

ГЛЯЦИАЛЬНО ОБУСЛОВЛЕННЫЕ СУПЕРПАВОДКИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ СВЯЗЬ С ИСТОРИЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

И.Д. Зольников

Введение

История изучения геологических следов гигантских гляциальных паводков на территории Горного Алтая подробно изложена в монографии А.Н. Рудого [2005]. Отметим, что приоритет в углубленном региональном исследовании «катафлювиальных» или «диллювиальных» (т.е. сформированных катастрофическими потоками) отложений и форм рельефа Горного Алтая принадлежит В.В. Бутвиловскому [1993] и А.Н. Рудому [2005]. Благодаря публикациям этих авторов с конца 1970-х гг. стали активно развиваться представления о гигантских гляциальных паводках, которые формировались при прорыве подпрудно-озерных вод через ледниковые плотины, перегораживающие выход из межгорных котловин юго-восточного Алтая. Были зарисованы и детально описаны «поля гигантской ряби», «спиллвеи», «эвзорзионные» формы рельефа и другие геологические свидетельства четвертичных суперпаводков.

Становление новой палеогеографической концепции проходило в обстановке острой критики и дискуссий (см. [Борисов, Минина, 1998; Поздняков, Хон, 2001; Окишев, 2003] и др.). Между тем поля гигантской ряби были описаны не только в бассейнах Чуи и Катунь, но и в межгорных котловинах Тувы, а также в долинах верхнего течения Енисея [Гросвальд, 1987]. Г.Я. Барышников [1992] установил прохождение гигантских селей по долине реки Бии в позднем плейстоцене. В дальнейшем на основе изучения геологических разрезов четвертичных отложений катастрофические паводки в долинах Чуи и Катунь были увязаны с обстановками обитания палеолитического человека на территории юго-восточного Алтая [Барышников, Малолетко, 1997]. Сравнительный седиментологический анализ паводковых образований Яломано-Катунской зоны с отложениями другого генезиса провел С.В. Парначев [1999]. В результате этой работы был выделен и описан типовой цикл паводковых отложений Горного Алтая с детальной литогенетической характеристикой составляющих его элементов.

С начала 1990-х гг. скэблэнд (территория, испытывавшая на себе в прошлом воздействие катастрофических водных потоков) Горного Алтая активно посещается международными экспедициями (см. [Carling et al., 2002; Herget, 2005; Lehmkuhl et al., 2006] и др.). В это время уточнялись гидравлические параметры гигантских палеопаводков, проводились литоседиментационные и геохронологические исследования, обсуждались механизмы опорожнения палеоозер межгорных котловин. Особое внимание уделялось палеогляциологическим и гляциогидрологическим реконструкциям. Существенным вкладом в изучение геологической истории озер разных морфогенетических типов северного Алтая явилась работа Г.Г. Русанова [2007]. Кроме этого, следует упомянуть работу В.П. Галахова [2001] по имитационному моделированию режима горных ледников Алтая. Таким образом, тематический и методический спектр исследований, так или иначе касающийся проблем «диллювиального морфолитогенеза» региона, на настоящее время достаточно обширен.

В обобщающей монографии А.Н. Рудого [2005] приведены данные расчетов гидравлических параметров палеопаводков согласно формулам В.Р. Бейкера по полям гигантской ряби. Так, например, для долины Катунь в пределах Горного Алтая на участке между реками Малый Яломан и Иня были получены средние скорости около 30 м/с при глубине потока более 400 м и с расходами более 1 млн. м³/с. Для левобережья реки Катунь в предгорьях Алтая на участке Платово-Подгорное были получены средние скорости потока около 16 м/с при глубине потока около 60 м и с расходами воды не менее 600 тыс. м³/с. У разных авторов расчетные гидравлические показатели существенно различаются, так же как и представления о числе и хронологической приуроченности четвертичных суперпаводков Горного Алтая. Вместе с тем, большинством исследователей Горного Алтая признан сам факт существования в четвертичное время ледниково-подпрудных озер в межгорных котловинах и катастрофических пото-

ков, формировавшихся при прорыве ледниковых плотин. Однако стратиграфическое и палеогеографическое значение суперпаводков юго-восточного Алтая до сих пор остается дискуссионным. Что касается геологической роли катастрофических потоков с гор Алтая в формировании отложений юга Западно-Сибирской равнины, то по данному вопросу исследователи нередко лишь ограничиваются высказываниями типа: «Несомненно, что сброс значительного количества пресных вод не мог не оставлять соответствующих следов на равнинных территориях» [Парначев, 1999, с. 126]. Прежде чем рассматривать проблемы стратиграфии и палеогеографии, следует обратиться к вопросам геологического строения отложений суперпаводков.

Строение суперпаводковых циклитов в долинах Чуи и Катунь

Известно, что «дилювиальные» (по А.Н. Рудому [2005]) или «катафлювиальные» (по В.В. Бутвиловскому [1993]) отложения слагают цоколь террас рек Чуя и Катунь, и более чем на порядок превосходят по мощности аллювий этих эрозионных террас [Парначев, 1999; Зольников, Мистрюков, 2008]. Таким образом, почти весь объем террасовых комплексов Чуи и Катунь составляет не аллювий, а отложения гигантских гляциальных паводков неоплейстоцена. В соответствии со стратиграфической схемой (рис. 1, А), предложенной Н.А. Ефимцевым [1964], цоколь высоких террас представлен ининской толщей, нередко достигающей по мощности 300 м; цоколь средних террас слагается сальджарской толщей толщиной до 60 м и более. Высокие и средние террасы являются эрозионными, мощность их аллювия не превышает 3–5 м. Стратотипы сальджарской и ининской толщ Н.А. Ефимцевым описаны не были. Малое содержание алевропелитового цемента в ининской толще побудило Н.А. Ефимцева отнести ее к межледниковому аллювию, а сальджарскую (обогащенную алевроитовой «мукой») – к флювигляциальным отложениям первого позднечетвертичного оледенения. Установлено, что днище долин под сальджарской и ининской толщами выстилается аллювием бурецкой серии (башкаусская свита).

Рассмотрим литофациальный состав этих образований. Б.М. Богачкин [1981] выделит в составе ининской толщи катунскую и яломанскую фации. Катунская фация представлена слоями грубообломочного материала – галек, валунов, глыб, что давало повод трактовать ее как флювигляциальные отложения и морены. Яломанская фация, представленная крупнозернистым песком и неокатанным гравием (дресвой), диагностировалась как озерно-аллювиальная. Основываясь на

первичных полевых наблюдениях, Б. М. Богачкин считал, что яломанская толща имеет вложенно-наложенное залегание на катунской, т.е. перекрывает ее, выполняя в ней эрозионные врезы. Впоследствии эти представления были пересмотрены им (см. [Богачкин, 1981]) в пользу концепции единого гляциокомплекса, фациями которого являются катунская (морены и флювиогляциал) и яломанская (лимногляциал) толщи, связанные взаимными вертикальными и горизонтальными переходами. Эти предварительные фациально-генетические построения в некоторой степени отражают реальную литологическую специфику изучаемых отложений. Более поздние исследования убедительно показали, что набор фаций в ининской и сальджарской толщах идентичен и образует циклиты, каждый из которых соответствует отдельному суперпаводку [Парначев, 1999].

Цикличность является одной из наиболее характерных черт суперпаводковых образований юго-восточного Алтая (рис. 1, Б). Как правило, каждый циклит начинается с базального слоя, который представлен грубообломочным материалом (галькой, щебнем, валунами, глыбами) с песчано-гравийно-дресвяным заполнителем. Нередко этот слой сложен в разной степени окатанными обломками более 1 м в поперечнике и достигает толщины от 3 до 5–10 м. По десятичной гранулометрической классификации обломки более 1 м определяются как глыбы; следовательно, отложения, в которых доминирует эта фракция, мы вынуждены называть глыбовниками или валунно-глыбовниками, как бы странно это не звучало для геолога, никогда не имевшего дело с подобными отложениями. Установлена целая серия разрезов в придорожных выемках Чуйского тракта, где в валунно-глыбовниках прослежена наклонная (20°) макрослоистость [Парначев, 1999; Зольников и др., 2004]. Как правило, глыбы захватывались гигантским потоком непосредственно со склонов и переносились на несколько километров (иногда на 10–20 км) вниз по долине. Подчеркнем, что бытующее среди геологов представление о том, что «глыбы не бывают окатанными», в данном случае не всегда соответствует действительности. Когда такой грубообломочный слой препарируется сверху речной эрозией, нередко формируются «сады камней» – обширные (до нескольких квадратных километров) глыбовые развалы – перлювий по базальному слою (преобладают размеры обломков от 0,5 до 3–5 м в поперечнике).

Характерной особенностью залегания базального слоя является «задириание» его подошвы на борта долины (рис. 1 Б) с превышением более чем на 100 м, что прослежено в конкретных разрезах р. Катунь [Зольников, Мистрюков, 2008]. Такое

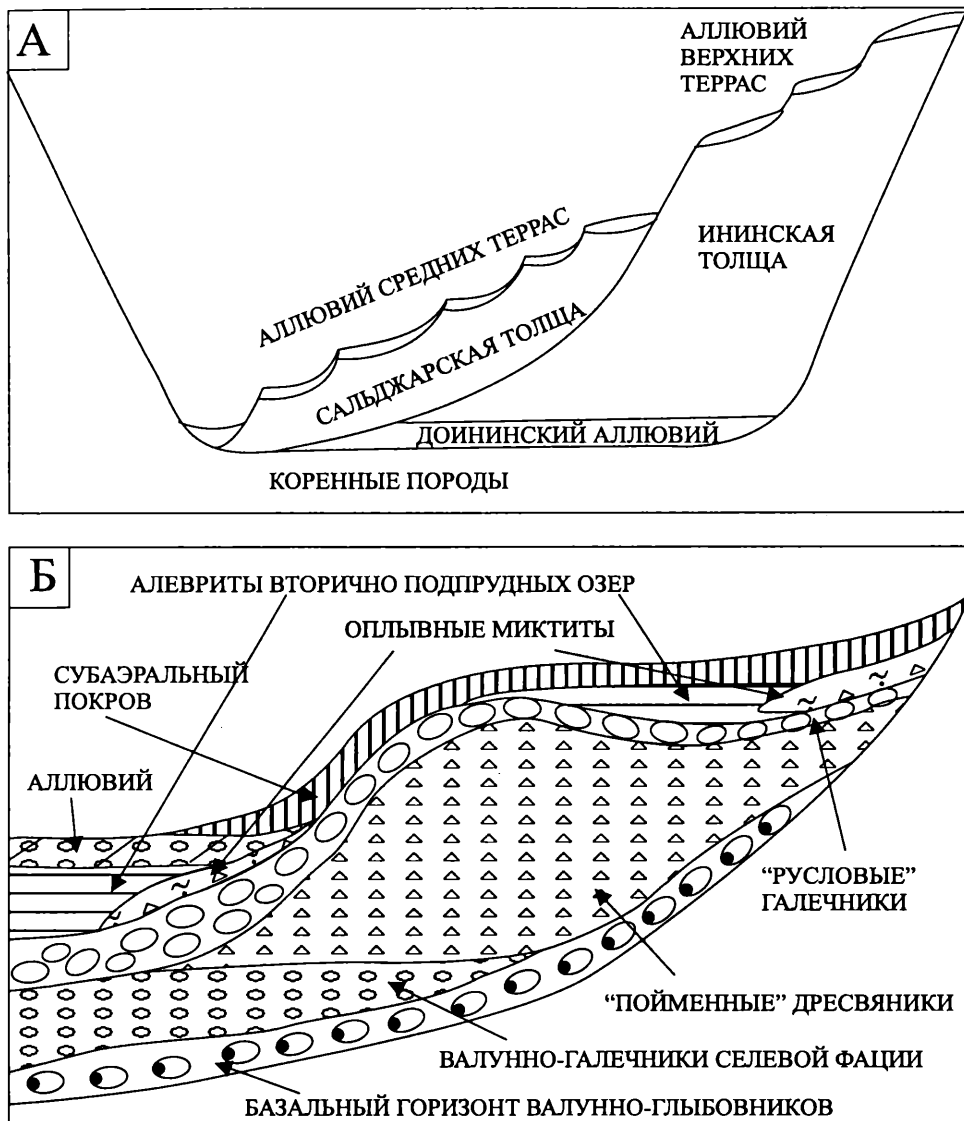


Рис. 1. Геологическое строение террасовых комплексов юго-восточного Алтая

А – схема строения террасовых комплексов долин Чуи и Катуня по Н.А. Ефимцеву [1964], с изменениями автора; Б – схема строения отложений циклита гигантского гляциального паводка по С.В. Парначеву [1999], с изменениями автора.

поведение не характерно для руслового аллювия, но типично для селевых фаций гляциального суперпаводка, не ограниченного руслами рек и выходящего далеко за их пределы. Эти слои, сложенные грубообломочным (зачастую глыбовым) материалом, существенно отличаются от отложений другого гранулометрического состава, на которые они ложатся, как правило, со структурным несогласием. В слое встречаются включения «катунов» (нелитифицированных обломков озерных алевритов), которые перемещались в потоке в мерзлом состоянии. В сечениях разрезов продольных долинам рек Чуи и Катуня слои валунно-глыбовников отчетливо прослеживаются на про-

тяжении многих сотен метров. При этом подошва таких слоев ровная и ложится на подстилающие отложения с эрозионным размывом без пликативных и дизъюнктивных дислокаций, которые могли бы дать повод к генетическому истолкованию данных образований как основной морены.

В среднем течении реки Чуя (у Белого Боба) и в среднем течении реки Катунь (ниже устья притока Нижний Инегень, в районе ручья Сок-Ярык) базальные валунно-глыбовники наращиваются по толщине до 50 м, приобретая в верхней части валунно-щебне-галечниковый состав с отдельными включениями глыб. Отмечается пологая наклонная параллельная слоистость под углом 15–20° вниз по

долинам рек. Б.М. Богачкин [1981] эти отложения интерпретировал как моренные. В.В. Бутвиловский [1993] определил их как «фацию массового волочения катастрофических паводков», а С.В. Парначев [1999] – как «селевую фацию группы русловых фаций отложений гляциальных паводков». Доминирующие обстановки – 1) селевая; 2) второй и первой фазы гладкого дна; это исключает возможность грядового переноса обломков и формирования косослоистых текстур [Парначев, 1999].

Стратиграфически выше в суперпаводковом циклите формируются осадки «пойменной» фации (рис. 1, Б). Отлагаются они не только на пойме, но и в пределах всей затопленной долины, в том числе и на склонах разной крутизны. «Пойменная» фация гляциального суперпаводка представлена дресвой, т.е. неокатанными обломками гравийной размерности (от 1 мм до 1 см), что приводит к необходимости называть данный гранулометрический тип отложений «дресвяниками». Остроугольные обломки захватывались из склонового коллювия паводковыми водами. Щебень опускался в нижнюю часть потока, где при взаимодействии с другими обломками окатывался, а дресва переносилась в толще воды без интенсивных соударений на большие расстояния (аналогично алевритовой взвеси пойменных фаций равнинных рек). Отложение дресвяников происходило при резком падении скорости и несущей способности потока, что приводило к быстрому, фактически одномоментному, выпадению обломков и частиц, переносившихся до этого в водном потоке во взвешенном состоянии. Дресвяно-грубопесчаный гранулометрический состав и параллельная слоистость являются показательной чертой пойменной фации гляциальных суперпаводков. Слоистость нередко бывает наклонной (облекающей, если эти отложения ложатся на борта долины). Часто пойменные дресвяники формируются в эрозионной тени на поворотах русла, перед сужением долины, а также в долинах притоков магистральных рек.

Диагностической особенностью пойменных дресвяников гляциальных суперпаводков являются так называемые «дропстоуны», которые могут быть представлены отдельными глыбами и валунами, а также скоплениями грубообломочного материала («каменными подушками») и окатанными фрагментами валунно-галечников или алевропесков, сохраняющих изначальную текстуру. Такие «впянные» в дресвяники включения переносились гигантским потоком в мерзлом состоянии, нередко в составе кусков ледогрунта и морено-содержащего льда (в том числе обломков разрушенных ледниковых плотин). Переход от селевой фации к пойменной нередко постепенный, через переслаивание. Кроме этого, непосредственно

в параллельнослоистых песко-дресвяниках нередко встречаются прослои и линзы валунно-галечников, фиксирующих фрагменты влекомого наноса, захоронившиеся при массовом выпадении грубозернистого песка и дресвы из взвешенного состояния. В отличие от делювиально-пролювиальных образований, развивающихся за счет переотложения дресвяников на склонах, непосредственно в «пойменных» образованиях отсутствуют эфемерные палеопочвы, кротовины, клинья усыхания и солифлюкционные текстуры. Также не известно находок *in situ* ископаемых организмов в селевых и в пойменно-паводковых отложениях Горного Алтая.

Над пойменными параллельнослоистыми пескодресвяниками залегают русловые косослоистые валунно-галечники, которые формировались на завершающем этапе паводка, когда уровень воды спускался до положения? при котором доминировали обстановки перемещения обломков путем волочения по дну и сальтации. На бортах долины и в притоках эти отложения маломощны; нередко вместо них отмечаются следы размыва. В притальвеговой части их мощность может достигать 10–15 м и более. Выделяются следующие фации: грядовая и самоотмостки [Парначев, 1999]. Что касается грядовой фации, то в соответствии с работой А.Н Рудого [2005] для гигантских знаков ряби характерна высота волны от 2 до 20 м при длине волны от 5–10 до 300 м. Гряды обычно сложены косослоистыми (с углами 20–30°) сортированными валунно-галечниками, нередко с «ажурной» текстурой и градационной структурой косых слоев. Фация гряд приурочена к осевой части долин (стрежневые и пристрежневые участки). Фация самоотмостки представлена косослоистыми валунно-галечниками с градационным строением, и делится на субфации гигантских русловых валов и гигантских прирусловых отмелей [Парначев, 1999]. Основание этих отложений обычно отделяется от пойменных дресвяников эрозионным размывом и грубообломочным щебнисто-валунным слоем.

Русловые фации суперпаводкового циклита перекрываются алевро-песчано-дресвяно-щебневыми миктитами, которые формировались за счет оплывания переувлажненного материала со склонов после спада паводка (рис. 1, Б). Для этой фации характерен парагенезис водно-седиментационных и оплывневых текстур; отсутствуют синседиментационные криогенные дислокации. Данная фация пионерами изучения дилювиального морфолитогенеза в горах Алтая не выделялась; нами она зафиксирована во многих разрезах [Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2008]. Выделяется две разновидности: субаэральная и субаквальная. Субаэральные

оплывневые образования формируются при стекании грязевых масс по осушенным склонам, субаквальные – формируются при поступлении грязевого материала в бассейны вторично-подпрудных или остаточных озер. В последнем случае обычно сочетания текстур оплывания и взмучивания с флювиальными и озерно-седиментационными текстурами. Мощность в зависимости от локальных условий колеблется от 0,5 до 5 м.

Суперпаводковый циклит обычно завершается субпараллельнослоистыми алевропесками вторично-подпрудных озер, которые отлагались в понижениях днища долины, преобразованного гигантским потоком, или в долинах притоков, перегороденных селевыми отложениями. В приподошвенной части вторично-подпрудных осадков, как правило, отмечаются оплывневые образования, описанные выше. Вторично-подпрудные озера могут существовать после прохождения суперпаводка весьма долго (на протяжении многих тысячелетий в ходе последующего межледниковья), пока не будет прорезана селевая плотина, перегородающая сток вод из притока. Мощность таких алевритов и алевропесков колеблется от 1 м до 6 м, составляя в среднем 3–4 м. После осушения вторично-подпрудных и остаточных озер их отложения перекрываются неслоистыми алевритами субаэральных покровов мощностью обычно не более 2 м. В межледниковых условиях суперпаводковые циклиты близ горных склонов обычно перекрываются делювиально-пролювиальными шлейфами дресвяно-песчанистого состава и дресвяно-щебнистым коллювием.

В зависимости от конкретных геолого-геоморфологических условий меняются мощности фаций, а

некоторые фации суперпаводкового циклита выпадают из разреза. Так, например, в притоках магистральных долин вверх по течению очень быстро выклиниваются селевые валунно-глыбовники и русловые косослоистые валунно-галечники, а доминируют пойменные дресвяники; увеличивается мощность оплывневых миктитов. В более мощной ининской толще (до 300 м) насчитывается до семи циклитов, а в сальджарской (мощность до 60 м) – до трех. Обломочный материал ининской толщи лучше промывает. Кроме этого, отмечается большая мощность однотипных фаций ининских образований по сравнению с сальджарскими. Это свидетельствует о том, что ининские суперпаводки были полноводнее и многочисленнее сальджарских.

Проблемы расчленения и корреляции четвертичных отложений юго-восточного Алтая

Теория делювиального морфолитогенеза, обоснованная геологическими фактами, вошла в противоречие с официальной стратиграфической схемой региона [Решения ..., 1983], в соответствии с которой на территории распространения высоких и средних террас юго-восточного Алтая закартографированы ледниковые и водноледниковые отложения [Борисов и др., 1980]. В табл. 1 приведена схема основных подразделений четвертичной системы Горного Алтая [Решения ..., 1983].

При обсуждении этой схемы к ней были выдвинуты серьезные претензии авторитетными специалистами по стратиграфии кайнозоя Горного Алтая, что нашло отражение в особых мнениях (см. [Решения ..., 1983, с. 40–42]). В частности,

Таблица 1. Схема основных подразделений четвертичной системы Горного Алтая [Решения ..., 1983].

Индекс	Возраст, тыс. лет назад	Стратиграфическое подразделение
Q _{IV}	0–10	Современные отложения
Q ⁴ _{III}	10–23	Отложения аккемского (позднеартыбашского) оледенения
Q ³ _{III}	23–50	Отложения бельтирской свиты
Q ² _{III}	50–70	Отложения чибитского (раннеартыбашского) оледенения
Q ¹ _{III}	70–110	Отложения куэктанарской свиты
Q ⁴ _{II}	110–130	Отложения чуйского (позднемайминского) оледенения
Q ³ _{II}	130–180	Отложения чаганузунской свиты
Q ² _{II}	180–240	Отложения ештыккольского (раннемайминского) оледенения
Q ¹ _{II}	240–380	Отложения чаганской свиты
		Отложения кубадринского оледенения
		Отложения аккаинской свиты
Q ² _I	380–500	Отложения куюсского (позднекатунского) оледенения
		Отложения устьининской свиты
		Отложения устьчуйского (раннекатунского) оледенения
Q ¹ _I	500–690	Отложения телецкой свиты (верхнебашкаусская подсвита)

выражалось сомнение в отношении количества выделенных для гор Алтая оледенений. Утверждалось, что выделение региональных стратиграфических подразделений по единичным термолюминесцентным (ТЛ) датам не является правомочным. Указывалось на слабую обеспеченность стратиграфических подразделений опубликованным фактическим материалом; подчеркивалось, что последнее противоречит Стратиграфическому кодексу. Нами были проведены экспедиционные исследования в долинах Чуи и Катунь специально для геологической верификации альтернативных генетических концепций [Зольников и др., 2004; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2008].

При геологической ревизии стратотипов установлено, что в долине р. Чуи ниже по течению от устья ее правобережного притока Бельгибаш морены и водно-ледниковые отложения близкого переотложения (камовые террасы, зандры, озы и т.п.) отсутствуют. Аналогична ситуация в долине р. Катунь ниже ее слияния с р. Чуя. Однако именно на территории Яломано-Катунской зоны описаны стратотипы отложений раннекатунского (устычуйского) и позднекатунского (куюсского) раннечетвертичных оледенений, а также раннемайминского (ештыккольского) и позднемайминского (чуйского) среднечетвертичных оледенений, фигурирующих в региональной стратиграфической шкале 1981 г. [Решения ..., 1983]. Очевидно, что из семи оледенений для четырех стратотипы расположены во внеледниковой зоне; при этом в качестве морен и водноледниковых отложений были описаны неледниковые осадки. Что касается кубадринской морены, то ее выделение в качестве свидетельства самостоятельного оледенения

среднечетвертичного возраста недостаточно обосновано геологическими и геохронологическими данными [Зольников, 2008]. Таким образом, все пять нижнечетвертичных и среднечетвертичных ледниковых горизонтов региональной стратиграфической схемы 1981 г. невалидны.

Известно, что геохронологической основой стратиграфической схемы 1981 г., являются ТЛ даты МГУ «первого поколения», которые, по мнению вводивших их в научный обиход исследователей, «... надо рассматривать не в абсолютном времени, а скорее как относительную оценку возраста осадков «древнее – моложе» и для сравнительного анализа» [Разрез ..., 1978, с. 16]. Некорректность использования для стратиграфических построений ТЛ дат «первого поколения» показало сравнение их с радиоуглеродными (^{14}C) датами [Бутвиловский, 1993] и с ТЛ датами «нового поколения» [Шейнкман, 2002]. Противоречивые результаты были получены и при последующем ТЛ датировании морен опорного Чаганского разреза [Агатова и др., 2004]. После анализа геолого-геоморфологических, палеонтологических и геохронологических данных (см. [Бутвиловский, 1993; Шейнкман, 2002; Барышников, Малолетко, 1997, 1998; Деревянко, Маркин, 1987; Деревянко и др., 2003; Lehmkuhl et al., 2006] и др.) нами предложено [Зольников, 2008; Зольников, Мистрюков, 2008] вернуться к варианту стратиграфического расчленения и корреляции плейстоцена Горного Алтая, который основан на синтезе схем Е.В. Девяткина [1965] и Н.А. Ефимцева [1965], с учетом современных палеогеографических представлений (табл. 2).

В соответствии с геолого-геоморфологическими данными, на Горном Алтае достоверно выделя-

Таблица 2. Корреляция катафлювиальных и гляциальных комплексов юго-восточного Алтая.

Изотопные стадии (МИС)	Горизонты западносибирской шкалы	Палеогляциозона Горного Алтая (водоразделы и котловины)	Перигляциальная зона Горного Алтая (долины Чуи и Катунь)
МИС-1	Голоцен	Аллювий поймы и низких террас, коллювий	аллювий поймы и низких террас, коллювий
МИС-2	Сартанский	Гляциокомплексы второго постмаксимального оледенения	делювий, коллювий, лессы, палеопочвы
МИС-3	Каргинский	?	катафлювиал низких террас Аллювий средних террас
МИС-4	Ермаковский	Гляциокомплексы первого постмаксимального оледенения	сальджарский дилювий/катафлювиал (3 цикла)
МИС-5d, МИС-5b		?	аллювий высоких террас
МИС-5e	Казанцевский		
МИС-6	Тазовский	Гляциокомплексы максимального оледенения	ининский
?	Самаровский?		дилювий /катафлювиал (7 циклов)

ется только 3 гляциокомплекса: максимальный, первый постмаксимальный и второй постмаксимальный [Девяткин, 1965; Новиков, 2004]; при этом второй постмаксимальный комплекс имеет ограниченное распространение. Таким образом, в четвертичной истории региона достоверно выделяются 2 крупных эпохи оледенений и соответствующих им многостадийных гляциальных паводков, а также последняя ледниковая эпоха, более ограниченная по масштабам и не сопровождавшаяся гигантскими подпрудами и катастрофическими гляциальными паводками. В перигляциальной зоне выделяются: ининская дилювиальная (катафлювиальная) толща, которая насчитывает 7 литоседиментационных циклов и коррелируется с гляциокомплексами максимального оледенения; сальджарская дилювиальная (катафлювиальная) толща, которая насчитывает 3 литоседиментационных цикла и коррелируется с гляциокомплексами первого постмаксимального оледенения палеогляциозоны юго-востока Горного Алтая.

Как упоминалось ранее, первые ТЛ даты сероцветной моренной толщи опорного Чаганского разреза [Разрез ..., 1978] в возрастном диапазоне от 690 до 10 тыс. лет назад были основаны на технологиях «первого поколения» и не могут быть использовано для надежного геохронологического анализа. Использование новейших ТЛ технологий В.С. Шейнкманом [2002] показало, что формирование всей сероцветной толщи морен Чаганского разреза укладывается в интервал от 135 ± 15 до 58 ± 7 тысяч лет назад. Таким образом, наиболее древние морены Чаганского разреза коррелируются с 6-й изотопной стадией (МИС). Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по пирометаморфическим комплексам западного Кузбасса получены две группы дат пирогенных событий ($1,2 \pm 0,4$ и $0,2 \pm 0,3$ млн. лет назад), отвечающих эпохам активизации неотектонической активности на территории юга Западной Сибири [Новиков и др., 2008]. Если рассмотреть эти два интервала в аспекте четвертичной истории юго-восточного Алтая, то более древней из них, вероятнее всего, отвечает формирование буроцветной серии (бенкенская и башкаусская толщи) эоплейстоценовой межгорной молласы Чуйской котловины, а более молодой соответствует поднятие гор Алтая на такую высоту, которая обеспечила во второй половине среднего неоплейстоцена условия для возникновения оледенений, а следовательно, и для отложения сероцветной толщи морен.

Учитывая вышесказанное, возраст гляциокомплекса максимального оледенения и соответственно ининской толщи сопоставляется с МИС-6. Наличие нескольких циклитов в ининской толще и

геологических данных по буровой скважине близ пос. Ортолык в северо-западной части Чуйской впадины, где выделено 5 циклитов в четвертичной толще, достигающей по мощности 140 м [Бутвиловский, 1993], не исключает вероятность существования ледниковых подвижек и паводковых прорывов, соответствующих МИС-8. Таким образом, морены и водно-ледниковые отложения максимального оледенения, а также ининская толща, слагающая цоколь высоких террас Горного Алтая, коррелируются с тазовской и, возможно, с самаровской моренами западносибирской стратиграфической шкалы [Унифицированная ..., 2000]. Более точная стратиграфическая диагностика гляциокомплекса максимального оледенения и корреляционной ему ининской толщи на основе имеющихся данных пока не правомочна.

По поводу палеогеографии позднечетвертичных оледенений Горного Алтая на рубеже XX–XXI вв. сложилось представление о распространении второго постмаксимального оледенения, сопоставляемого с МИС-2 и с позднезырянским (сарганским) оледенением западносибирской шкалы (см. [Русанов, 2007; Рудой, 2005; Бутвиловский, 1993; Барышников, Малолетко, 1997, 1998] и др.) как самом обширном в позднем неоплейстоцене. Однако, по целому ряду литературных источников [Шейнкман, 2002; Деревянко и др., 2003; Herget, 2005; Lehmkuhl et al., 2006] радиометрические даты от 40 тыс. лет назад и моложе характеризуют непрерывный покровный комплекс эоловых и склоновых отложений Горного Алтая, сформировавшийся после масштабных оледенений и гигантских гляциальных паводков раннезырянского времени. Хроностратиграфическая приуроченность к первому, а не ко второму постмаксимальному оледенению основных кризисных для биоты событий позднего неоплейстоцена Горного Алтая (озерных подпруд и гигантских гляциальных паводков) подтверждается широким распространением средне- и позднепалеолитических памятников как на территории горных котловин [Деревянко, Маркин, 1987], так и по долинам главных рек Горного Алтая [Деревянко, 2001; Постнов и др., 2007]. На мой взгляд, временной интервал после 50–60 тыс. лет назад было достаточно благоприятным для расселения мамонтовой фауны и древнего человека на территории Горного Алтая. Паводки в результате прорывов цунговых и завальных бассейнов моложе 60 тыс. лет назад [Русанов, 2007] были на порядок менее полноводными, нежели сальджарские, и участвовали в формировании комплекса средних террас Чуи и Катуня. Таким образом, сальджарская толща сопоставляется с гляциокомплексами первого постмаксимального оледенения, а вместе

они коррелируются с МИС-4 и раннезырянским горизонтом западносибирской шкалы.

Отложения гляциальных суперпаводков в разрезах долины верхней Оби

Рассмотрим закономерности строения террасового комплекса Верхнего Приобья. На рис. 2 в соответствии с данными геологической съемки [Геологическая ..., 1988] показаны области распространения надпойменных террас (НПТ) в долине Оби от участка слияния Бии и Катунь до района г. Новосибирска. Эти террасы выделены по геоморфологическим уступам и по данным бурения. V-я НПТ возвышается над урезом воды на 60–80 м; IV-я НПТ – на 35–45 м; III-я НПТ – на 18–25 м; II-я НПТ – на 14–18 м; I-я НПТ – на 7–11 м [Адаменко, 1974; Мартынов и др., 1977; Геологическая ..., 1988]. Исследованиями В.А. Панычева [1979] установлено, что *надпойменные террасы Оби не отвечают самостоятельным аллювиальным толщам*, а геоморфологические уровни группируются в две климатических террасы, нижняя из которых имеет среднечетвертичный возраст (IV–V НПТ), а верхняя (I–III НПТ) – позднечетвертичный.

Рассмотрим строение верхнечетвертичной климатической террасы на примере разреза на правом берегу реки Бии в 3 км выше по течению от с. Старая Аржанка (см. рис 3). Здесь, по Г.Г. Русанову [2007], от уреза воды снизу вверх в стратиграфической последовательности обнажены три толщи: 1) нижняя – отложения гляциального суперпаводка мощностью 30 м, представленные валунно-глыбовниками, через гравийные пески переходящие вверх в тонко-субпараллельное переслаивание песков, алевритов и глин; 2) средняя – переслаивание суглинков, супесей, песков мощностью 20 м, которые Г.Г. Русановым диагностированы как аллювий и пролювий мелких притоков, а мною тракуются как делювиально-пролювиальный шлейф; 3) верхняя – лессовидные суглинки мощностью 10 м. В нижней части средней толщи по двум обломкам костей получена ^{14}C дата (СОАН-4003) более 45 тыс. лет назад, что позволило Г.Г. Русанову сделать вывод о раннезырянском возрасте гляциального суперпаводка, представленного нижней толщей в разрезе у с. Старая Аржанка.

В Бийском разрезе (на правом берегу Бии у восточной окраины г. Бийска) эта толща мощностью 15 м перекрывает «синие илы» монастырской свиты; она начинается с валунно-галечников с глыбами и надстраивается песками. Данная толща сопоставлялась с большереченской свитой [Адаменко, 1974], но впоследствии [Панычев,

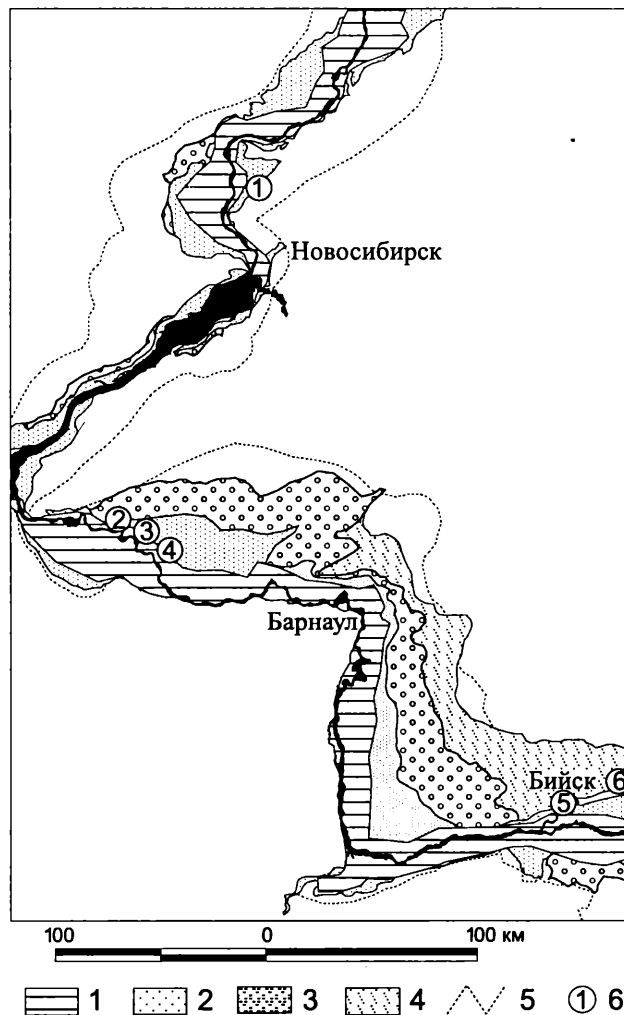


Рис. 2. Схема распространения террасовых комплексов Верхнего Приобья

1 – пойма; 2 – I–III НПТ; 3 – IV-я НПТ; 4 – V-я НПТ; 5 – геоморфологические уступы; 6 – номера разрезов (1 – Красный яр; 2 – Тараданово; 3 – Каргополово; 4 – Малышево; 5 – Бийск; 6 – Старая Аржанка).

1979] выяснилось, что в большереченскую свиту объединены отложения разного возраста. Поэтому целесообразнее называть эту толщу бийской по ее опорному разрезу. Бийская толща коррелируется нами с сальджарской толщей Горного Алтая [Зольников, Гуськов, 2009], которая слагает доколь средних террас Чуи и Катунь и сформирована гляциальными суперпаводками ермаковского времени (50–100 тыс. лет назад). Выше в Бийском разрезе залегает пачка параллельнослоистых песков, супесей, суглинков мощностью 15 м. В них отмечаются вертикальные серии мерзлотных клиньев с характерными признаками псевдоморфоз по сингенетическим повторно-жильным льдам, солифлюкционные дислокации, а также 5 гумусированных прослоев [Разрез..., 1978], что сви-

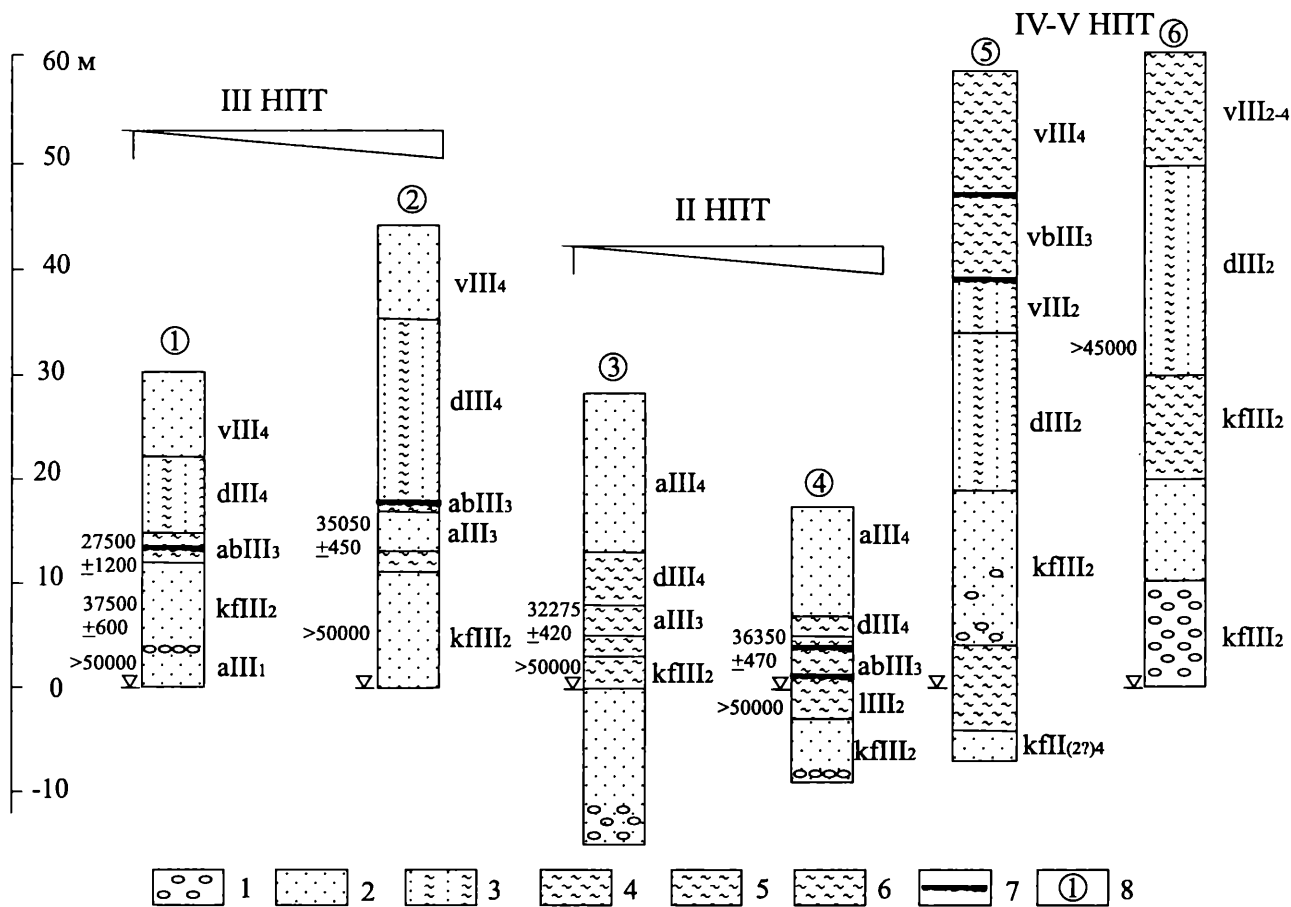


Рис. 3. Опорные разрезы Предалтайской равнины

1 – валунно-галечники; 2 – пески; 3 – переслаивание песков, супесей и суглинков; 4 – суглинки; 5 – глины; 6 – переслаивание глин и песков; 7 – палеопочвы; 8 – номера разрезов (1 – Красный Яр; 2 – Тараданово; 3 – Каргополово; 4 – Малышево; 5 – Бийск; 6 – Старая Аржанка). Генетические индексы: а – аллювий; b – палеопочвы; d – делювиально-пролювиальные образования; v – золовые образования; kf – образования гляциальных суперпаводков. II (??)4 – четвертый (и возможно второй) горизонт среднего неоплейстоцена; III2; III3; III4; – второй, третий и четвертый горизонты верхнего неоплейстоцена соответственно. Значения слева от литологических колонок – радиоуглеродные даты.

детельствует о ее делювиально-пролювиальном генезисе. Еще выше залегают золовые пески и лессы с палеопочвами. Как видно, строение отложений, слагающих бийскую террасу у г. Бийска и у с. Старая Аржанка, однотипно.

Основание Бийского разреза сложено пачкой «синих илов» мощностью 8 м, подстилаемых песками, а еще ниже (по данным бурения) валунно-галечниками. Эти отложения О.А. Адаменко [1974] выделил как монастырскую свиту, подошва которой погружена до 40 м под урез рек Бии и Оби, а кровля поднимается на водораздел до 80 м над меженью. Монастырская толща слагает основание среднечетвертичной ярусной террасы (IV–V НПТ) (рис. 3). В кровле «синих илов» определена фауна млекопитающих хазарского комплекса [Адаменко, 1974; Разрез..., 1978], что указывает на средне-неоплейстоценовый возраст монастырской свиты. Отложения этой свиты выполняют погребенные

долины шириной до 80 км на правом берегу Оби (рис. 2). Нами монастырская свита сопоставляется с ининской толщей Горного Алтая, слагающей цоколь высоких террас Чуи и Катуня и сформированной гляциальными суперпаводками среднего неоплейстоцена [Зольников, Гуськов, 2009].

Непосредственно в долине Верхней Оби монастырская свита вскрывается не часто, выполняя переуглубления Обской палеодолины и фиксируясь в скважинах [Адаменко, 1974]. В отличие от нее, бийская толща обнажается около уреза воды в основании целой серии береговых обрывов, где в качестве предкаргинского вреза описана С.А. Архиповым [1973] как тарадановская толща (рис. 3). В частности, она вскрыта в основании III-й НПТ в разрезах Тараданово и Красный Яр. Разрез Красный Яр, расположенный в 20 км севернее г. Новосибирска, в основании сложен косослойистой песчаной толщей (мощность более 12 м) с серией ¹⁴C

дат от запредельных (СОАН-1066) у уреза воды до 37500 ± 600 лет назад (СОАН-1063) в 10,5 м над урезом воды. Это позволяет считать верхнюю часть песчаной толщи каргинским (50–21 тыс. лет назад) аллювием, а нижнюю с запредельными ^{14}C датами – бийской (тарадановской) толщей и, возможно, казанцевскими аллювиальными отложениями. Аллювий перекрывается алевритами с палеопочвами, с ^{14}C датами от 27500 ± 1200 лет назад (СОАН-15) до 29410 ± 250 лет назад (СОАН-1456), что позволяет установить их каргинский возраст. Выше залегают сарганские отложения – пачка параллельно-слоистых алевритов и песков (мощностью от 8 до 12 м) и пачка песков (мощностью до 10 м). По моему мнению, переслаивание песков и алевритов – это делювий, аналогичный таковому в Бийском разрезе, а пески имеют эоловый генезис.

У пос. Тараданово в основании берегового обрыва залегают косо-слоистая песчаная толща мощностью 11 м, замещающаяся к кровле параллельно-слоистыми алевритами. По ^{14}C датам [Панычев, 1979] сделано заключение о возрасте более 50 тыс. лет. Таким образом, имеются основания считать, что в цоколе III-й НПТ выходит бийская толща. В ее кровле залегают аллювиальная пачка, представленная русловыми и пойменными отложениями с палеопочвой, из которых получены ^{14}C даты 35050 ± 450 лет назад (СОАН-1069) и 38850 ± 2200 лет назад (СОАН-1069Г) [Панычев, 1979]. Выше залега-

ет пачка параллельно переслаивающихся песков и алевритов общей мощностью 17 м – сарганский делювиально-пролювиальный шлейф. Венчается разрез толщей песков мощностью 7 м, аналогичных эоловым осадкам Красного Яра.

Разрезы Каргополово и Малышево отражают строение II-й НПТ (рис. 2). В основании разреза Каргополово залегают глины мощностью 3 м с запредельной ^{14}C датой (СОАН-25), что позволяет отнести их к озерной фации, завершающей бийскую толщу. Ниже уреза воды глины подстилаются песчано-галечниковыми отложениями на глубину до 15 м [Панычев, 1979]. Выше залегают каргинская аллювиальная пачка мощностью 5 м, датированная 32400 ± 2000 лет назад (СОАН-23); 33450 ± 550 лет назад (СОАН-744) и 32275 ± 420 лет назад (СОАН-1254). Выше них находится тонкослоистая алевропесчаная пачка делювия мощностью 5 м. Венчается разрез аллювиальными песками II-й НПТ мощностью 15 м. Разрез Малышево имеет сходное строение. Для него в кровле бийской толщи получены запредельная ^{14}C дата (СОАН-1631), а для пойменных фаций каргинского аллювия с палеопочвами – ^{14}C даты 40450 ± 1000 лет назад (СОАН-1632) и 36350 ± 470 лет назад (СОАН-1633).

В свете изложенных данных автором предлагается новая модель строения террасового комплекса правобережья Верхней Оби (рис. 4). В пе-

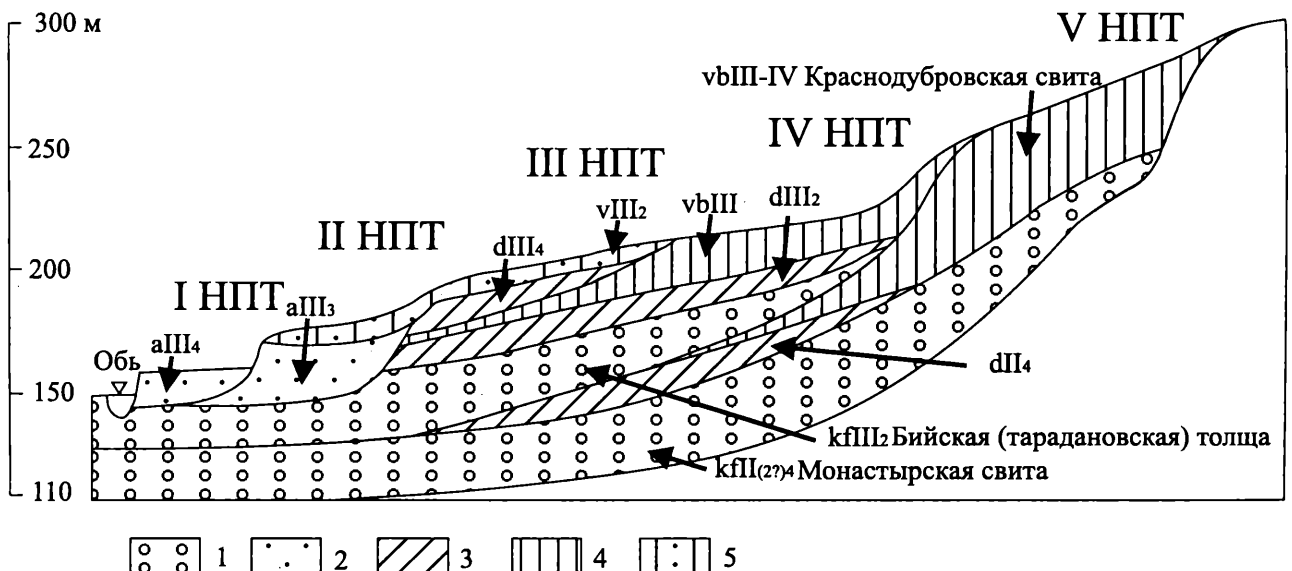


Рис. 4. Обобщенный разрез четвертичных отложений на правобережье Оби; составлен автором с использованием материалов О.М. Адаменко, С.А. Архипова, В.А. Панычева, В.А. Мартынова и данных геологической съемки среднего и мелкого масштабов

1 – отложения гляциальных суперпаводков; 2 – аллювий; 3 – делювиально-пролювиальные шлейфы; 4 – субэдральный лессово-почвенный комплекс водоразделов; 5 – переветренные пески; I-V НПТ – номера «надпойменных террас», закартографированных в ходе геологической съемки (согласно новым данным, геоморфологические уровни не всегда отвечают самостоятельным аллювиальным толщам). Обозначения стратогенетических индексов см. на рис. 3.

реуглублениях долины Оби монастырская толща (k-f II₍₂₇₎₄), являясь цоколем среднечетвертичного комплекса высоких террас, начинается с валунно-галечников. Вверх по разрезу она приобретает песчаный состав в средней части и при «задирании» на водораздел; завершается данная толща слоем «синих илов». Монастырская толща перекрывается в долинной части казанцевским аллювием (aIII₁), на склонах долин – среднечетвертичным делювием (dII₄), и на водоразделах – субэвальной краснодубровской свитой (vbIII-IV). Бийская (тарадановская) толща (kf III₂), являясь цоколем верхнечетвертичного комплекса средних террас, имеет аналогичный фациальный состав и геологическое положение, и перекрыта лессами (vIII₂) и двумя генерациями делювиально-пролювиальных шлейфов, ермаковской (dIII₂) и сартанской (dIII₄), разделенных аллювием с каргинским палеопочвами (vbIII). Пологонаклонная поверхность, которая ранее обозначалась на геологических картах как площадка III-й НПТ [Геологическая ..., 1978; Мартынов и др., 1977; Адаменко, 1974], является, как правило, поверхностью делювиально-пролювиальных шлейфов, и к аккумулятивной деятельности рек во многих случаях отношения не имеет. Речная аккумуляция в долине Оби не превышала уровень II-й НПТ. Пески, перекрывающие уровни I–IV НПТ, имеют эоловый генезис (vIII₂). Таким образом, литоседиментационные циклы Верхней Оби начинаются не с аллювия межледниковий (тобольского и казанцевского), а с отложений гляциальных суперпаводков, представленных монастырской и бийской (тарадановской) толщами, которые выполняют палеоврезы в долине Оби и однотипно с ининской и сальджарской толщами Горного Алтая воздымаются на склон Оби более чем на 60 м от ее межени.

Заключение

Можно предположить, что максимум оледенения в позднем неоплейстоцене Западной Сибири синхронен для гор и равнины и приходится не на позднезырянское оледенение, а на раннезырянское время (МИС-4; возможно, холодные подстадии МИС-5 – см. табл. 2). Это эпоха гигантских гляциальных суперпаводков, отложения которых слагают цоколь средних террас Чуи и Катунь (сальджарская толща), а также цоколь и переуглубленную часть верхнечетвертичного комплекса террас Верхнего Приобья от Бийска до Новосибирска (бийская и тарадановская толщи). Более древний этап дилювиального морфолитогенеза приходится на конец эпохи «максимального оледенения» (МИС-6; возможно, также МИС-8). Отло-

жения гляциальных суперпаводков среднечетвертичного возраста слагают цоколь высоких террас Чуи и Катунь (ининская толща), а также цоколь и переуглубленную часть среднечетвертичного комплекса террас Верхнего Приобья (монастырская свита). Таким образом, многоярусные климатические террасы позднего и среднего неоплейстоцена в долинах Верхнего Приобья начинаются не с казанцевского и тобольского аллювия, который формировался в обстановке межледниковий, а с дилювия, сформированного на завершающих этапах поздне- и среднечетвертичных оледенений. Это объясняет аномальную ширину и глубину палеодолины Оби, а также аномальную мощность ее террасовых комплексов, в несколько раз превышающую ту, которая представляется нормальной для аллювия внеледниковой зоны.

Для местной схемы Приобско-Предалтайского района Западной Сибири [Унифицированная ..., 2000] можно предложить несколько уточнений. Монастырскую свиту, коррелировавшуюся с шайтанским и тобольским горизонтами, следует сопоставлять с бахтинским надгоризонтом (тазовский и, возможно, самаровский горизонты). Бийскую террасу, коррелировавшуюся с ширтинским и тазовским горизонтами, следует сопоставлять с раннезырянским горизонтом. Бехтерминская терраса, сопоставляемая с казанцевским и ермаковским горизонтами, частично является стратиграфическим аналогом бийской террасы. В свете геологической ревизии четвертичных разрезов долин Чуи и Катунь установлено, что большинство стратотипов морен, отвечающих ледниковым горизонтам стратиграфической схемы 1981 г. [Решения ..., 1983] находятся во внеледниковой зоне Горного Алтая, а следовательно, невайдны. Поэтому стратиграфическая шкала нуждается в реформировании. Необходимо исключить стратогены, выделенные в качестве морен во внеледниковой зоне, после чего комплексно охарактеризовать и выделить стратотипы морен среднего неоплейстоцена в гляциокомплексах ледниковой зоны. Пока же геологические, геохронологические, палеонтологические и археологические данные не позволяют построить и обосновать полную и детальную региональную шкалу среднего и позднего неоплейстоцена юго-восточного Алтая до уровня, соответствующего по дробности морским изотопным стадиям и подстадиям. В связи с этим для данного региона рекомендуется вернуться к геологически обоснованным построениям Е.В. Девяткина, Н.А. Ефимцева, О.М. Адаменко с учетом палеогеографических и стратиграфических результатов, полученных на рубеже XX–XXI вв.

Литература

- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 167 с.
- Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных территорий. М.: Наука, 1973. С. 7-33.
- Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
- Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. 1. Томск: Изд-во ТГУ, 1997. 163 с.
- Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. 2. Барнаул: Изд-во АГУ, 1998. 297 с.
- Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.
- Борисов Б.А., Минина Е.А. О гипотезе катастрофических гляциальных паводков на территории Алтае-Саянской области в свете геолого-геоморфологических данных // Всероссийск. совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке» (тез. докл.). С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 90-91.
- Борисов Б.А., Адаменко О.М., Мацуй В.М., Раковец О.А. Четвертичная система. Стратиграфия // Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1.000.000 (новая серия). Лист М – (44), 45 – Усть-Каменогорск. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. С. 68-76
- Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
- Галахов В.П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае). Новосибирск: Наука, 2001. 136 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1.000.000 (новая серия). Лист N-(44),45. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 134 с.
- Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера. // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. С. 152-170.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
- Деревянко А.П. Переход от среднего к позднему палеолиту на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. №3 (7). С. 70-103.
- Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.
- Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 113 с.
- Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115-131.
- Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 906-918
- Зольников И.Д., Гуськов С.А. О палеогеографической и стратиграфической приуроченности гигантских паводков позднего неоплейстоцена-голоцена на территории Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 2. С. 191-196.
- Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Изд-во «Параллель», 2008. 182 с.
- Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. № 4. С. 75-83.
- Зольников И.Д., Мистрюков А.А., Середнев М.А., Лабеекина И.А. Строение и генезис средних террас Яломанско-Катунской зоны (Горный Алтай) // Геоморфология. 2004. № 3. С. 75-84.
- Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Никитин В.П., Шавич Я.Е. Геоморфологическое строение долины р. Оби в районе г. Новосибирска. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1977. 35 с.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 313 с.
- Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 503-526.
- Окишев П.А. Палеогляциологическое мифотворчество и его апологеты // География и природопользование Сибири. Барнаул: Изд-во АГУ, 2003. С. 62-81.
- Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 101 с.
- Парначёв С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
- Поздняков А.В., Хон А.В. О генезисе «гигантской ряби» в Курайской котловине Горного Алтая // Вестник Томского университета. 2001. № 274 (Гляциология Сибири). С. 24-33.
- Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А., Челваков Л.М. К вопросу о стратиграфическом положении палеолитических памятников вдоль Чуйского тракта в долинах Чуи и Катунь // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 13. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2007. С. 149-155.
- Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 206 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе

- ме Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 84 с.
- Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
- Русанов Г.Г.* Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: ГОУ ВПО БПГУ, 2007. 164 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГиМС, 2000. 64 с.
- Шейнкман В.С.* Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. 2002. Вып. 93. С. 41–55.
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., Borodavko P.S., Berger G.W.* Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: A synoptic overview and an introduction to the flood deposit sedimentology // Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples. Oxford: International Association of Sedimentology, 2002. P. 17–35.
- Herget J.* Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. Boulder: Geological Society of America, 2005. 118 p.
- Lehmkuhl F., Zander A., Frechen M.* Luminescence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia) // Quaternary Geochronology. 2007. Vol. 2. P. 195–201.