

О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах

Зольников И. Д., Новиков И. С., Деев Е. В., Шпанский А. В., Михаревич М. В.

Аннотация

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 формирование 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 верхнего неоплейстоцена, т.к. в нее вложен аллювий второй надпойменной террасы Енисея. Имеющиеся данные позволяют выдвинуть предположение о том, что верхнеенисейская толща сформировалась во время, соответствующее первому региональному позднеплейстоценовому оледенению, что соответствует второй ступени верхнего неоплейстоцена. Стратиграфическим аналогом на Юго-Восточном Алтае является сальджарская толща, а на Предалтайской равнине – четвертая надпойменная терраса Оби. Таким образом, верхнеенисейская и сальджарская толщи в перспективе могут рассматриваться как региональный маркер, который служит связующим звеном для местных стратиграфических схем Алтае-Саянской горной области и прилегающих равнин Западной Сибири.

Полученные результаты требуют заверки геохронологическим датированием и прежде всего современными люминесцентными методами, превышающими хронологический диапазон радиоуглеродного метода.

Ключевые слова:

Гляциальные суперпаводки, Енисей, Тувинская и Минусинские котловины, четвертичная геология

**О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной
верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах**

¹ *Институт геологии и минералогии имени академика В.С.Соболева СО РАН*

² *Новосибирский государственный университет*

³ *Институт географии РАН*

⁴ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени академика А.А.Трофимука СО РАН*

⁵ *Томский государственный университет*

⁶ *Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья*

Введение

Давно известный в Тувинской котловине грядовой рельеф на террасовидных поверхностях рек Улуг-Хем (Верхний Енисей) и Ка-Хем (Малый Енисей) в окрестностях города 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 возникали 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 et al., 2016). Компьютерное моделирование наводнения, вызванного разрушением ледяной плотины этого палеоозера, показало вероятный пиковый расход воды $3,5 \times 10^6$ м³/с, что составляет примерно одну пятую от расхода паводка, образовавшего скэбленд при опорожнении палеоозера Миссула – классического объекта катафлювиального морфолитогенеза (Komatsu et al., 2009).

Грядовые формы рельефа расположены в 20–30 м над поймой реки Енисей, на террасовидных площадках, длина которых составляет от 3 до 10 км, а ширина - от 0,5 до 1,5 км (Ямских, 2001). Собственно, площадки, на которых расположена гигантская рябь течения, к аллювиальным террасам не имеют никакого отношения, т.к. 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 реки Енисей, 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 кайнозойского 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 субгоризонтально залегающих 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 хребта Академика Обручева, между которыми расположены Северная и Южная Минусинские котловины, Тоджинская, Тувинская и Дархатская котловины (**рис. 1**).

Все хребты этой части Алтае-Саянской горной области имеют блоковую структуру и имеют 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 равнинам. 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 имеют широкое распространение, 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 пенеблена. В Тоджинской котловине широкое распространение имеют ледниковые отложения и кайнозойские эффузивы. В Дархатской котловине днище образовано пенебленом, прикрытым маломощными осадками ледниково-подпрудного озера и моренами на периферии котловины. В рифтовой части, скважинами вскрыто более 165 м рыхлых отложений, из которых отложений 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 позволят решать вопросы корреляции стратиграфических схем горных и долинных территорий, исторически являющиеся 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 (**рис. 2, А** – здесь и ниже буквы являются условными обозначениями на рис. 2), имеющей протяженность до 130 и ширину до 50 км. Озеро возникло в позднем плейстоцене в связи с запиранием выхода из нее ледниковой плотиной в районе истока Малого Енисея (Шишгид-Гола) (**В**). При разрушении ледниковой плотины большие массы воды ринулись в ущелье верховий Малого Енисея (Улуг-Хема), имеющее протяженность около 235 км (**ВС**). 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 (**Д**). 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 (**СЕ**), 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 Северную и Южную Минусинские впадины (**Н**). 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 (**И**). В связи с тем, что после пересечения перемычки долина Енисея резко поворачивает на северо-восток, основная масса паводковых 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 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-оз. Белое (**Л**) и оз. 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 (Рудой, 2005; Бутвиловский, 1993; Барышников, 1992; Парначев, 1999; Новиков, Парначев, 2000; Carling et al., 2009; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2015; Krivonogov et al., 2017; Deev et al., 2019). В долинах Чуи и Катунь 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 валунноглыбовников, 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 валунноглыбовники 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, т.к. все фации данного генетического типа, а не только базальные валунноглыбовники, 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 валунноглыбовников 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 Катунь. 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 валунногалечниками 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, т.к. 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, т.к. 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, т.к. 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 выносятся 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 различающийся 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 название катафлювиал. Косослоистые галечники и гравийники описывались как аллювий, неслоистые валунноглыбовники как морены, оплывневые миктиты либо принимались за морены, либо интерпретировались как пролювий, суспензиты большинством исследователей рассматривались как лессовидные покровы, свидетельствующие о субэральных перерывах внутри катафлювиальных отложений. Тем не менее, существуют однозначные признаки, позволяющие уверенно диагностировать суперпаводковый генезис этой толщи. Это наличие хорошо промытых валунноглыбовников, 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-щебне-галечники. 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 (Komatsu et al., 2009) приводится фотография берегового обрыва, где обнажены хорошо промытые валунно-щебне-галечно-глыбовые отложения, которые входят 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 года (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 гряды 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 фациальными 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 реки Малый Енисей (координаты: $51,72254^{\circ}$ северной широты; $94,51351^{\circ}$ восточной долготы), которое показано на **рис. 3, А**. Однотипные обнажения достаточно часто встречаются в уступах толщи, слагающей средние террасы в окрестностях города Кызыл. Собственно, из аналогичного обнажения в этом же районе опубликована и фотография грубообломочников (Komatsu et al., 2009). На **рис. 3Б** показаны валунногалечники с глыбами, которые вскрыты строительными карьерами в черте города Кызыл. На фотографиях **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 валунногалечниках 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 реки Голубая (правый приток Енисея), вскрываясь в обнажении с координатами: 52.97181° северной широты; 91.52053° восточной долготы (**рис. 3В**). 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 валунногалечниками и общая мощность этих отложений в Приенисейской части превышает 40 м, снижаясь в сторону Абакана до 5-15 м (Херасков, Анисимова, 1963). Мощные валунногалечники с глыбами вскрываются преимущественно в стенках карьеров, а на поверхности днища котловины в серии участков прослеживаются в составе гряд, ориентированных перпендикулярно руслам и протокам современной гидросети Енисея и Абакана. На геоморфологической карте (Херасков, Анисимова, 1963), гряды, сложенные валунно-галечниками, показаны почти по всей ширине Южно-Минусинской котловины, что приводит к выводу о том, 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 (шаро- или 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 щебне-галечно-валунниками с глыбами и глыбовниками, выстилает расширения магистральной долины от выхода из гор и широко распространены в пределах Тувинской и Южно-Минусинской котловин.

Грубообломочные фации, залегающие 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, визуально идентичными аналогичным образованиям взвешенного наноса суперпаводков Горного Алтая. В частности, отложения этой фации описаны в устье реки 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. 4А**) по видимой мощности достигают 20 м (**рис. 4Б**) в обнажении с координатами: 52.97291⁰ северной широты; 91.51649⁰ восточной долготы. 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 (**рис. 4А**), 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 реки Енисей, непосредственно у города Кызыл, параллельно-слоистые пески слагают не менее мощные толщи, вскрытые карьерами, один из которых показан на **рис. 4В** (координаты: 51.67537^0 северной широты; 94.36446^0 восточной долготы). Отметим, что обломки более грубых фракций, уложенные согласно слоистости в песках, являются здесь более окатанными (**рис. 4Г**). 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 валунногалечниками 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 золотых гряд (Аржанникова и др., 2014), которые расположены с преимущественным простиранием на северо-восток диагонально по отношению к флювиальным грядам. Собственно, именно параллельно-слоистые пески являются верхней частью верхнеенисейской 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 покрыты 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 жидко-грязевое течение и являются аналогом быстротекущего теплого солифлюксия. На рисунке **5А** показан разрез обнажения Белый яр, где аллювий русловый снизу вверх представленный сначала русловым гравийно-галечником, а затем пойменным песком, перекрывается суперпаводковым щебнегалечником и оплывневым миктитом. На рисунке **5Б** 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 «пльвунной» природе. На плоской водораздельной поверхности, существенно возвышающейся над долиной Верхнего Енисея мощных валунноглыбовников ковра 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 песчаной параллельно-слоистой толщи песков в строительном карьере с координатами: 51.68211⁰ северной широты 94.63673⁰ восточной долготы наблюдались алевритистые 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 (**рис. 5В**). На уплотненных участках бортов долины Енисея в эрозионных промоинах и рывтинах достаточно часто наблюдаются алевропесчаные и алевритовые миктиты, насыщенные щебнем, галькой, дресвой 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 верхненеи́сейская толща показывает в своем составе отложения наиболее показательных фаций суперпаводков, изученных на Горном Алтае. Поэтому ее генезис можно считать надежно установленным. Основным вопросом, требующим надежного обоснования, является возраст гляциального суперпаводка, сформировавшего верхнеенеи́сейскую толщу, который можно предварительно установить по пространственным взаимоотношениям с другими геологическими телами.

Стратиграфическое положение верхнеенеи́сейской толщи и ее аналоги

Выделение верхнеенеи́сейской 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 реки Обь от района Бийска до района Новосибирска построены однотипно: нижний ярус (пески с валунногалечниками в подошве и тонкозернистыми осадками в кровле) – отложен гигантскими гляциальными паводками из

Алтайских гор; верхний ярус (лессовидные алевриты с пачками алевропесков) – формировался в субэразальной обстановке осадконакопления после прохождения суперпаводков. Бийская (IV) «терраса» коррелируется (Зольников, 2009) с сальджарской суперпаводковой толщей, мощностью до 60-70 м в долинах Чуи и Катунь, возраст которой определен около 90 тысяч 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 году обнажении параллельно-слоистых песков в устье реки 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 врезаются I и II надпойменные террасы реки Енисей (Херасков, Ильина, 1963).

Эти данные подтверждаются наблюдениями 2019 года в карьерах на территории города Кызыл и в его ближайших окрестностях, где зафиксированы вложенные в верхнеенисейскую толщу отложения I и II надпойменных террас Енисея. Согласно современных стратиграфических представлений (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 реки Голубой.

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 о том, что:

1) в формировании верхнеенисейской толщи участвовали гляциальные суперпаводки на завершении первого регионального позднеплейстоценового оледенения, что сопоставляется с 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.

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.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Хакасскому республиканскому отделению РГО и лично его председателю Санниковой И.В. за помощь в организации полевых работ, сотрудникам АО Сибирское ПГО Поповой Н.Н. за помощь в организации полевых работ, Колямкину В.М., Шаталиной Т.А. 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 ТГУ, 1992. 182 с.

Борисов Б.А., Минина Б.А. Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М., 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 // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. М.: ГЕОС, 2009, С. 59-70.

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., 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.

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

Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // Доклады академии наук, 1996, Т. 346, № 5, С. 647-649.

Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика. - 2001. - № 9. – Т. 42. – С. 1377 – 1388.

Новиков И.С., Парначев С.В. Морфотектоника и эффекты функционирования позднечетвертичных палеозер в долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая //

Геология и геофизика. – 2000. - № 2. – Т. 41. - 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 озёрах 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). Новосибирск. 2010.

Херасков Н.Н, Ильина Н.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:20000. 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 // Бюллетень 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.

Barbaatar J., Gillespie A.R. Outburst floods of the Maly Yenisei. Part I. Internayional Geology Review. V 58. 2016a. Issue 14: Megafloods of Northen Asia. pp. 1723-1752.

Barbaatar J., Gillespie A.R. Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. Internayional Geology Review. V 58. 2016в. Issue 14: Megafloods of Northen Asia. pp. 1753-1779.

Carling P.A. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? // Earth-Science Reviews. V 125. 2013. pp. 87–113.

Carling P.A., Martini I.P., Herget J., Borodavko P., Parnachov S. Megaflood sedimentary valley fill: Altai Mountains, Siberia // Mega flooding on Earth and Mars. 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 // Quaternary Science Reviews, 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](#). pp. 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 // *Quaternary International*. 136. 2005. pp. 83–94.

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.

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. *Quaternary Science Reviews*. 56. 2012. pp. 142-163.

ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ

К статье И.Д. Зольников, И.С. Новиков, Е.В. Деев, А.В. Шпанский, М.В. Михаревич «О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах»

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.

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 мелкосопосник, 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 – эоловые 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, **F-G** – канал разгрузки катафлювиала из Тувинской впадины через Западный Саян, **I и H** – каналы разгрузки катафлювиала из Южно-Минусинской впадины, **J,K,L,M** – каналы

разгрузки катафлювиала из северо-Минусинской впадины, **N,O,P,Q** – предполагаемые участки распространения катафлювиальной толщи на Чулымской равнине.

Рис. 3. Грубообломочные отложения влекомого наноса верхнеенисейской толщи

А – грубообломочные отложения с крупными валунниками и глыбами в береговом обнажении Малого Енисея; Б – валунногалечник с глыбами в строительном карьере в черте г. Кызыл; В – грубообломочный ковер волочения в устье реки Голубой.

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

А – фрагмент обнажения пескодресвяников с щебнем в устье реки Голубой; Б – обнажение параллельно слоистых пескодресвяников аномальной мощности в устье реки Голубой; В – обнажение параллельно-слоистых песков аномальной мощности в карьере у г. Кызыл; Г – фрагмент обнажения в карьере у г. Кызыл.

Рис. 5. Отложения оплывневых миктитов верхнеенисейской толщи

А – общий вид обнажения Белого яра; Б – фрагмент обнажения Белого яра с алевропесчаными микритами с гравием и галькой и подстилающими щебнегалечниками, вовлеченными в грязевое течение; В – алевропесчаные микриты с гравием и галькой с прослоями песков в кровле параллельно-слоистых песков в карьере у г. Кызыл.









