крупнейшее подпорное озеро объемом 250 км³ [Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009]. С такой точкой зрения в корне не согласны С.К. Кривоногов с соавторами [Krivonogov et al., 2005]. По их мнению, гигантское Дархатское озеро образовалось в MIS 5d (5b). Его существование в MIS 3 опровергается находкой в обнажении Талын-Нур дельтовых отложений реки каргинского возраста, впадавшей в Дархатское палеозеро гораздо меньших размеров.

По результатам бурения [Bezrukova et al., 2010] в оз. Котокель (восточный берег оз. Байкал) были получены данные высокого разрешения для последних 47 тыс. лет. Интерстадиал 47—30 тыс. л.н. харак-

теризуется суровым и холодным климатом с преобладанием ксеротических степных, тундростепных ландшафтов. В течение этого времени возникали небольшие периоды потепления, фиксируемые расширением лесной растительности. Возможно, что в фазы потепления формировались почвы в периферийной части конечных морен. Об этом свидетельствуют данные, полученные при изучении разреза делювиально-пролювиальных отложений в левом борту долины р. Жомболок ниже конечной морены. Разрез представляет собой пролювиально-делювиальную пачку, где на глубине 5 м расположен 30—40 см погребенный почвенный горизонт. Его календарный возраст по радиоуглероду составляет 39160 ± 1620 лет и относится к MIS 3 [Arzhannikov et al., 2012].

Вероятно, что в стадии кратковременного потепления в отдельных горных массивах, расположенных внутри хр. Большой Саян, произошло частичное сокращение ледников. К примеру, сокращение ледников в верховьях р. Хоре на северном склоне массива Мунку-Сардык [Nemchinov et al., 1999] и на Азасском вулканическом плато [Ярмолук и др., 2001; Сугоракова и др., 2003]. В то же время огромные по своим площадям центры оледенений, расположенные на склонах и в осевой зоне хр. Большой Саян, позволили сохраниться, а в некоторых случаях и активно развиваться долинным ледникам. Как, например, это произошло при формировании Дархатского подпорного палеоозера [Gillespie et al., 2008].

MIS 2 (24—11 тыс. лет). В MIS 2 по результатам [Nemchinov et al., 1999; Krivonogov et al., 2005] ледники имели ограниченное распространение и не достигали размеров предыдущего оледенения. По данным [Gillespie et al., 2008] для Дархатской впадины, ледники MIS 2 выдвигались до позиции ледников MIS 3. Для северо-западной части Окинского плоскогорья ледники в MIS 2 выдвигались до позиций ледников MIS 5 и MIS 4, хотя по объему они уступали ледникам предыдущих стадий [Arzhannikov et al., 2012]. По результатам исследований скважины оз. Котокель, последний ледниковый период в Прибайкалье имел место 30—17 тыс. л.н. и характеризовался усилением аридности и господством открытых травянистых ландшафтов [Bezrukova et al., 2010].

Полученные возрасты экспонированных поверхностей по ^{10}Be [Horiuchi et al., 2004; Margold et al., 2014] для конечно-моренных комплексов на севере и юге Байкала свидетельствуют о существовании крупных ледников в горном обрамлении озера в сартанское время (MIS 2).

По нашим данным, оледенение в MIS 2 на юге Восточного Саяна охватывало обширные территории. Основным центром оледенения являлся хр. Большой Саян, протягивающийся от хр. Ергак-Тайга до Мондинской впадины и хр. Хамар-Дабан. Другими центрами оледенения были Китойские и Тункинские Гольцы. Средний экспонированный возраст ледниковых отложений в Мондинской впадине и долинах Окинского плоскогорья составляет 14, 16 и 22 тыс. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднем плейстоцене Тоджинская впадина, хр. Большой Саян, Азасское вулканическое плато, часть Окинского плоскогорья, Мондинская впадина и речные долины юга Восточного Саяна были покрыты мощным слоем льда. Его толщина в Тоджинской впадине достигала 700 м. На Азасском вулканическом плато составляла 300—600 м, в Мондинской впадине 300 м и в долинах юга Восточного Саяна — 700—800 м. Уменьшение толщины ледников с запада на восток обусловлено перехватом основной доли осадков хребтом Большой Саян при преобладающих западных и северо-западных ветрах.

Крупное поле льда, вероятно, было сформировано в MIS 5. Выдвижение ледников и формирование полупокровных ледников происходило одновременно с формированием части вулканов-туяя на Азасском вулканическом плато. В MIS 4 ледники продолжали активно развиваться, о чем свидетельствуют гиалокластитовые постройки вулканов Соруг-Чушку-Узю и Приозерный. В каргинское время (MIS 3) произошло сокращение ледников в Тоджинской впадине и на Азасском вулканическом плато. В то же время началось выдвижение ледников в сторону Дархатской впадины.

Ледники длиной десятки километров, спускавшиеся по долинам восточного склона хр. Большой Саян, оставили конечные морены длиной до 10 км. Форма конечных морен имеет сложную конфигурацию. В продольном профиле морен выделяются валы, которые, возможно, отвечают различным стадиям позднеплейстоценового оледенения. Полученные даты по космогенным изотопам ^{10}Be свидетельствуют о формировании части конечно-моренного комплекса в долинах Окинского плоскогорья в MIS 2. Проведенное датирование экспонированных поверхностей валунов конечных морен и приледниковых флювиальных равнин показало, что средневзвешенный экспонированный возраст в долинах Окинского плоскогорья составляет 16, 22 тыс. лет и в Мондинской впадине 14 тыс. лет. Таким образом, в сартанское время (MIS 2) ледники выдвинулись до позиции конечных морен ранних этапов оледенения, но при меньшей мощности льда.

Авторы выражают благодарность рецензентам д.г.н., профессору А.Н. Рудому и д.г.-м.н. С.К. Кривоногову за конструктивные советы и замечания, которые помогли улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00361).

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р., Назаров А.Н., Непоп Р.К., Орлова Л.А. Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена Юго-Восточного Алтая (Центральная Азия) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 712—737.

Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. Возраст формирования и деструкции мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (7), с. 894—905.

Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (10), с. 1495—1508.

Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. Позднечетвертичная геодинамика Хиргиснурской впадины и ее горного обрамления (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (2), с. 276—288.

Аржанников С.Г., Инешин Е.М., Аржанникова А.В., Снопков С.В. Палеогеографическая обстановка обитания человека в долинах рек Окинского плоскогорья в Восточном Саяне (на примере долины р. Сенца) // Известия лаборатории древних технологий, 2010а, № 8, с. 291—302.

Аржанников С.Г., Алексеев С.В., Глызин А.В., Кулагина Н.В., Игнатова Н.В., Орлова Л.А. Динамика развития природной среды в конце плейстоцена и голоцене западной части Тоджинской впадины (Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2010б, т. 51 (2), с. 206—221.

Аржанников С.Г., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Демонтерова Е.И., Орлова Л.А., Пигати Д. Этапы формирования Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11 (отв. ред. Е.В. Скляров). Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2013, с. 22—24.

Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М., Техносфера, 2006, 576 с.

Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Аржанникова А.В., Васильчук А.К., Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Изотопный состав ледогрунтового ядра минеральных бугров пучения в долине реки Сенца, Восточный Саян // Криосфера Земли, 2015.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука, 1965, 166 с.

Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М., Наука, 1987, с. 151—171.

Гросвальд М.Г. Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Известия АН. Серия географическая, 2003, № 2, с. 83—92.

Девяткин Б.В. Кайнозой Внутренней Азии. М., Наука, 1981, 196 с.

Ефимцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая (Тр. ГИН АН СССР, вып. 61). 1961, 164 с.

Войейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Записки минерального общества. Сер. 2, ч. 16, СПб., 1881, с. 21—90.

Ивановский Л.Н. Оледенение Алтая второй половины антропогена // Проблемы гляциологии Алтая, 1972, с. 91—95.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отделения русского географического общества. Кн. 9—10. Иркутск, 1867, с. 31—76.

Львов А.В. О геологических исследованиях Тункинских и Китайских Альпах // Советская Азия, 1930, № 3—4, 5—6, с. 23—48.

Максимов Е.В. О происхождении террас Мондинской котловины в Восточном Саяне // Известия Всесоюзного географического общества, 1965, т. 97, вып. 4, с. 370—373.

Мацера А.В. Рельефообразующая роль оледенения Восточного Саяна // Геоморфология, 1993, № 3, с. 84—92.

Мельникова Л.В., Николаев В.С., Демьянович Н.И. Шишкинская писаница. Изд-во ИЗК СО РАН, Иркутск, 2012, т. 2, 287 с.

Минина Б.А. О среднеплейстоценовых оледенениях Южного Алтая // Вестн. Ленингр. ун-та. Геология, география, 1971, № 6, вып. I, с. 115—125.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климатохроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М., Географический факультет МГУ, 2011, с. 44—77.

- Молчанов И.А.** Восточный Саян // Очерки по геологии Сибири. Т. 5. Л., Изд-во АН СССР, 1934, 82 с.
- Обручев С.В.** Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Известия Всесоюзного географического общества, 1953, т. 85, вып. 5, с. 532—546.
- Окишев П.А.** Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1982, 208 с.
- Окладников А.П., Запорожская В.Д.** Ленские писаницы: наскальные рисунки у деревни Шишкино. М., Л., Наука, 1959, 145 с.
- Олюнин В.Н.** Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., Наука, 1965, 128 с.
- Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В.** Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // Лед и снег, 2013, № 3 (123), с. 45—54.
- Перетолчин С.П.** Ледники хребта Мунку-Сардык // Известия Томского технологического института, 1908, т. 9, № 1, с. 51.
- Раковец О.А., Богачкин Б.М.** Признаки древних оледенений в долинах Чуй и Катунь // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41, с. 75—81.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В.** Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск, Наука, 2000, 288 с.
- Рудой А.Н.** Четвертичные ледоемы гор Южной Сибири // Материалы гляциологических исследований, 2001, вып. 90, с. 40—49.
- Рудой А.Н.** Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение) Томск, ТГПУ, 2005, 228 с.
- Рудой А.Н., Русанов Г.Г.** Последнее оледенение Северо-Западного Алтая. Бассейн реки Коксы. Томск, Изд-во НТЛ, 2010, 240 с.
- Рудой А.Н., Браун Э.Г., Галахов В.П., Черных Д.В.** Новые абсолютные датировки четвертичных гляциальных паводков Алтая // Изв. Бийского отделения РГО, 2006, вып. 26, с. 148—151.
- Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В.** Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. М., Наука, 1964, 280 с.
- Свиточ А.А., Хорев В.С.** Древние ледниковые отложения и оледенения Горного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, т. 4, с. 101—108.
- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл, ТУВИ-КОПР СО РАН, 2003, 92 с.
- Черский И.Д.** К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири (система р. Лены, Байкала, Иркутка, Китоа и Белой) // Известия Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества, 1881, т. 12, № 4—5, с. 2—7.
- Уфимцев Г.Ф., Первалов А.В., Резанов В.П., Кулагина Н.В., Машук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В.** Радиотермомлюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (3), с. 226—232.
- Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.И., Литасов И.Д., Прудников С.Т., Аракельянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М.** Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001, № 3, с. 3—32.
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourles 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. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.06.005
- Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.-F., Déverchère J., Stéphan J.F., Arjannikov S., San'kov V.** Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia-Siberia) // Terra Nova, 2004, v. 16, p. 265—272.
- Balco G., Stone J., Lifton N., Dunai T.** A simple, internally consistent, and easily accessible means of calculating surface exposure ages and erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements // Quat. Geochron., 2008, v. 3, p. 174—195.
- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y.** The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 126, p. 91—108.
- Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F.** Last glacial—interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 185—198.

- Bennett M.R.** The morphology, structural evolution and significance of push moraines // *Earth Sci. Rev.*, 2001, v. 53, p. 197—236.
- Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob J.** Determination of the ^{10}Be half-life by multi-collector ICP-MS and liquid scintillation counting // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B*, 2010, v. 268, p. 192—199.
- Gosse John C., Phillips Fred M.** Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application // *Quat. Sci. Rev.*, 2001, v. 20, p. 1475—1560.
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A.** Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // *Quat. Res.*, 2008, v. 69, p. 169—187.
- Horiuchi K., Matsuzaki H., Osipov E., Khlystov O., Fujii S.** Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al dating of erratic boulders in the southern coastal area of Lake Baikal, Siberia // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B*, 2004, v. 223—224, p. 633—638.
- Jolivet M., Arzhannikov S., Arzhannikova A., Chauvet A., Vassallo R., Braucher R.** Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, Special Issue SI, p. 117—133.
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ershov K.** Geomorphology of subglacial volcanoes in the Azas Plateau, the Tuva Republic, Russia // *Geomorphology*, 2007, v. 88, p. 312—328.
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H., Baker V.R.** Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River // *Geomorphology*, 2009, v. 104, p. 143—164.
- Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U.C., Knie K., Rugel G., Wallner A., Dillmann I., Dollinger G., Lierse von Gostomski, ch., Kossert K., Maitia M., Poutivtsev M., Remmert A.** A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B*, 2010, v. 268, p. 187—191.
- Krивonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistryukov A.A.** Ice damming of the Darhad paleolake (northern Mongolia) during the Late Pleistocene // *Quat. Int.*, 2005, v. 136, p. 83—94.
- Krивonogov S.K., Yi S., Kashiwaya K., Kim J.C., Narantsetseg T., Oyunchimeg T., Safonova I.Y., Kazansky A.Y., Sitnikova T., Kim J.Y., Hasebe N.** Solved and unsolved problems of sedimentation, glaciation and paleolakes of the Darhad Basin, Northern Mongolia // *Quat. Sci. Rev.*, 2012, v. 56, p. 142—163.
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Reznichenko N.V., Codilean A.T., Fink D.** Late Pleistocene glaciation of the Kodar Mountains, south-central Siberia, constrained by Be-10 exposure dating // *Geophys. Res. Abstr.*, 2014, v. 16, p. 9946.
- Nemchinov V.G., Budaev R.T., Rezanov I.N.** Pleistocene glaciations of the eastern Sayan Mountains // *Antropozoikum*, 1999, v. 23, p. 11—15.
- Putkonen J., O'Neal M.** Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America // *Geomorphology*, 2006, v. 75, p. 408—419.
- Reuther A.U., Herget J., Ivy-Ochs S., Borodavko P.S., Kubik P.W., Heine K.** Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be // *Geology*, 2006, v. 43, № 11, p. 913—916.

*Рекомендована к печати 21 октября 2014 г.
Н.А. Берзиньм*

*Поступила в редакцию
17 июня 2014 г.*