

О ФАЦИАЛЬНОМ СОСТАВЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ВЕРХНЕЕНИСЕЙСКОЙ ТОЛЩИ В ТУВИНСКОЙ И МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНАХ

И.Д. Зольников^{1,2,3}, И.С. Новиков¹, Е.В. Деев^{2,3,4}, А.В. Шпанский⁵, М.В. Михаревич⁶

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

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

⁶ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

Статья посвящена толще, которая широко распространена в долине Енисея, а также в Тувинской и Минусинских котловинах, присутствует в долинах южной части Чулымской равнины. Отложения этой толщи описывались предшественниками и как «мусорные неогеновые глины», и как морены, и как пролювий, и как аллювий высоких террас среднего плейстоцена, и как озерные отложения. Грядовый рельеф на террасовых поверхностях Верхнего Енисея традиционно трактовался как ребристые морены, но в последнее время неоднократно публиковалась интерпретация этих гряд как знаков гигантской ряби течения. Кроме того, в научной литературе появились геологические описания фрагментов этой толщи с катафлювиальной трактовкой ее формирования.

Геоморфологический анализ территории позволяет утверждать, что плейстоценовые ледники не выходили за пределы областей развития среднегорного рельефа. Они не достигали Тувинской и Минусинской котловин, занимали большие территории только в Тоджинской котловине и на периферии Дархатской котловины, образуя ледниковую запруду на выходе из нее, что приводило к формированию ледниково-подпрудных озер, заполнявших ее целиком. С прорывами этих озер связано образование катафлювиальной толщи, которую в предлагаемой статье предложено выделить под названием «верхнеенисейская». Дана детальная характеристика различных фаций, которые входят в ее состав. Показана однотипность этих отложений с отложениями сальджарской и ининской толщ Горного Алтая. Основной объем верхнеенисейских катафлювиальных осадков отложился в понижениях Тувинской и Минусинских котловин. Катафлювиальные отложения верхнеенисейской толщи слагают высокие террасы рек юга Чулымской равнины при выходе их за пределы Алтае-Саянской горной области: Енисея, Чулыма, Чети, Кии.

Образование верхнеенисейской толщи происходило в первой половине позднего неоплейстоцена, так как в нее вложен аллювий второй надпойменной террасы Енисея. Имеющиеся данные позволяют выдвинуть предположение о том, что верхнеенисейская толща сформировалась во время первого регионального позднеоплейстоценового оледенения, что соответствует второй ступени верхнего неоплейстоцена. Стратиграфическим аналогом в Горном Алтае является сальджарская толща, которая на Предалтайской равнине участвует в строении четвертой надпойменной террасы Оби.

Таким образом, верхнеенисейская и сальджарская толщ в перспективе могут рассматриваться как региональный маркер, который служит связующим звеном для местных стратиграфических схем Алтае-Саянской горной области и прилегающей Западно-Сибирской равнины. Полученные результаты требуют проверки геохронологическим датированием и прежде всего современными люминесцентными методами, превышающими хронологический диапазон радиоуглеродного метода.

Четвертичная геология, гляциальные супернаводки, Енисей, Тувинская и Минусинские котловины

FACIES COMPOSITION AND STRATIGRAPHIC POSITION OF THE QUATERNARY UPPER YENISEI SEQUENCE IN THE TUVA AND MINUSA DEPRESSIONS

I.D. Zol'nikov, I.S. Novikov, E.V. Deev, A.V. Shpansky, M.V. Mikharevich

The paper concerns the sediment sequence, which is widespread in the Yenisei valley and in the Tuva and Minusa depressions and also present in the valleys of the southern Chulym plain. The sediments of this sequence were previously described as “Neogene mud-shedding”, as well as moraines, alluvial fan deposits, alluvium of Middle Pleistocene high terraces, and lacustrine sediments. The giant ripple marks on the Upper Yenisei terraces was commonly interpreted as ribbed moraines; however, in recent studies, these ridges have been repeatedly

referred to as marks of giant current ripples. Besides, some recently published papers provide description of geology of this sequence fragments suggesting its deposition by cataclysmic floods. Geomorphological analysis of the area shows Pleistocene glaciers to have been localized within the medium–high mountainous areas. The glaciers did not reach the Tuva and Minusa depressions and occupied large areas only in the Todzha basin and on the periphery of the Darkhat basin, forming a glacial dam at its outlet, which resulted in glacial-dammed lakes filling the basin completely. These lakes outburst, and the resultant flooding led to the deposition of megaflood sediments, which we refer to here as the Upper Yenisei sediment sequence. A detailed analysis of its facies architecture revealed similarity of these sediments to those of the Sal'dzhar and Inya sequences in Gorny Altai. Most of the Upper Yenisei megaflood sediments are localized in topographic lows of the Tuva and Minusa depressions. Beyond the Altai–Sayan mountainous area, the megaflood sediments of the Upper Yenisei sequence compose high terraces of the Yenisei, Chulym, Chet', and Kiya rivers in the southern Chulym plain. The formation of Upper Yenisei sequence dates to the first half of the Late Pleistocene, inasmuch as it contains inset alluvial sediments of the second terrace of the Yenisei River. The available data allow suggesting that the Upper Yenisei sequence formed in the first Late Pleistocene regional glaciation. The Sal'dzhar sequence in Gorny Altai and the fourth terrace of the Ob' River on the Fore-Altai plain are stratigraphic analogs of the Upper Yenisei sequence. The Upper Yenisei and Sal'dzhar sequences can thus be considered future regional markers serving as a link for the local stratigraphic schemes of the Altai–Sayan mountainous area and adjacent West Siberian plains. The results obtained call for verification by geochronological dating, first of all, by modern luminescence dating methods covering a wider chronological interval than radiocarbon dating.

Quaternary geology, glacial megaflood, Yenisei, Tuva and Minusa depressions

ВВЕДЕНИЕ

Давно известный в Тувинской котловине грядовый рельеф на террасовидных поверхностях рек Улуг-Хем (Верхний Енисей) и Ка-Хем (Малый Енисей) в окрестностях г. Кызыл изначально интерпретировался как ребристая морена [Борисов, Минина, 1980] и считался признаком оледенения территории. Однако геологических признаков наличия плейстоценовых оледенений в этой части долины Енисея не наблюдалось, и в качестве альтернативной версии было выдвинуто представление о формировании данного рельефа под воздействием гляциальных суперпаводков [Гроссвальд, 1987]. Суперпаводки возникли при спусках ледниково-подпрудных озер из Дархатской котловины. Наличие этих палеоозер было установлено намного раньше [Спиркин, 1970], чем возник вопрос о природе грядового рельефа. О возрасте последнего прорыва озера из Дархатской котловины существуют разные точки зрения: от МИС-5d до МИС-2 [Krivonogov et al., 2005, 2012; Аржанникова и др., 2014; Batbaatar, Gillespie, 2016a, b]. Компьютерное моделирование наводнения, вызванного разрушением ледяной плотины этого палеоозера, показало вероятный пиковый расход воды 3.5×10^6 м³/с, что составляет примерно одну пятую от расхода паводка, образовавшего скэбленд при опорожнении палеоозера Миссула — классического объекта катафлювиального морфолитогеоза [Komatsu et al., 2009].

Грядовые формы рельефа расположены в 20–30 м над поймой Енисея, на террасовидных площадках, длина которых составляет от 3 до 10 км, а ширина — от 0.5 до 1.5 км [Ямских, 1993]. Площадки, на которых расположена гигантская рябь течения, к аллювиальным террасам не имеют никакого отношения, так как являются формами, ограничивающими с поверхности суперпаводковую толщу. Она имеет в своем составе слои глыбовников, вскрывающиеся в береговых обрывах [Komatsu et al., 2009]. Таким образом, суперпаводковый генезис отложений, слагающих цоколь средних террас Енисея в Тувинской впадине, установлен предыдущими исследователями, так же как источник прорыва озерно-ледниковых вод (Дархадская котловина) и пиковые расходы воды. Предлагаемая публикация посвящена анализу геологического строения и геоморфологического положения суперпаводковой толщи, которую предлагается назвать верхнеенисейской, на разных участках долины Енисея, а также предварительному обоснованию ее возраста и стратиграфического положения. Название дается по Верхнему Енисею (тувинский топоним Улуг-Хем) относящемуся к участку Енисея, расположенному в Тувинской впадине между слиянием Большого Енисея (Бий-Хем) и Малого Енисея (Ка-Хем) и впадением Хемчика, после которого Енисей уже под своим привычным названием резко поворачивает на север и уходит в ущелье, пересекающее Западный Саян.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВЕРХНЕЕНИСЕЙСКОЙ ТОЛЩИ

Алтае-Саянская горная область образовалась в ходе кайнозойской активизации на месте региональной мел-палеогеновой поверхности выравнивания и позиционно связана с внутриконтинентальной мобильной зоной, имеющей длительную историю развития. К кайнозою она имела высокую степень консолидации, практически исключавшую складкообразование. Поэтому отличительными чертами кай-

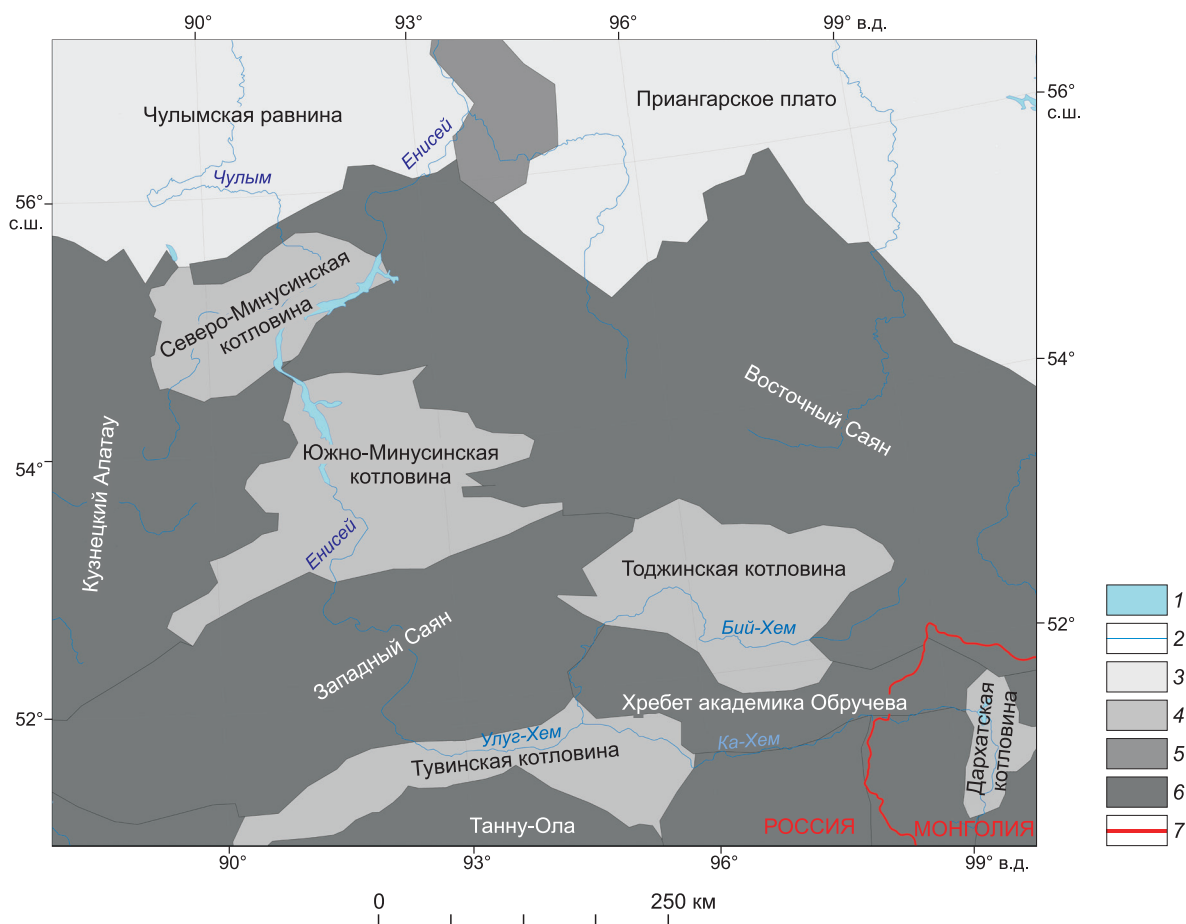


Рис. 1. Орографическая схема северо-восточной части Алтае-Саянской горной области.

1, 2 — элементы гидрографии: 1 — озера и водохранилища, 2 — реки; 3–6 — орографические элементы: 3 — равнины; 4 — межгорные котловины; 5, 6 — горные сооружения: 5 — низкогорные, 6 — средне- и высокогорные; 7 — линия государственной границы.

нозойского горного пояса стало формирование многочисленных однотипных хребтов блокового типа и расположенных между ними межгорных впадин, иногда достигающих значительных размеров [Новиков, 2001].

Северо-восточная часть Алтае-Саянской горной области обрамляется с севера пластовыми равнинами на слабдеформированных мезозойско-кайнозойских (Чулымская равнина) и верхнепалеозойско-мезозойских (Приангарское плато) породах. Она включает в себя горные сооружения Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, Танну-Ола и хр. Академика Обручева, между которыми расположены Северо- и Южно-Минусинские котловины, Тоджинская, Тувинская и Дархатская котловины (рис. 1).

Все хребты этой части Алтае-Саянской горной области имеют блоковую структуру и ярко выраженное ярусное строение, обусловленное различиями в амплитудах воздымания слагающих их блоков (рис. 2). В пределах наиболее приподнятых блоков развит высокогорный рельеф. Исходная поверхность выравнивания сохранилась здесь в виде незначительных фрагментов, и в ходе неоднократных плейстоценовых оледенений блоки приобрели альпинотипный облик с характерными водораздельными гребнями, разделяющими ледниковые долины. Область высокогорного рельефа распространена в Кузнецком Алатау в виде небольшого изометричного участка в центральной части, в Западном Саяне протягивается узкой полосой вдоль осевой части хребта, в Восточном Саяне смещена к югу, где образует обширный район. Хребты Академика Обручева и Танну-Ола имеют преимущественно высокогорный рельеф с незначительным развитием среднегорных ступеней. Среднегорные и низкогорные ступени обычно образуют периферии хребтов. Кузнецкий Алатау имеет преимущественно среднегорный рельеф, который обрамлен низкогорьями с севера, запада и востока, образующими зоны перехода к примыкающим рав-

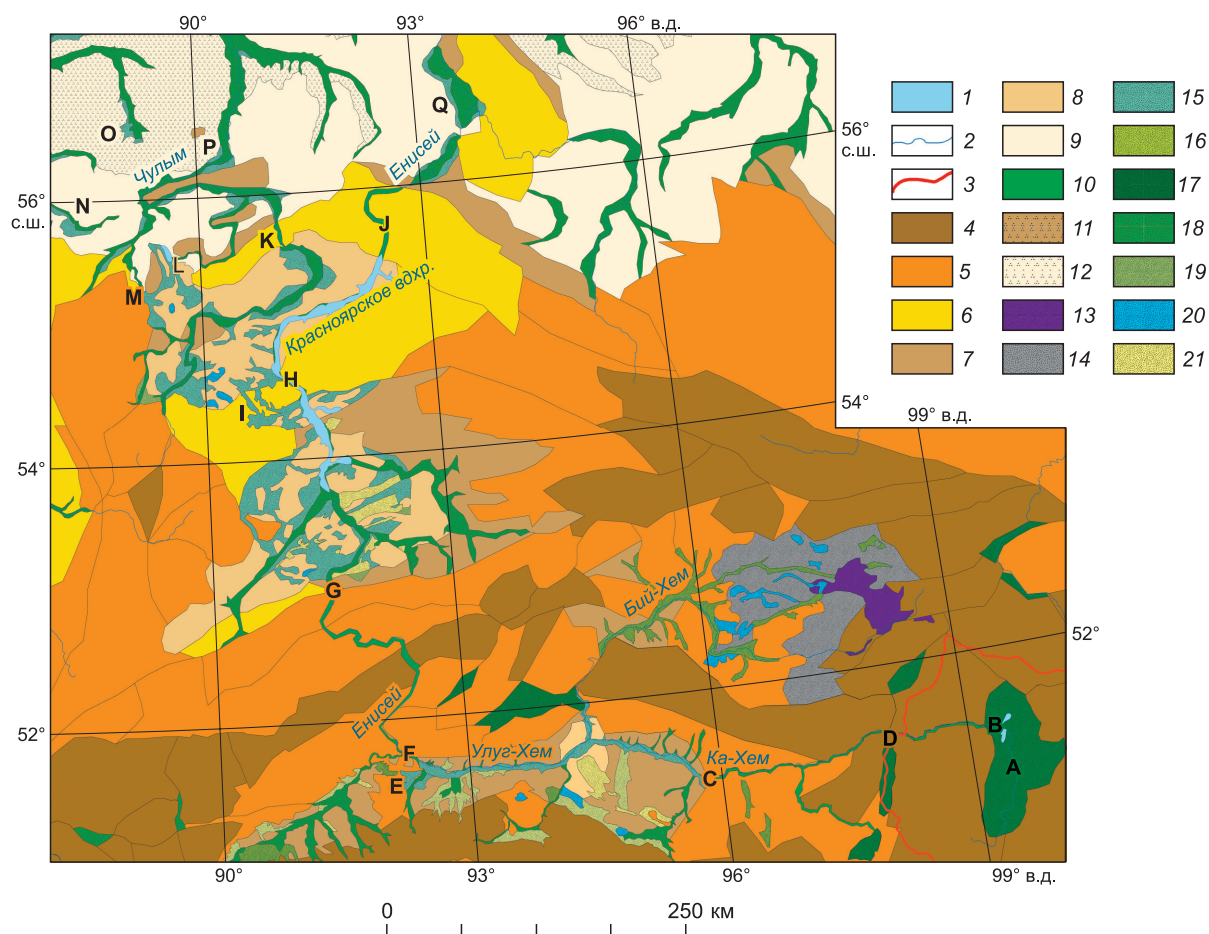


Рис. 2. Геоморфологическая схема северо-восточной части Алтае-Саянской горной области.

1, 2 — элементы гидрографии: 1 — площадные, 2 — линейные; 3 — государственные границы. Геоморфологические формации: денудационные (4–10): 4–6 — на приподнятых неотектонических блоках мобильных зон с разломными границами: 4 — эрозионно-экзарационное высокогорье, 5 — эрозионно-делювиальное среднегорье, 6 — эрозионно-денудационное низкогорье; 7–9 — неотектонически стабильных зон: 7 — бугристый мелкосопочник, 8 — куэстовый мелкосопочник, 9 — пластовые равнины; 10 — эрозионные долины. Денудационно-аккумулятивные (11, 12): 11 — бугристый мелкосопочник под лессовым покровом, 12 — пластовые равнины под лессовым покровом. Аккумулятивные (13–21): 13 — лавовые плато, 14 — моренные поля, 15 — катафлювиальные равнины, 16 — пролювиальные равнины, 17 — лимно-аллювиально-пролювиальные нерасчлененные межгорных впадин, 18 — аллювиальные поймы и террасы, 19 — аллювиально-пролювиальные равнины, 20 — озерные равнины, 21 — золотые пески.

Буквами на схеме обозначены: **А** — Дархатская впадина; **В** — место ледовой подпруды на выходе из Дархатской впадины; **С** — восточное окончание катафлювиальной толщи в Тувинской впадине; **Д** — западное окончание катафлювиальной толщи в Тувинской впадине; **Е** — участок предполагаемой сохранности катафлювиальных отложений; **Г** — канал разгрузки катафлювиала из Тувинской впадины через Западный Саян; **И** и **Н** — каналы разгрузки катафлювиала из Южно-Минусинской впадины; **Ж, К, Л, М** — каналы разгрузки катафлювиала из Северо-Минусинской впадины; **О, Р, Q** — предполагаемые участки распространения катафлювиальной толщи на Чулымской равнине.

ниам. В Западном Саяне широкие полосы среднегорного рельефа протягиваются к северу и к югу от осевой высокогорной зоны. В Восточном Саяне области среднегорного и низкогорного рельефа широко распространены, образуя зоны перехода к Минусинским впадинам и Приангарскому плато.

Межгорные котловины рассматриваемой территории почти не содержат отложений, коррелятных неотектонической активизации. Днища Минусинских и Тувинской котловин образованы реликтами мел-палеогенового пенеплена. В Тоджинской котловине широко распространены ледниковые отложения и кайнозойские эффузивы. В Дархатской котловине днище образовано пенепленом, прикрытым маломощными осадками ледниково-подпрудного озера и моренами на периферии котловины. В рифтовой части скважинами вскрыто более 165 м рыхлых отложений, из которых подпрудного озера — около 30 м [Krivonogov et al., 2012].

Крупных современных ледников хребты рассматриваемой территории лишены. Плейстоценовые ледниковые формы рельефа и отложения доминируют в высокогорье, широко развиты в среднегорье, где наряду с ними сохранились обширные участки поверхности выравнивания. В низкогорье доминирует поверхность выравнивания, в той или иной степени расчлененная эрозионными формами. Плейстоценовые ледники не выходили за пределы областей развития среднегорного рельефа. Они не достигали Тувинской и Минусинской котловин, занимали большие территории только в Тоджинской котловине и на периферии Дархатской котловины, образуя ледниковую запруду на выходе из нее, что приводило к формированию ледниково-подпрудного озера, заполнявшего ее целиком. С прорывами этих озер и связано формирование катафлювиальной верхнеенисейской толщи.

Вершинная поверхность хребтов в большинстве случаев образована реликтами поверхности выравнивания. За исключением случаев, когда хребты разделены межгорными впадинами, их разделяют узкие приразломные долины. В пределах Алтае-Саянской горной области высота вершинной поверхности в основном лежит в пределах 2500—3500 м над уровнем моря. Наличие однообразных по высоте и морфологии горных хребтов и крупных межгорных впадин на фоне климатических колебаний плейстоцена привели к одному периодическому феномену, не имеющему аналогов в голоцене. При опускании снеговой линии ниже уровня вершинной поверхности хребтов горный пояс быстро становился крупным центром оледенения горно-долинного типа, а при поднятии снеговой линии выше уплощенных водоразделов дегляциация также была очень энергичной. Крупные межгорные впадины ледниками не занимались, за исключением Тоджинской. Однако ледниками загораживались дренирующие долины, и в начале межледниковий во впадинах образовывались большие по площади и глубокие озера, поскольку дренажная сеть была еще занята языками ледников. При разрушении ледниковых плотин крупные массы воды устремлялись в узкие долины, переполняя их, вовлекая в перемещение огромные объемы рыхлого материала. Проходя по долинам, межгорным впадинам и вырываясь на предгорные равнины, катастрофические потоки создавали парагенез характерных форм рельефа и отложений, которые сильно отличаются от морфологических и литологических проявлений других экзогенных процессов. Таким образом, при каждом суперпаводке в горах и на равнинах формировались толщи, которые в перспективе могут стать надежными маркирующими горизонтами, особенно ценными тем, что они позволяют решать вопросы корреляции стратиграфических схем горных и долинных территорий, исторически являющихся камнем преткновения при расчленении и корреляции четвертичных толщ.

Все вышесказанное в полной мере относится к верхнеенисейской толще. Ее формирование связано с опорожнением озерного бассейна, существовавшего в Дархатской котловине (**A**) (здесь и ниже буквы являются условными обозначениями на рис. 2), имеющей протяженность до 130 км и ширину до 50 км. Озеро возникло в позднем плейстоцене в связи с запираем выходом из нее ледниковой плотиной в районе истока Малого Енисея (Шишгид-Гола) (**B**). При разрушении ледниковой плотины большие массы воды ринулись в ущелье верховий Малого Енисея (Ка-Хема), имеющее протяженность около 235 км (**BC**). Этот участок долины на большей части протяженности плохо проходим и недостаточно изучен. Поэтому сложно сказать, отлагались ли вовлеченные в суперпаводок осадки в верхней части долины Улуг-Хема. Возможно, они сохранились в устьевых частях притоков, и наиболее перспективный для обнаружения таких осадков участок находится в месте пересечения долиной Улуг-Хема неотектонической впадины меридионального простирания в районе государственной границы России и Монголии (**D**). После выхода водного потока в Тувинскую впадину, его скорость резко снизилась, и произошло выпадение содержащегося в нем рыхлого материала с формированием катафлювиальной равнины протяженностью около 280 км и шириной до 10 км (**CE**), которую ранее неоднократно описывали как высокие аллювиальные террасы Малого и Верхнего Енисея. Затем массы воды устремились в ущелье Енисея, пересекающее Западный Саян и имеющее протяженность около 230 км (**FG**). В настоящее время долина здесь занята водохранилищем и обнаружение отложений верхнеенисейской толщи в устьевых частях притоков Енисея на этом участке находится под вопросом. При выходе потока в Южно-Минусинскую впадину (**G**) его энергия резко падала и сразу же начиналось выпадение влекомых и взвешенных наносов. Выходя в Южно-Минусинскую впадину, поток широко разливался по ее плоскому скальному дну, чему способствовало сужение долины Енисея на выходе из Южно-Минусинской впадины при пересечении Енисеем отрога Восточного Саяна (Белдыкское Белогорье), разделяющего Северно- и Южно-Минусинские впадины (**H**). Верхнеенисейская толща занимает в Южно-Минусинской впадине территорию шириной 120 км и протяженностью 140 км, образуя прерывистый чехол в понижениях водоразделов, по бортам долин и в их переуглублениях. Разные ее фации описывались ранее как аллювий высоких террас и древних долин Енисея, или в качестве пролювиальных и озерных образований. В месте сужения долины Енисея при пересечении перемычки между Минусинскими впадинами катастрофический поток в ней не помещался и частично переливался через понижения восточного окончания Батеневского кряжа с выпадением катафлювиальных отложений (**I**). В связи с тем, что после пересечения перемычки долина Енисея резко поворачивает на северо-восток, основная масса па-

водковых вод продолжила движение не по ней, а прямо, и основной объем катафлювиальных осадков отложился в понижениях западной части Северо-Минусинской впадины, образуя прерывистый чехол, занимающий территорию протяженностью 160 км и шириной около 100 км, расположенную главным образом в верховьях Чулыма. Выход паводковых вод из Северо-Минусинской впадины на Чулымскую равнину происходил по долине Енисея (Ж), Чулыма (К), в районах г. Ужур, озеро Белое (Л) и Большое (М). Катафлювиальные отложения верхнеенисейской толщи слагают высокие террасы рек юга Чулымской равнины при выходе их за пределы Алтае-Саянской горной области: Енисея (Q), Чулыма (P), Чети (O), Кии (N).

ФАЦИИ СУПЕРПАВОДКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Строение суперпаводковых толщ Горного Алтая. Прежде чем обсуждать фации верхнеенисейской толщи, следует привести данные по Горному Алтаю, который является эталонным полигоном для изучения отложений гляциальных суперпаводков [Барышников, 1992; Бутвиловский, 1993; Парначев, 1999; Новиков, Парначев, 2000; Рудой, 2005; Зольников, Мистрюков, 2008; Carling et al., 2009; Зольников и др., 2015; Krivonogov et al., 2017; Deev et al., 2019]. В долинах Чуи и Катуня различные фации этого генетического типа описаны настолько детально, что это позволяет уверенно говорить об их идентичности с отложениями гляциальных суперпаводков (megafloods) в других регионах [Carling, 2013]. Согласно современным представлениям П.А. Карлинга, С.В. Парначева, И.Д. Зольникова, цикл гляциального суперпаводка начинается с базального слоя хорошо промытых глыбовников и валунно-глыбовников, промежутки между которыми выполнены галькой, щебнем, дресвой. Эти отложения чаще всего воспринимаются как неслоистые, так как в условиях фрагментарной обнаженности макрослоистость в них не фиксируется. Толщина такого базального слоя обычно составляет от 2 до 7 м, в среднем 4—5 м. Глыбовники и валунно-глыбовники формировались перед сужениями долин, на их резких поворотах и в устьевых участках притоков, где скорость потока падала. Такие отложения в рамках классификации С.В. Парначева [1999] названы селевой фацией, а их аналоги на территории равнинных палеогляциозон — фацией гляциоселей [Лаврушин, Голубев, 1996]. Такое название представляется для горных территорий не очень удачным, так как все фации данного генетического типа, а не только базальные валунно-глыбовники, относятся к гляциальным суперпаводкам или суперселям. Поэтому, отдавая должное прорывной для своего времени фациальной классификации С.В. Парначева, предлагается, тем не менее, называть эту фацию базальным ковром волочения, что более адекватно, на наш взгляд, отражает обстановку ее формирования. В.В. Бутвиловский [1993] определял их как «фацию массового волочения катастрофических паводков».

Стратиграфически выше валунно-глыбовников обычно залегают мощные параллельно-слоистые грубообломочные отложения влекомого наноса суперпаводка, в которых снизу вверх глыбы и валуны постепенно сменяются галькой, щебнем, дресвой, песками. При этом не наблюдается сколько-нибудь значимых внутриформационных угловых несогласий, размывов и перерывов. С.В. Парначев [1999] считал доминирующими при формировании грубообломочных катафлювиальных отложений обстановку первой и второй фаз гладкого дна, что исключает возможность формирования косослоистых текстур. Мощность таких отложений может составлять 10—20 м и более. Нередко эти отложения затыкают устьевые части долин крупных притоков Чуи и Катуня. Отметим, что в прибортовых участках магистральных долин и при отложении на возвратных течениях из притоков в этой фации преобладают неокатанные обломки, что нередко приводит к формированию щебнедресвяников с отдельными отломами и глыбами. Поверх мощных параллельно-слоистых грубообломочных отложений залегают отложения крупномасштабных клиноформ, представленные косослоистыми валунно-галечниками или переслаивающимися дресвяниками и грубозернистыми песками. Эти отложения интерпретируются как гигантские бары суперпаводков [Carling, 2013].

Вышеперечисленные фации наращиваются вверх по разрезу параллельно-субгоризонтально-слоистыми песками, пескодресвяниками, дресвяниками. В отличие от грубообломочных параллельно-слоистых отложений повышенной мощности эти отложения представляют собой не влекомый, а взвешенный нанос с редкими линзами и прослоями валунно-галечников, а также с отдельными глыбами, залегающими параллельно слоистости (фрагменты влекомого наноса). По классификации С.В. Парначева, параллельно-слоистые пескодресвяники относятся к «пойменной» фации гляциальных суперпаводков. Это название также представляется недостаточно точным, так как при прохождении суперпаводков вся горная долина заполняется до верхних бровок склонов и является руслом мегапотока, соответственно, поймы как таковой в это время не существует. Поэтому параллельно субгоризонтально-слоистые пескодресвяники правильнее называть фацией взвешенного наноса суперпаводка, так как дресва как раз и не окатывается в данной обстановке, поскольку транспортируется без соударений во взвешенном состоянии, а при быстром выпадении наслаивается, создавая иллюзию озерной толщи с выдержанной параллельной слоистостью.

На границах разных фаций гляциальных суперпаводков нередко встречаются слои мощностью от 0.2 до 2.5 м неслоистого, реже слоистого алеврита, алевропеска, песка, которые образуются скоростными зернистыми потоками и могут быть названы фацией суспензитов [Чистякова, Лаврушин, 2004]. При спаде воды на завершении суперпаводка формируются галечники, гравийники, грубозернистые пески с косослоистыми текстурами ряби. Косослоистые галечники с ажурной черепитчатой текстурой были названы С.В. Парначевым «русловой» фацией, так как динамика среды здесь аналогична таковой для быстрой горной реки. Однако следует особо подчеркнуть, что эти отложения формируются при прохождении суперпаводка не только в русле, хотя по текстурно-структурным признакам сходны с русловым аллювием горных рек.

По мере того как вода спадает и долина освобождается от вод гляциального суперпаводка, на ее склонах происходит оплывание переувлажненного материала, в результате чего формируются неслоистые грязевые потоки, обломочный материал которых представлен равномерно перемешанным миктитом из алевритовых частиц, песчаных зерен, дресвы, гальки, щебня, валунов [Зольников, Деев, 2013]. Нередко на поверхность грязевых потоков отжимается вода, что приводит к формированию маломощных прослоев (толщина около 10—20 см) песчаных щебнегалечников (алеваит при этом выносится водой). Гранулометрические миктиты с текстурами грязевого жидкотекучего, а на завершении вязкопластичного течения можно назвать оплывневой фацией суперпаводков. Они широко распространены в межгорных котловинах и расширениях долин, по которым проходили суперпаводки. При затыкании суперпаводковыми отложениями устьевых частей притоков в их долинах происходит формирование локальных подпрудных озер с отложением субгоризонтально-параллельно-слоистых песков и алевритов (фация вторично-подпрудных озер, по С.В. Парначеву).

В конкретных геологических разрезах нередко наблюдается выпадение отдельных фаций из седиментационного цикла суперпаводков, а также наложение одних циклов на другие. Кроме того, возникают локальные обстановки, не учтенные в общей генерализованной схеме. Однако в целом архитектура фаций в строении суперпаводковых толщ обычно соответствует вышеописанной.

Таким образом, разные фации одного гляциального суперпаводка имеют существенно различающиеся гранулометрический состав и текстурный облик. При этом комплекс фаций суперпаводка сложно спутать с фациальными парагенезами иных генетических типов. Тем не менее это происходило на протяжении почти ста лет изучения четвертичных отложений Горного Алтая до появления публикаций по рельефу и отложениям суперпаводков, для которых А.Н. Рудой предложил название «дилювий», а В.В. Бутвиловский — «катафлювиал». Косослоистые галечники и гравийники описывались как аллювий, неслоистые валунно-глыбовники как морены, оплывневые миктиты либо принимались за морены, либо интерпретировались как пролювий, суспензиты большинством исследователей рассматривались как лессовидные покровы, свидетельствующие о субэральном перерыве внутри катафлювиальных отложений. Тем не менее существуют однозначные признаки, позволяющие уверенно диагностировать суперпаводковый генезис этой толщи. Это наличие хорошо промытых валунно-глыбовников, а также отдельных глыб вдали от скальных обрывов, которые залегают согласно слоистости, наличие параллельно-субгоризонтально-слоистых пескодресвяников и песков взвешенного наноса, алевропесчаных суспензитов, а также площадное распространение покровов оплывневых миктитов там, где не была типичной солифлюкция северного типа, характерная для районов с распространением мощных льдистых грунтов.

Фациальный состав верхнеенисейской толщи. Вызывает недоумение, что за полвека, прошедшие после выделения Кызыльских гряд как ребристых морен, мимо внимания подавляющего большинства геологов прошел тот факт, что в многочисленных придорожных выработках, разрезающих эти гряды, вскрываются не диамиктоны, но хорошо промытые валунно-щебнегалечники. Как правило, катафлювиальное происхождение грядовых полей в бассейне Верхнего Енисея обосновывалось преимущественно на основе анализа аэро- и космоснимков «флювиальным обликом» этого рельефа по характерной «морфологии дюн», а также наличием здесь на дневной поверхности «садов камней», т. е. эрратических глыб и валунов. Однако уже в работе [Komatsu et al., 2009] приводится фотография берегового обрыва, где обнажены хорошо промытые валунно-щебнегалечно-глыбовые отложения, входящие в состав толщи, на поверхности которой распространены гряды и перлювиальный глыбовник в окрестностях Кызыла.

В соответствии с решениями межведомственного рабочего совещания по разработке региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской области, которое состоялось в Новосибирске 22—23 ноября 2018 г., была проведена ревизия четвертичных разрезов Тувы и Хакасии в ходе экспедиционных исследований 2019 г. [Шпанский и др., 2020]. Участниками межведомственного полевого совещания было выявлено отсутствие моренных диамиктонов, но вместе с тем наличие хорошо промытых грубообломочных отложений как в многочисленных береговых обнажениях Верхнего Енисея, так и в промоинах, рассекающих террасовидные поверхности, на которых распространены гря-



Рис. 3. Грубообломочные отложения влекомого наноса верхнеенисейской толщи.

А — грубообломочные отложения с крупными валунниками и глыбами в береговом обнажении Малого Енисея; *Б* — валунно-галечник с глыбами в строительном карьере в черте г. Кызыл; *В* — грубообломочный ковер волочения в устье р. Голубая.

ды и «сады камней» (с глыбами до 3—4 м в поперечнике), а также в серии придорожных выемок, выработанных поперек гряд. Подчеркнем, что эти отложения фактически не имеют сколько-нибудь значимого содержания алевропесчаного матрикса, характерного для моренных диамиктонов. При сравнении с фаціальными аналогами Горного Алтая эти отложения соответствуют ковру волочения и мощным параллельно-слоистым грубообломочным отложениям влекомого наноса суперпаводков.

С этих двух фаций начинается катафлювиальный литоседиментационный цикл и именно они в первую очередь аккумулируются в межгорных котловинах, долинных расширениях и в приустьевых районах притоков при резком падении скорости воды после того как гигантские прорывные потоки покидают ущелистые долины гор, где они производили мощную эрозионную и денудационную работу. Примером может служить одно из обнажений этих грубообломочных отложений в правобережном береговом обрыве Малого Енисея (координаты: 51.72254° с. ш.; 94.51351° в. д.), которое показано на рис. 3, А. Однотипные обнажения достаточно часто встречаются в уступах толщи, слагающей средние террасы в окрестностях г. Кызыл. Собственно, из аналогичного обнажения в этом же районе опубликована и фотография грубообломочников [Komatsu et al., 2009]. На рисунке 3, Б показаны валунно-галечники с глыбами, которые вскрыты строительными карьерами в черте г. Кызыл. На фотографиях (см. рис. 3, А, Б) видно, что отломы и щебни, попадая во влекомый нанос суперпаводков, достаточно быстро окатываются и превращаются в валуны и гальки, в то время как глыбы здесь менее подвержены процессам окатывания. Кроме того, следует отметить, что глыбы залегают в валунно-галечниках согласно слоистости и характеризуются разнообразным петрографическим составом.

Гораздо меньшая степень окатаности обломков в гранулометрическом диапазоне от 1 см до 1 м характерна для ковра волочения, который на выходе из гор выполняет днище долины в приустьевой части р. Голубая (правый приток Енисея), вскрываясь в обнажении с координатами: 52.97181° с. ш.; 91.52053° в. д. (см. рис. 3, В). Здесь наряду с галькой и валунами присутствуют в значительном количестве отломы и щебень. Существенно более окатан крупнообломочный материал суперпаводковых отложений в пределах Южно-Минусинской котловины, поверхность которой покрыта мощным плащом песков [Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014]. Согласно данным бурения, полученным при геологической съемке, пески подстилаются валунно-галечниками, и общая мощность этих отложений в приенисейской части превышает 40 м, снижаясь в сторону Абакана до 5—15 м [Херасков, Ильина, 1963]. Мощные валунно-галечники с глыбами вскрываются преимущественно в стенках карьеров, а на поверхности днища котловины в серии участков прослеживаются в составе гряд, ориентированных перпендикулярно руслу и протокам современной гидросети Енисея и Абакана. На геоморфологической карте [Херасков, Ильина, 1963] гряды, сложенные валунно-галечниками, показаны почти по всей ширине Южно-Минусинской котловины, что приводит к выводу, что «древняя долина Енисея», выделенная этими геологами-съемщиками, по контурам фактически совпадает с котловиной, а следовательно, не может интерпретироваться как нормальный аллювий. Экзотичность фактора, формировавшего эти отложения, в Южно-Минусинской котловине отчетливо осознают геологи-угольщики, которые подбирают из грубообломочных отложений, перекрывающих угольные пласты, прекрасно окатанные (шароили яйцеобразные) валуны и глыбы размером около 1.5 м в поперечнике и складывают их в качестве экспонатов на площадках, примыкающих к административным зданиям карьеров. Таким образом, базальная часть верхнеенисейской толщи, представленная щебнегалечно-валунниками с глыбами и глыбовниками, выстилают расширения магистральной долины от выхода из гор и широко распространены в пределах Тувинской и Южно-Минусинской котловин.

Грубообломочные фации, залегая в основании верхнеенисейской толщи, вскрываются, как правило, скважинами, карьерами и фрагментарно в береговых обрывах Енисея. Гораздо более часто естественными дренами обнажается верхняя часть толщи, которая обычно представлена субгоризонтально-параллельно-слоистыми пескодресвяниками, визуальными аналогами образований взвешенного наноса суперпаводков Горного Алтая. В частности, отложения этой фации описаны в устье р. Голубая почти на границе с Южно-Минусинской котловиной [Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014]. Здесь параллельно-слоистые пески и пескодресвяники с прослоями щебня (рис. 4, А) по видимой мощности достигают 20 м (см. рис. 4, Б) в обнажении с координатами: 52.97291° с. ш.; 91.51649° в. д. Для данной толщи пескодресвяников с аномальной мощностью и фактически монотонной параллельной слоистостью, выдержанной как по горизонтали, так и сверху вниз от бровки обнажения до его основания, не подходит ни аллювиальная, ни озерная, ни флювиогляциальная трактовка. Еще раз подчеркнем, что особое внимание следует обратить на прослой щебня в пескодресвяниках (см. рис. 4, А), что в сочетании с другими структурно-текстурными особенностями этих отложений придает им значение индикатора генетического типа и статус визитной карточки гляциальных суперпаводков.

В расширении долины Енисея, непосредственно у г. Кызыл параллельно-слоистые пески слагают не менее мощные толщи, вскрытые карьерами, один из которых показан на рис. 4, В (координаты: 51.67537° с. ш.; 94.36446° в. д.). Отметим, что обломки более грубых фракций, уложенные согласно

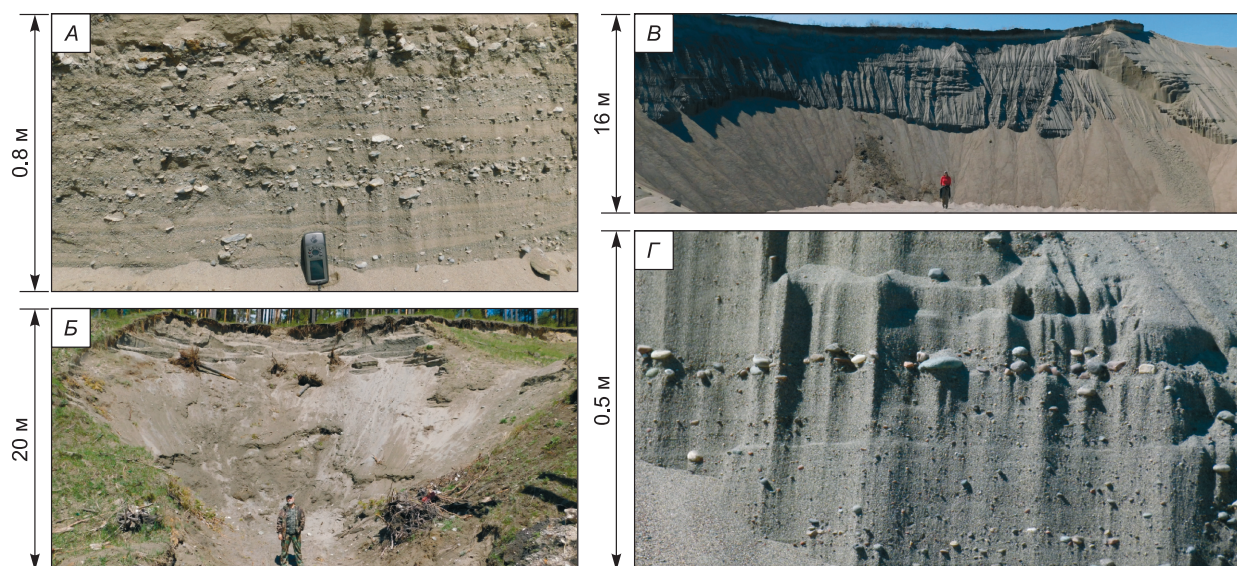


Рис. 4. Отложения параллельно-слоистых пескодресвяников и песков взвешенного наноса верхнеенисейской толщи.

А — фрагмент обнажения пескодресвяников с щебнем в устье р. Голубая; *Б* — обнажение параллельно-слоистых пескодресвяников аномальной мощности в устье р. Голубая; *В* — обнажение параллельно-слоистых песков аномальной мощности в карьере у г. Кызыл; *Г* — фрагмент обнажения в карьере у г. Кызыл.

слоистости в песках, являются здесь более окатанными (см. рис. 4, *Г*). Вместо дресвы и щебня, характерных для горных территорий, в верхнеенисейской толще Тувинской впадины преобладают гравий и галька, переотложенные из аллювия. Изученные параллельно-слоистые пески являются хорошо промытыми, обладают значительной мощностью и не могут иметь ни озерный, ни речной генезис. Как уже показывалось ранее, они подстилаются базальным ковром волочения, который сложен валунно-галечниками с глыбами и вскрыт серией карьеров как в окрестностях, так и непосредственно в черте г. Кызыл. В Южно-Минусинской котловине параллельно-слоистые пески образуют мощный слой, перекрытый перевеянными песками, образующими серии эоловых гряд [Аржанникова и др., 2014], которые расположены с преимущественным простиранием на северо-восток диагонально по отношению к флювиальным грядам. Именно параллельно-слоистые пески являются верхней частью верхнеенисейской

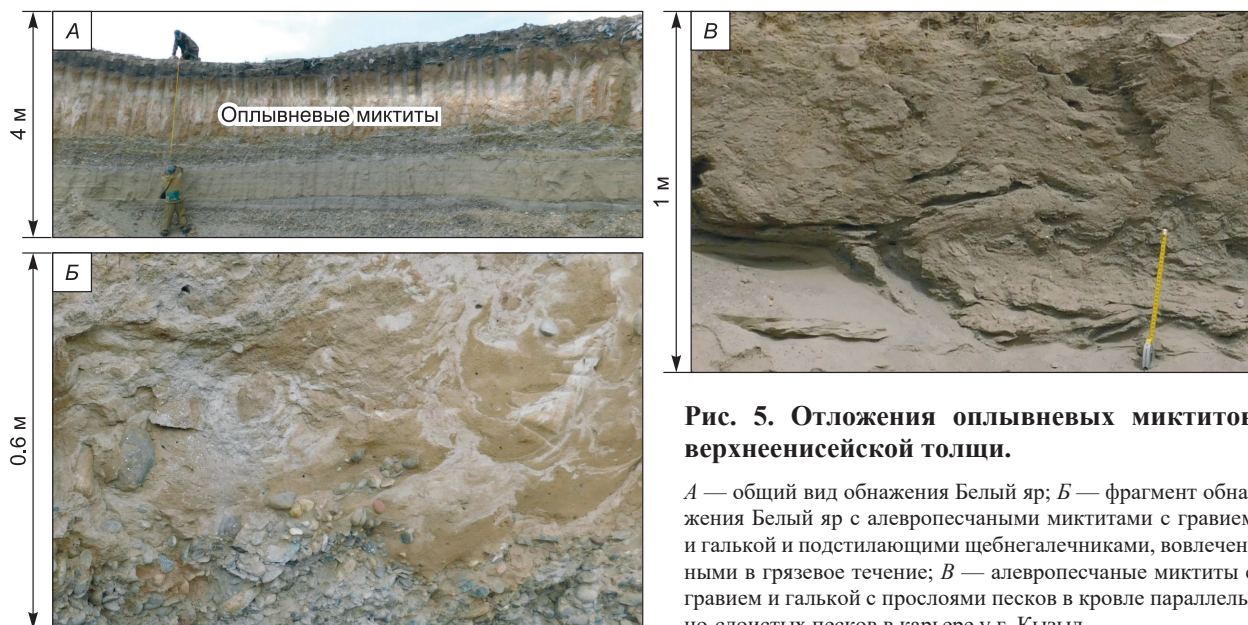


Рис. 5. Отложения опывневых миктитов верхнеенисейской толщи.

А — общий вид обнажения Белый яр; *Б* — фрагмент обнажения Белый яр с алевропесчаными миктитами с гравием и галькой и подстилающими щебнегалечниками, вовлеченными в грязевое течение; *В* — алевропесчаные миктиты с гравием и галькой с прослоями песков в кровле параллельно-слоистых песков в карьере у г. Кызыл.

катафлювиальной толщи, которая поверх грубообломочной нижней пачки выполняет Тувинскую и Южно-Минусинскую котловины. Отложения этой фации в расширениях магистральной долины имеют совершенно однотипный, легко узнаваемый в обнажениях текстурно-структурный облик.

Следует отметить, что суперпаводковые воды прорывались не только по речным долинам, но и выплескивались на прилегающие равнины, где слабели по скорости течения воды и по ее несущей способности. В результате достаточно обширные территории оказались покрытыми плащом оплывневых миктитов с алевропесчаным матриксом, который включает в себя дресву, гравий, щебень, гальку. Особо подчеркнем, что в составе галек и валунов ледогранники отсутствуют, а текстуры в таких смесях отражают жидкогрязевое течение и являются аналогом быстрооттекущего теплого солифлюксия. На рисунке 5, *A* показан разрез обнажения Белый яр, где аллювий, снизу вверх представленный сначала русловым гравийно-галечником, а затем пойменным песком, перекрывается суперпаводковым щебнегалечником и оплывневым миктитом. На рисунке 5, *B* оплывневые образования показаны крупным планом. Видно, что в грязевое течение вовлечены подстилающие щебнегалечники. Сами валуны, щебни и гальки, вовлеченные в движение, переместились из подошвы слоя уже непосредственно внутрь алевропеска. Текстуры внутри самого миктита не вызывают сомнения в его «пльвинной» природе. На плоской водораздельной поверхности, существенно возвышающейся над долиной Верхнего Енисея мощных валунно-глыбовников, ковры волочения уже не формируется. В таких геоморфологических условиях валунно-галечники суперпаводков формируют плащи и перекрываются алевропесчаным оплывневым покровом, что прослеживается по сериям дренажных канав и придорожных карьеров. В ряде случаев на пологих повышениях рельефа валунно-галечный слой отсутствует и оплывневой миктит непосредственно облекает подстилающие допаводковые отложения. На равнинных участках, прилегающих к долине Верхнего Енисея, суперпаводковые миктиты, нередко бронируют дневную поверхность от дефляции и локальной эрозии.

Оплывневые отложения на завершающей фазе гляциального суперпаводка формируются и в расширениях долин в кровле параллельно-слоистых песков. Так, например, в кровле параллельно-слоистой толщи песков в строительном карьере с координатами 51.68211° с. ш., 94.63673° в. д. наблюдались алевролитистые пески с линзами гравийников и галечников, которые обладают в нижней своей части косослоистыми текстурами, а в верхней — текстурами как вязкопластичного течения, так и жидкотекучего движения переувлажненного материала (см. рис. 5, *B*). На уплощенных участках бортов долины Енисея в эрозионных промоинах и рывтинах достаточно часто наблюдаются алевропесчаные и алевроитовые миктиты, насыщенные щебнем, галькой, дресвой и слагающие покровные плащи оплывневого генезиса. Оплывневые миктиты широко распространены на периферии Южно-Минусинской котловины. В составе их крупнообломочного материала встречаются щебни и даже отломы, принесенные за несколько десятков километров к месту окончательной аккумуляции.

Таким образом, в Тувинской и Минусинских впадинах верхнеенисейская толща содержит в своем составе отложения наиболее показательных фаций суперпаводков, изученных на Горном Алтае, поэтому ее генезис можно считать точно установленным. Основным вопросом, требующим надежного обоснования, является возраст гляциального суперпаводка, сформировавшего верхнеенисейскую толщу, который можно предварительно установить по пространственным взаимоотношениям с другими геологическими телами.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕЕНИСЕЙСКОЙ ТОЛЩИ И ЕЕ АНАЛОГИ

Выделение верхнеенисейской толщи имеет важное стратиграфическое значение поскольку отложения гляциальных суперпаводков могут служить стратиграфическим репером, позволяющим коррелировать отложения гор с отложениями равнин вдоль магистральных долин, по которым проходил гляциальный суперпаводок. Так, например, IV и V «надпойменные террасы» долины р. Обь от Бийска до Новосибирска построены однотипно: нижний ярус (пески с валунно-галечниками в подошве и тонкозернистыми осадками в кровле) отложен гигантскими гляциальными паводками из Алтайских гор; верхний ярус (лессовидные алевролиты с пачками алевропесков) формировался в субэразальной обстановке осадко-накопления после прохождения суперпаводков. Бийская (IV) «терраса» коррелируется [Зольников, 2009] с салджарской суперпаводковой толщей мощностью до 60—70 м в долинах Чуи и Катуня, возраст которой определен около 90 тыс. лет [Зольников и др., 2016]. В отложения бийской «террасы» вложены боровые (I—II) террасы Оби, которые в верхней своей части переработаны эоловыми и делювиальными процессами. Именно эти террасы Оби и можно назвать собственно аллювиальными. Таким образом, кроме достаточно большого массива радиоуглеродных и OSL дат в горах Алтая, о возрасте последних суперпаводков как о нижней половине верхнего плейстоцена свидетельствует на Предалтайской равнине стратиграфическое положение толщи последнего суперпаводка: залегание под I—II аллювиальными террасами Оби на низких гипсометрических отметках и залегание под мощным субэразальным комплексом, имеющим в своем составе несколько палеопочв, на высоких гипсометрических отметках.

На Енисее пока не имеется геохронологических данных, характеризующих отложения, подстилающие и перекрывающие верхнеенисейскую толщу. Тем не менее уже сейчас можно сделать предварительные выводы о ее возрасте, исходя из пространственных взаимоотношений с вмещающими толщами. Так, согласно данным государственного геологического картирования [Херасков, Ильина, 1963], «отложения 60-метровой террасы в устье реки Сизая» представлены галечниками двухметровой мощности, которые перекрыты песками мощностью 18 м. В основании песков собраны остатки фауны млекопитающих: *Ovis ammon* L., *Cervus elaphus* L., *Rangifer tarandus* L., *Coelodonta* sp., которые позволяют датировать подстилающие отложения как вторую половину среднего отдела четвертичной системы. В изученном нами в 2019 г. обнажении параллельно-слоистых песков в устье р. Голубая никаких органических остатков (костей, древесины и т.п.) в основании разреза найдено не было. Гораздо более надежным критерием возраста верхнеенисейской толщи служит характеристика отложений «древней долины реки Енисей», в которые врезаны I и II надпойменные террасы р. Енисей [Херасков, Ильина, 1963].

Эти данные подтверждаются наблюдениями 2019 г. в карьерах на территории Кызыла и в его ближайших окрестностях, где зафиксированы вложенные в верхнеенисейскую толщу отложения I и II надпойменных террас Енисея. Согласно современным стратиграфическим представлениям [Унифицированная..., 2010], начало формирования аллювиальных отложений II террасы Енисея относится к третьей ступени верхнего неоплейстоцена. Таким образом, верхнеенисейская суперпаводковая толща может быть предварительно отнесена ко второй ступени верхнего неоплейстоцена. В долине Енисея она занимает позицию, аналогичную той, которую занимает в долине Верхней Оби бийская «терраса». Поэтому верхнеенисейскую толщу можно считать стратиграфическим аналогом «IV надпойменной террасы» Оби и сальджарской толщи долин Чуи и Катунь. Ареальным стратотипом верхнеенисейской толщи можно считать серию обнажений, описанных в Тувинской и Южно-Минусинской котловинах, а также в районе устья р. Голубая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отложения всего фациального ряда верхнеенисейской толщи широко развиты в Тувинской и Минусинских котловинах, присутствуют в долинах южной части Чулымской равнины. Выделение этой толщи позволяет понять природу проблематичных террасовых уровней, ошибочно относимых к «высоким аллювиальным террасам среднего плейстоцена». Имеющиеся на сегодняшний день данные, позволяют сделать выводы:

1) в формировании верхнеенисейской толщи участвовали гляциальные суперпаводки на завершении первого регионального позднеплейстоценового оледенения, что сопоставляется со второй ступенью верхнего неоплейстоцена;

2) верхнеенисейская толща Тувы и Минусы является стратиграфическим аналогом сальджарской толщи Горного Алтая и бийской террасы Предалтайской равнины;

3) прослеживание и геохронологическое датирование верхнеенисейской и сальджарской толщ перспективно для выделения регионального маркера, который может служить связующим звеном для местных стратиграфических схем Алтае-Саянской горной области и прилегающих равнин Западной Сибири.

Но есть еще вопросы, которые пока остаются без ответа. Прослеживается ли верхнеенисейская толща вверх по долине Хемчика? Опорожнялись ли подпрудные озера Тоджинской котловины в катастрофическом режиме, и, если это имело место, то как формировавшиеся при этом отложения соотносятся с верхнеенисейской толщей? Происходили ли катафлювиальные события до формирования верхнеенисейской толщи в среднем плейстоцене (что по аналогии с Горным Алтаем более чем вероятно)? И если происходили, то как отличать их отложения от отложений верхнеенисейской толщи? Сопровождалась ли деградация ледниково-подпрудных озер Дархатской котловины в эпоху последнего глобального оледенения (МИС-2) прорывными событиями? И если это так, то не принимают ли участие отложения поздних суперпаводков (с возрастом, соответствующим четвертой ступени верхнего неоплейстоцена) в строении верхнеенисейской толщи? Для ответа на эти вопросы необходимы дополнительные, прежде всего, геохронологические исследования. В любом случае, выявление в расширениях долины Верхнего Енисея и на прилегающих к долине равнинах достаточно выдержанной суперпаводковой толщи позволяет сделать вывод о необходимости ее учета в региональных стратиграфических построениях.

Авторы выражают благодарность Хакасскому республиканскому отделению РГО и лично его председателю И.В. Санниковой за помощь в организации полевых работ, сотрудникам АО «Сибирское ПГО» Н.Н. Поповой за помощь в организации полевых работ, В.М. Колямкину, Т.А. Шаталиной за активное участие в работе полевого совещания, а также ФГБУ «ВСЕГЕИ» за финансовую помощь в его организации.

Характеристика геолого-геоморфологической позиции верхнеенисейской толщи проведена при поддержке проекта РФФИ № 20-05-00605. Сравнительный анализ фаций суперпаводковых отложений в Горном Алтае и в бассейне Верхнего Енисея выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 19-17-00179.

ЛИТЕРАТУРА

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.

Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск, Изд-во Том. ун-та, 1992, 182 с.

Борисов Б.А., Минина Б.А. Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М., Наука, 1980, с. 21—24.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.

Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном / Под ред. В.М. Котлякова, М.Г. Гросвальда. М., Наука, 1987, с. 152—170.

Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., ГЕОС, 2009, № 69, с. 59—70.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск, Параллель, 2008, 180 с.

Зольников И.Д., Деев Е.В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // Криосфера Земли, 2013, т. 17, № 4, с. 74—82.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1483—1495.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1194—1197.

Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // ДАН, 1996, т. 346, № 5, с. 647—649.

Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1377—1388.

Новиков И.С., Парначев С.В. Морфотектоника позднечетвертичных озер в речных долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 227—238.

Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск, Изд-во ИПФ ТПУ, 1999, 137 с.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск, Изд-во ТГПУ, 2005, 224 с.

Сpirкин А.И. О древних озерах Дархатской котловины (Западное Прихубсугулье) // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., Наука, 1970, с. 143—150.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка / Под ред. В.С. Волковой, Б.А. Борисова, В.А. Камалетдинова. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, 90 с.

Херасков Н.Н., Ильина Н.С. Геологическая карта СССР м-ба 1:20 000. Серия Алтае-Саянская. Лист N-46-XXVI. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1963, 67 с.

Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2004, № 65, с. 36—43.

Шпанский А.В., Михаревич М.В., Новиков И.С., Зольников И.Д., Прудников С.Г., Кальная О.И. Дискуссионные вопросы геоморфологии и палеогеографии долины Верхнего Енисея // Геоморфология, 2020, № 3, с. 98—105.

Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск, КГПИ, 1993, 226 с.

Batbaatar J., Gillespie A.R. Outburst floods of the Maly Yenisei. Part I // *Int. Geol. Rev.*, 2016a, v. 58 (14), p. 1723–1752.

Barbaatar J., Gillespie A.R. Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II — new age constraints from Darhad basin // *Int. Geol. Rev.*, 2016b, v. 58 (14), p. 1753–1779.

Carling P.A. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? // *Earth Sci. Rev.*, 2013, v. 125, p. 87–113.

Carling P.A., Martini I.P., Herget J., Borodavko P., Parnachov S. Megaflood sedimentary valley fill: Altai Mountains, Siberia // *Megaflooding on Earth and Mars*. Cambridge, Cambridge University Press, 2009, p. 243–264.

Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // *Quat. Sci. Rev.*, 2019, v. 203, p. 68–89.

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, № 3–4, p. 143–164.

Krивonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistruykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // *Quart. 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.

Krивonogov S., Zolnikov I., Novikov I., Deev E. Giant glaciogenic floods in Altai: geomorphological, geological and hydrological aspects. Novosibirsk, Novosibirsk State University, 2017, 110 p.

*Поступила в редакцию 4 февраля 2020 г.,
принята в печать 23 сентября 2020 г.*