

СТРАТИГРАФИЯ

СТРАТОТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯЛОМАНО-КАТУНСКОЙ ЗОНЫ  
ГОРНОГО АЛТАЯ

И.Д. Зольников

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия  
Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Проведена ревизия геологических данных, обосновывающих региональную унифицированную схему четвертичных отложений Горного Алтая 1983 г. Показана неправомерность выделения ледниковых горизонтов нижнечетвертичного и среднечетвертичного возрастов в Яломано-Катунской зоне Юго-Восточного Алтая на основе авторских данных и материалов, имеющихся в открытых публикациях. Предлагается вариант корреляции, согласно которому гляциокомплексу максимального оледенения (МИС-6, 5) соответствует ининская катафлювиальная толща, а гляциокомплексу первого постмаксимального оледенения (МИС-4) соответствует сальджарская катафлювиальная толща. Дано описание лектостратотипов сальджарской и ининской толщ. Вторая половина позднего неоплейстоцена Горного Алтая (МИС-3, 2) характеризуется менее катастрофичной событийной историей для древней биоты и палеолитического человека, нежели это считалось ранее.

*Морены, гигантские паводки, стратиграфия, неоплейстоцен, Горный Алтай*

STRATOTYPES OF QUATERNARY DEPOSITS OF THE YALOMAN-KATUN' ZONE  
(Gorny Altai)

I.D. Zol'nikov

We revised geological data substantiating the unified Regional Stratigraphic Chart of Gorny Altai Quaternary deposits constructed in 1983. Based on our and literature data, we showed that Lower and Middle Quaternary glacial horizons are erroneously distinguished in the Yaloman-Katun' zone of southeastern Altai. A new correlation is proposed, according to which the glacial complex of the maximum glaciation (MIS-6 and MIS-5) corresponds to the Inya catafluvial series and the glacial complex of the first postmaximum glaciation (MIS-4), to the Sal'dzhar catafluvial series. The lectostratotypes of both series are described. The event history of the second half of the Late Neopleistocene in Gorny Altai (MIS-3 and MIS-2) was less catastrophic for ancient biota and Paleolithic man than it was believed earlier.

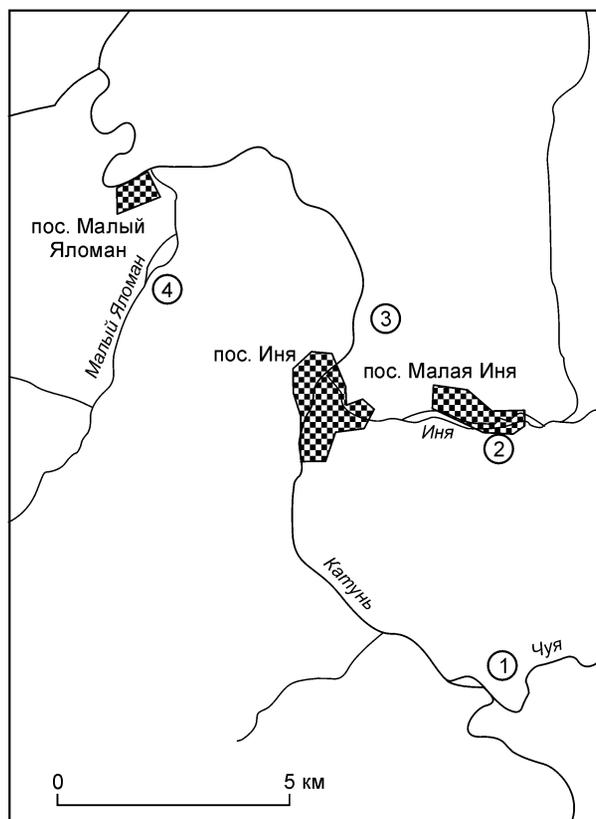
*Moraines, giant floods, stratigraphy, Neopleistocene, Gorny Altai*

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Несмотря на явные успехи изучения четвертичных отложений Горного Алтая за вторую половину XX в., следует признать, что на рубеже XX—XXI вв. так и не сложилось единой общепризнанной точки зрения на четвертичную стратиграфию и палеогеографию данного региона. Региональные обзоры [Щукина, 1960; Девяткин, 1965; Ивановский, 1967; Разрез..., 1978; Богачкин, 1981; Окишев, 1982; Бутвиловский, 1993; Барышников, Малолетко, 1997; 1998; Новиков, 2004; Рудой, 2005] и др. содержат анализ основных интерпретационных идей и концепций, которые в полном объеме вряд ли имеет смысл приводить в нашей статье. Подчеркнем лишь, что для стратиграфических построений, отражающих четвертичную историю всего Горного Алтая, одним из ключевых является участок Яломано-Катунской зоны (рис. 1). По мнению одних исследователей, этот район Катуня, представляет собой ледниковый трог, по которому двигался ледник вплоть до предгорий Алтая, и, соответственно, все рыхлые отложения — это морены и водноледниковые осадки [Борисов и др., 1980; Богачкин, 1981; Окишев, 1982; Борисов, Чернышева, 1987]. Другие исследователи отрицают присутствие здесь морен и считают горизонты крупнообломочного материала аллювиальными [Ефимцев, 1964; Ивановский, 1967]. По мнению третьих, осадки в долине рек Чуя и Катунь образовались в результате катастрофического сброса воды из подпрудных озер, вследствие разрушения ледниковых плотин в горловинах межгорных котловин [Бутвиловский, 1993; Барышников,

**Рис. 1. Местоположение опорных разрезов четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая.**

Разрезы: 1 — Устьчуйский; 2 — Малоинской; 3 — Ининский; 4 — Малояломанский.



Малолетко, 1997; 1988; Парначев, 1999; Новиков, Парначев, 2000; Рудой, 2005; Русанов, 2007]. Принятие той или иной точки зрения на четвертичную историю Яломано-Катунской зоны означает и соответствующие выводы по стратиграфии Горного Алтая.

В бассейнах Чуи и Катунь расположен ряд стратотипов, использованных в региональной стратиграфической схеме [Решения..., 1983], которая приведена в табл. 1.

При обсуждении этой схемы к ней были выдвинуты серьезные претензии авторитетными специалистами по стратиграфии кайнозоя Горного Алтая, что нашло свое отражение в особых мнениях [Решения..., 1983]. В частности, выражалось сомнение в отношении количества выделенных для гор Алтая оледенений. Утверждалось, что выделение региональных стратиграфических подразделений по единичным термолюминесцентным 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 на протяжении семи полевых сезонов для геологической верификации альтернативных генетических концепций. Предварительные результаты с характеристикой ряда геологических разрезов уже опубликованы [Зольников и др., 2004]. Вместе с тем выявилась необходимость особое внимание уделить ревизии стратотипов. Именно проблемам валидности стратиграфических подразделений региональной схемы [Решения..., 1983] и степени их обеспеченности геологической документацией посвящена данная публикация, предлагаемая вниманию читателей.

Таблица 1. Схема основных подразделений четвертичной системы Горного Алтая

Стратиграфич. индекс	Возраст, тыс.л.н.	Отложения, стратиграфическое подразделение
Q <sub>IV</sub>	0—10	Современные
Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	10—23	Аккемского (позднеартыбашского) оледенения
Q <sub>III</sub> <sup>3</sup>	23—50	Бельтирской свиты
Q <sub>III</sub> <sup>2</sup>	50—70	Чибитского (раннеартыбашского) оледенения
Q <sub>III</sub> <sup>1</sup>	70—110	Куэктанарской свиты
Q <sub>II</sub> <sup>4</sup>	110—130	Чуйского (позднемайминского) оледенения
Q <sub>II</sub> <sup>3</sup>	130—180	Чаган-узунской свиты
Q <sub>II</sub> <sup>2</sup>	180—240	Ештыккольского (раннемайминского) оледенения
Q <sub>II</sub> <sup>1</sup>	240—380	Чаганской свиты Кубадринского оледенения Аккаинской свиты
Q <sub>I</sub> <sup>2</sup>	380—500	Куюсского (позднекатунского) оледенения Устьининской свиты Устьчуйского (раннекатунского) оледенения
Q <sub>I</sub> <sup>1</sup>	500—690	Телецкой свиты (верхнебашкаусская подсвита)

## ПРОБЛЕМЫ ВАЛИДНОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Местоположение опорных разрезов плейстоцена в пределах Яломано-Катунской зоны показано на рис. 1. Рассмотрим описание стратотипов, обосновывающих подразделения нижнего звена по старой стратиграфической шкале [Решения..., 1983].

«Лектостратотипом *катунского горизонта*, датируемым в настоящее время раннечетвертичным ледниковьем, рекомендовано обнажение [Богачкин, 1981], расположенное в Яломанской впадине на правом берегу р. Катунь, в 0.3 км ниже устья Ини, которое одновременно является голостратотипом для трех нижнечетвертичных подгоризонтов: **устьчуйского, устьянинского и куюсского**. Здесь в 60-метровом обрыве залегают снизу вверх: аллювий телецкой свиты (мощностью 7—13 м); морена устьчуйского (раннекатунского) оледенения (12—13 м), аллювий устьянинской свиты (15—18 м), морена куюсского (позднекатунского) оледенения (15—21 м) и аллювий чаган-узунской свиты» [Решения..., 1983, с. 35]. Описание данного обнажения С.В. Парначевым [1999] показало, что геологический разрез здесь целиком представлен отложениями разных фаций гляциальных паводков. Кроме того, это обнажение изучено нами в поле, и моренных диамиктонов в его разрезе не обнаружено. Вышесказанное вынуждает исключить из обоснования стратиграфической схемы 1981 г. [Решения..., 1983] лектостратотип катунского горизонта.

Парастратотипами являются обнажение у пос. Куюс для позднекатунского оледенения в 7 км ниже от «лектостратотипа» и обнажение в устье Чуи для раннекатунского оледенения. Нашими полевыми исследованиями установлено, что в этих обнажениях, сложенных катафлювиальными образованиями, также отсутствуют моренные диамиктоны [Зольников и др., 2004]. Единственным свидетельством раннеплейстоценового оледенения остается термолюминесцентная датировка МГУ - КТЛ-40 476 + 51 тыс. л.н., полученная из диамиктона в опорном Чаганском разрезе [Разрез..., 1978]. Однако термолюминесцентным методом нового поколения самая древняя морена «сероцветной толщи» Чагана датирована ( $135 \pm 15$  тыс. л.н.) и сопоставляется с последней подстадией похолодания МИС-6 (морская изотопная стадия) [Шейнкман, 2002]. Таким образом, катунский горизонт (нижнекатунское, верхнекатунское оледенения и межледниковье) следует исключить из нижнего звена региональной схемы, так как он не имеет стратотипов и геохронологического обоснования. Следовательно, исключаются нижнечетвертичные оледенения из событийной истории Юго-Восточного Алтая.

Кубадринская морена никогда не выделялась в Яломано-Катунской зоне, но в Малоинском разрезе (см. рис. 1), расположенном на левом берегу р. Иня в 3 км выше ее впадения в Катунь, описана «озерная толща эпохи деградации первого среднечетвертичного оледенения» [Борисов, Чернышева, 1987 с. 61]. Малоинский разрез (в отличие от Ининского) назван нами по пос. Малая Иня, который расположен на правом берегу р. Иня. Более поздними исследованиями [Барышников, Малолетко, 1998; Парначев, 1999] установлен вторично-подпрудный генезис вышеуказанных отложений за счет перекрытия долины Ини селевыми фациями гигантских гляциальных паводков, что исключает трактовку, данную в работе [Борисов, Чернышева, 1987].

Голостратотип морены кубадринского оледенения мощностью до 12 м расположен на левобережье р. Кубадру, в 1.5 км ниже моста. Из морены получена термолюминесцентная датировка МГУ-КТЛ-96  $304 \pm 41$  тыс. л.н. С геолого-геоморфологической точки зрения в долине Кубадру выделяется гляциокомплекс первого постмаксимального оледенения [Девяткин, 1965]. Верхняя морена подстилается флювиальными отложениями, генезис которых по-разному трактуется разными исследователями. Е.В. Девяткин [1965] считал их перлювием по морене максимального оледенения. Н.А. Ефимцев [1964] придерживался аллювиальной трактовки. В.В. Бутвиловский — аллювиально-пролювиальной [1993]. Термолюминесцентная датировка первого поколения МГУ-КТЛ-96 из верхней морены разреза Кубадру [Разрез..., 1978] является единственным аргументом, на основе которого устанавливается среднечетвертичный возраст и обосновывается стратиграфическая самостоятельность кубадринской морены. При исключении этой датировки становится очевидным, что геологическое наполнение кубадринского «ледникового горизонта» отсутствует, а его выделение в стратиграфической схеме Горного Алтая следует считать необоснованным. Дата  $15320 \pm 105$  л.н., приведенная В.В. Бутвиловским [1993] из песчано-глинистых слоистых отложений, перекрывающих эту морену, позволяет предположить ее позднеплейстоценовый (вероятнее всего, МИС-4) возраст.

Основанием для выделения майминского горизонта, а впоследствии и надгоризонта [Решения..., 1983] было установление Е.Н. Шукиной морены у пос. Майма на Катунь. Наши экспедиционные работы показали правоту исследователей, которые отрицали наличие морен в долине Катунь на выходе из предгорий [Дубинкин, 1961; Ефимцев, 1964; Дубинкин, Адаменко, 1968; Адаменко, 1974; Барышников, Малолетко, 1997, 1998] и др. Поэтому название «майминский» следует исключить из характеристики ледниковых горизонтов и надгоризонтов стратиграфической схемы Горного Алтая.

Ештыккольская (раннемайминская) морена второго среднечетвертичного ледниковья мощностью 16 м описана в Ининском разрезе непосредственно над куюсской мореной мощностью 3 м [Борисов,

Чернышева, 1987]. С ештыккольской мореной сопоставляется «аккусюкская озерная толща эпохи деградации второго среднечетвертичного оледенения мощностью 26.5 м», описанная в кровле Малоинского разреза [Борисов, Чернышева, 1987, с. 61]. Из аккусюкских отложений О. А. Куликовым получены термоллюминесцентные датировки первого поколения с глубины 3.9 м  $90 \pm 25$  тыс. л.н. (МГУ-КТЛ-2025/14) и с глубины 19.5 м  $109 \pm 30$  тыс. л.н. (МГУ-КТЛ-2025/36). Впоследствии эти даты были проверены радиоуглеродным анализом соответственно  $22275 \pm 370$  лет (СОАН-2240) и  $23250 \pm 400$  лет (СОАН 2239) [Барышников, Малолетко, 1998]. Таким образом, радиоуглеродное датирование исключило среднечетвертичный возраст аккусюкской озерной толщи. Что касается генезиса, то нами уже указывалось на то, что в Ининском разрезе отсутствуют морены, а в Малоинском разрезе отсутствуют озерно-ледниковые осадки. Вышеизложенное позволяет считать выделение в Яломано-Катунской зоне ештыккольской морены и сопряженных с ней озерно-ледниковых отложений второго среднеплейстоценового оледенения не обоснованным как в геологическом, так и в геохронологическом аспектах.

Что касается опорных разрезов палеогляциозоны Горного Алтая, то непосредственно в чаганском разрезе так называемая ештыккольская морена не была датирована. В подстилающих ее озерно-ледниковых алевритах имеется дата  $266 \pm 30$  тыс.л.н. (МГУ-КТЛ-3), а в залегающей выше морене  $145 \pm 13$  тыс.л.н. (МГУ - КТЛ-2). Геохронологическая привязка ештыккольской морены давалась по парастратотипу на р. Кызыл-Чин [Решения..., 1983], где вскрыт гляциокомплекс максимального оледенения [Девяткин, 1965], из которого получена термоллюминесцентная дата  $231 \pm 36$  тыс. л. н. МГУ-КТЛ-90 [Разрез..., 1978]. Нижележащие толщи кызыл-чинского разреза охарактеризованы датами  $370 \pm 43$  тыс. л. н. (МГУ-КТЛ-92) и  $1082 \pm 128$  тыс. л. н. (МГУ-КТЛ-92). Подчеркнем, что в кызыл-чинском разрезе моренная толща одна и отсутствуют отложения, которые могли бы быть интерпретированы как свидетельство другого гляциокомплекса. Разрез на р. Кызыл-Чин является примером стратиграфического размножения морен путем присваивания разного возраста (при помощи термоллюминесцентных дат первого поколения) выходам в различных участках Горного Алтая единого морфолитостратиграфического комплекса максимального оледенения.

Чуйская морена была выделена Б.М. Богачкиным [Богачкин, 1981] на правом берегу Катунь близ устья Чуи. Детальными полевыми исследованиями [Зольников и др., 2004] установлено, что неслоистый диамиктон, который был описан Б.М. Богачкиным как чуйская морена, является телом голоценового оползня-обвала, который четко прослеживается в рельефе. Более того, изучение опорных разрезов в долинах рек Чуя и Катунь [Зольников и др., 2004] и, в частности, обнажений в устье Чуи, где была выделена чуйская морена, показало, что ниже по течению от устья р. Бельгебаш моренные диамиктоны в долинах Чуи и Катунь вообще отсутствуют. Таким образом, *из региональной стратиграфической схемы следует исключить ештыккольскую (раннемайминскую) и чуйскую (позднемайминскую) морены как не имеющие геологического и геохронологического обоснования.*

Морены и водно-ледниковые осадки катунского и майминского горизонтов, соответствующие ранне- и среднечетвертичным оледенениям региональной стратиграфической схемы [Решения..., 1983], отсутствуют в стратотипах на территории Яломано-Катунской зоны. Верхнечетвертичные морены в этом районе никогда не выделялись. Следовательно, вне зависимости от числа и возраста четвертичных оледенений Горного Алтая, территория чуйско-катунской магистральной долины вдоль Чуйского тракта является неледниковой или, по крайней мере, перигляциальной палеогеографической областью неоплейстоцена Юго-Восточного Алтая. Поэтому встает вопрос о геологических телах, которые должны быть выделены в пределах четвертичной толщи Яломано-Катунской зоны вместо стратиграфических подразделений, оказавшихся невалидными.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯЛОМАНО-КАТУНСКОЙ ЗОНЫ**

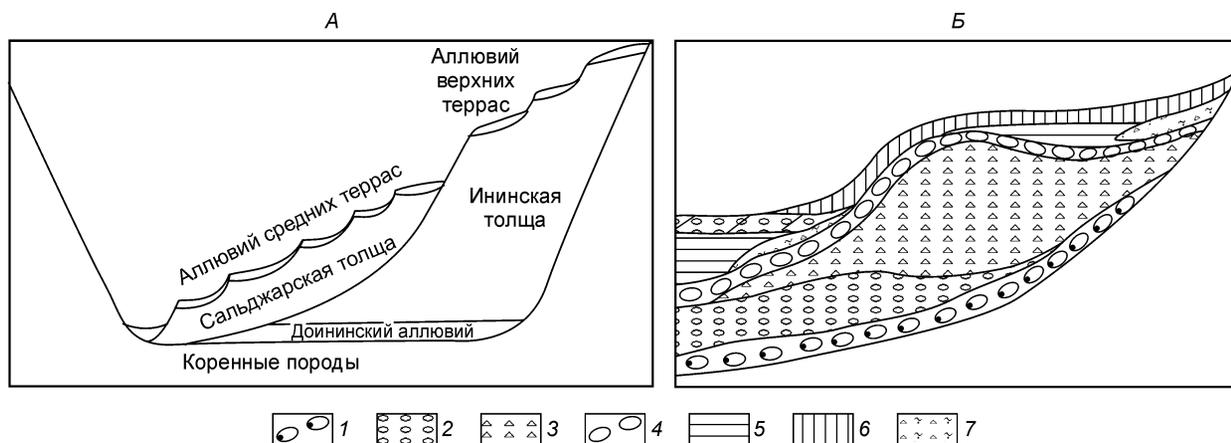
Детальная документация геологических разрезов в естественных обнажениях и техногенных выработках [Зольников и др., 2004] позволила обосновать ряд положений.

##### **В Яломано-Катунской зоне морен нет.**

Галечники, валунники, глыбовники, залегающие протяженными горизонтами в четвертичных отложениях района, имеют, как правило, параллельную и линзовидно-косую слоистость, что не позволяет связывать условия их образования ни с чем иным, кроме как с водными потоками.

##### **Свидетельств тектонического и ледникового подпруживания нет.**

Горизонты параллельно-слоистых дресвяников и песков, залегающие субгоризонтально на днище или облекаяще на склонах, не могут быть связаны с перегораживанием магистральной долины неотектоническими блоками, так как свидетельств существования таких блоков в данном районе нет. Отсутствие морен и конечных моренных гряд поперек магистральной долины также не позволяет отнести дресвяники к подпрудно-ледниковым или флювиогляциальным отложениям.



**Рис. 2. Закономерности строения четвертичной толщи Яломано-Катунской зоны Горного Алтая.**

*А* — взаимоотношения ининской и салджарской толщ, а также аллювия высоких и средних террас Яломано-Катунской зоны Горного Алтая.

*Б* — взаимоотношение фаций гляциального паводка.

1 — базальный горизонт валунно-глыбовников, 2 — валунно-галечники, 3 — дресвяники, 4 — галечники самоотмоксти, 5 — алевриты вторично-подпрудных озер; 6 — субазальный покров, 7 — оплывневые миктиты.

### **Высокие и средние террасы являются эрозионными.**

Разрезы аллювиального комплекса высоких и средних террас Чуи и Катунь редки. Аллювиальные горизонты косослоистых валунно-галечников и песков залегают, как правило, на глубину не более 3—5 м от поверхности площадок террас. Террасовые уровни являются эрозионными, т.е. вырабатываются в толще четвертичных отложений по грубообломочным горизонтам (валунникам и глыбовникам). Таким образом, террасы как формы рельефа и отложения, по которым «вырезаны» террасы, разновозрастны.

### **Геологическая история соответствует схеме Н.А. Ефимцева.**

Геологические данные подтверждают представления Н. А. Ефимцева [1964] о последовательном формировании пяти разновозрастных четвертичных толщ в долинах рек Чуя и Катунь: доининский аллювий; ининская флювиальная толща; аллювий высоких террас, вырезанных в ининской толще; салджарская флювиальная толща; аллювий средних и низких террас, врезанный в салджарскую толщу (рис. 2, *А*).

### **Ининская и салджарская толщи представлены набором фаций гигантских гляциальных паводков, охарактеризованным С.В. Парначевым.**

Внутреннее строение ининской (слагает высокие террасы) и салджарской (слагает средние террасы) толщ представляет собой вложенные друг в друга флювиальные комплексы гигантских гляциальных паводков. Каждый комплекс построен в соответствии с описанным С. В. Парначевым [1999] типовым циклитом (см. рис. 2, *Б*): селевая фация глыбовников, валунников, галечников; пойменная фация дресвяников; русловые отложения самоотмоксти, представленные валунными галечниками; вторично-подпрудные озерные и покровные алевриты. Базальные слои валунных глыбовников начинаются от уровня современного русла Чуи и воздымаются на борта ее долины более чем на 100 м, фиксируя горизонты размыва и накопления селевых отложений, образовавшихся в ходе гигантских паводков. Нами в составе катафлювиальных циклов выделен еще один типичный элемент, встречаемый в разрезах, — оплывневые образования, формировавшиеся за счет грязевых потоков, стекавших по склонам вниз при спаде паводка (см. рис. 2, *Б*).

### **Ининская и салджарская толщи построены однотипно, но имеют специфические особенности.**

Набор фаций и закономерности их пространственных сочетаний в ининской и салджарской толщах одинаковы. Однако в ининской толще по сравнению с салджарской лучше промытость и сортированность обломочного материала, больше общая мощность толщи и мощность фаций. В наиболее представительных разрезах ининской толщи зафиксировано семь литоседиментационных циклов; в разрезах салджарской толщи — три. Все это свидетельствует о том, что ининские паводки были полноводнее и многочисленнее салджарских.

Очевидно, что ининская и салджарская толщи соответствуют разным ледниковьям глобальной стратиграфической шкалы в ранге морских изотопных стадий (МИС). Возможно, в ининскую толщу включены отложения не одного оледенения. Вместе с тем ининская и салджарская толщи были выделены [Ефимцев, 1964] без описания стратотипов, а поэтому они не могут быть включены в региональную стратиграфическую схему в качестве свит или горизонтов [Стратиграфический кодекс..., 2006]. Нами

было предпринято описание опорных разрезов по два на каждую толщу, так как у катафлювиальных отложений типовой набор фаций существенно меняется в зависимости от геолого-геоморфологической обстановки. Местоположение разрезов дано на рис. 1.

## ЛЕКТОСТРАТОТИПЫ ИНИНСКОЙ И САЛЬДЖАРСКОЙ ТОЛЩ

### Устьчуйский разрез сальджарской (чуйской) толщи в устье Чуи.

Правый берег р. Катунь. 712.5 км Чуйского тракта. Овраг протяженностью 350 м, устье которого находится в 600 м ниже по течению от слияния Чуи и Катунь. Обнажения прослеживаются по бортам оврага у бровки и фактически на всю высоту устья оврага. Рассмотрим наиболее представительное обнажение в устье оврага. Здесь, в стенке обрыва на левом борту оврага обнажаются сверху вниз (рис. 3):

#### Пачка 1

С л о й 1. Серый гравийно-галечник с прослоями песка. Прослои песка толщиной 10—20 см встречаются через 1—1.5 м. Мощность до 8 м.

#### Пачка 2

С л о й 2. Палевый алеврит с тонкими и мелкими прослоями песка. Слоистость субгоризонтальная параллельная пологоволнистая. Мощность до 3 м.

С л о й 3. Параллельное переслаивание алевропеска и дресвяника. Мощность до 4 м.

С л о й 4. Галечник гравийный. В прикровельном участке чередование субгоризонтальных и косых прослоев, ниже косые серии с падением плоскостей напластования в направлении к борту долины под углом 40°. Ложится на подстилающую толщу с угловым несогласием. Видимая мощность от 4.5 до 7.5 м.

#### Пачка 3

С л о й 5. Параллельное переслаивание галечника, дресвяника и алевропеска. Мощность до 5 м.

С л о й 6. Параллельно-слоистый галечник. С вышележащими отложениями контакт согласный. Подстилающие отложения срезаются подошвой слоя с угловым несогласием. Нижний контакт ровный, резкий, эрозионный. Мощность до 5 м.

#### Пачка 4

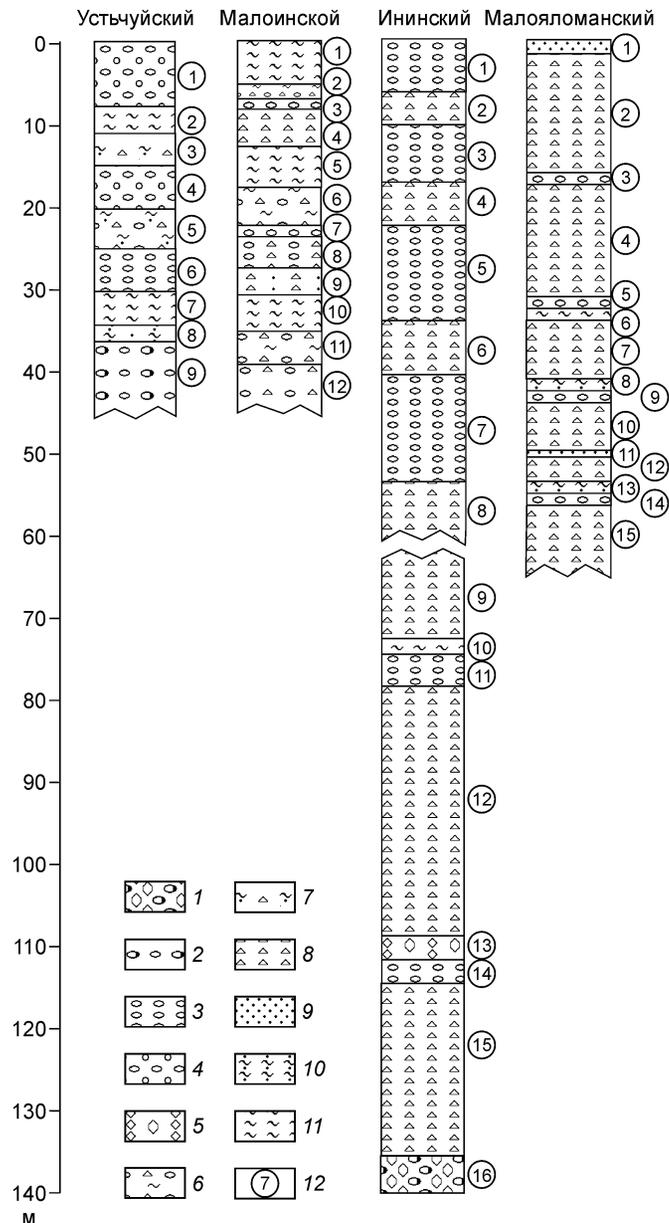
С л о й 7. Параллельно- тонко-мелкослоистые алевриты. В левой стенке оврага, поперечной долине реки, слоистость падает наклонно под углом до 30° в соответствии с уклоном от борта к руслу. В стенке обнажения, параллельной направлению долины Катунь, слоистость субгоризонтальна. Отмечается волнистость и малоамплитудные дислокации. Мощность слоя до 4 м.

С л о й 8. Параллельное переслаивание алевропеска и песка. Контакт с перекрывающимися и подстилающими отложениями согласный. Мощность 1.5—2 м.

С л о й 9. Валунно-галечники с косыми сериями прослоев, падающими под углами до 45° в сторону русла. Встречаются глыбы. Видимая мощность до 8 м.

В данном обнажении прослеживаются четыре седиментационных цикла отложений. Рассмотрим последовательности слоев снизу вверх. Первый цикл составляют: слой 9 — «русловая» фация влекомого наноса; слой 8 — «пойменные» отложения, формирующиеся за счет «лавиного» выпадения в осадок взвешенного в толще воды материала и слой 7 — отложения вторично-подпрудного мелководного озера. На отложениях первого седиментационного цикла с угловым несогласием залегают: слой 6 — русловые галечники, переходящие в слой 5 — фацию параллельно-слоистых дресвяников. Выше со структурным несогласием залегают отложения третьего седиментационного цикла: слой 4 — валунно-галечники «руслового» влекомого наноса; слой 3 — параллельно-слоистая фация лавинной седиментации взвешенного наноса и слой 2 — вторично-подпрудные мелководно-озерные отложения. Самый верхний (четвертый) комплекс параллельно-слоистых гравийно-галечников протягивается достаточно выдержанно вдоль бровки оврага на 350 м и меняется по мощности от 8 до 3 м.

Наиболее значимое структурное несогласие проявляется между подошвой слоя 6 и подстилающими отложениями. Поэтому мы относим образования первого седиментационного цикла (слои 9, 8, 7) к ининской толще. Вышележащие слои, слагающие верхние три седиментационных цикла, относятся нами к сальджарской толще. При этом в верхнем (третьем) седиментационном цикле отсутствует грубообломочный базальник. На наш взгляд, именно это вышеописанное обнажение может выступать в роли лектостратотипа сальджарской толщи, поскольку при выделении сальджарской толщи стратотип у пос. Сальджар Н.А. Ефимцевым не описан. Вместе с тем Б.М. Богачкиным [Богачкин, 1981] уже предложена и утверждена в региональной стратиграфической схеме «чуйская толща», совпадающая как геологическое тело с сальджарской толщей в понимании Н.А. Ефимцева [Ефимцев, 1964]. Однако описание Б.М. Богачкиным геологических разрезов изобилуют неточностями, приблизительностями и сменой генетических интерпретаций. Собственно говоря, и у Б.М. Богачкина нет детального стратотипического описания чуйской свиты. Поэтому мы считаем, что целесообразно принять вышеописанный нами разрез на правом берегу Катунь в овраге 600 м ниже по течению от устья Чуи как парастратотип чуйской/сальджарской толщи, но в более современном стратогенетическом понимании. Нами чуйская/сальджарская толща понимается не по Б.М. Богачкину как морена и сопряженные с ней водно-гляциальные отложения, но вслед за Н.А. Ефимцевым и С.В. Парначевым как геологическое тело, слагающее комплекс отложений



**Рис. 3. Строение опорных разрезов четвертичных отложений.**

1 — валунно-глыбовник, 2 — валунник, 3 — валунно-галечник, 4 — галечник, 5 — гравийно-галечник, 6 — щебнеглыбовник, 7 — алевродресвяно-галечник, 8 — переслаивание дресвяника и алевропеска, 9 — дресвяник, 10 — песок, 11 — алевропесок, 12 — алеврит, 13 — номер слоя.

(насчитывающий три седиментационных цикла катастрофических паводков), по которому вырезаны средние террасы долин Чуи и Катунь.

**Малоинской разрез салджарской (чуйской) толщи в долине р. Иня.**

Левый борт долины р. Иня. Серия обнажений в стенках оврага, поперечного долине, у пос. Малая Иня. Сам овраг расположен в 3.4 км от впадения Ини в Катунь по азимуту 130°. Бровка оврага находится на отметке 820 м. Сверху вниз от бровки оврага обнажаются (см. рис. 3):

*Пачка 1*

Слой 1. Палевые алевриты с прослоями песков. Слоистость параллельная субгоризонтальная средняя, мелкая и тонкая. Залегает согласно облекаяще на нижележащих отложениях. Нижний контакт ровный резкий. Подошва слоя субгоризонтальная, очень полого падает в сторону реки. Мощность 4.7 м. Ближе к реке вдоль оврага мощность слоя несколько уменьшается в результате воздействия современных денудационных процессов на поверхность площадки террасы.

Слой 2. Полосчато-слоистая ассоциация дресвяника, алевроита, дресвяно-галечно-алевритового миктита. Текстурированный облик слоя меняется как по латерали, так и по вертикали от параллельно-слоистых разностей до причудливо переплетенных полос и однородных миктитов с отдельными включениями разнообразного гранулометрического состава (от алевроита и песка до дресвы, гальки и щебня). Мощность 2.1 м. Мощность слоя может существенно меняться.

Слой 3. Галечник параллельно- и косослоистый. Мощность 0.2—0.3 м.

Слой 4. Дресвяник параллельно-слоистый с включениями гальки и редкими прослоями песка. Мощность 4.3 м.

*Пачка 2*

Слой 5. Палевые алевроиты с прослоями песков. Слоистость параллельная субгоризонтальная средняя, мелкая и тонкая. Залегает согласно облекаяще на нижележащих отложениях. Нижний контакт ровный резкий. Мощность 4.8 м.

Слой 6. Полосчато-слоистая ассоциация дресвяника, алевроита, дресвяно-галечно-алевритового миктита, аналогичная слою 2. В подошве прослой песка. Мощность 5.1 м.

Слой 7. Галечник параллельно- и косослоистый. Мощность 0.3—0.5 м. Подошва с врезками и карманами. Мощность меняется.

Слой 8. Дресвяник параллельно-слоистый с прослоями гальки. Кровля подчеркнута прослоем песка толщиной 0.4 м. Мощность 3.5 м.

*Пачка 3*

Слой 9. Дресвяник параллельно-слоистый с прослоями песка. В отличие от вышележащего слоя прослой гальки отсутствуют. Мощность от 2 до 6 м закономерно увеличивается вдоль оврага от борта долины к руслу р. Иня. Несогласно срезает нижележащие отложения. Подошва слоя гипсометрически опускается в сторону русла реки. Слоистость параллельная подошве. Кровля пологонаклонна. В описываемом сечении мощность 2.8 м.

*Пачка 4*

Слой 10. Палевые алевроиты с прослоями песков. Слоистость параллельная субгоризонтальная, средняя, мелкая и тонкая. Залегает согласно облекаяще на нижележащих отложениях. Нижний контакт ровный, резкий. Мощность 4.1 м.

Слой 11. Полосчато-слоистая ассоциация дресвяника, алевроита, дресвяно-галечно-алевритового миктита, аналогичная слою 2. В направлении поперек долины р. Иня от ее русла к борту увеличивается число оплывневых дислокаций. Соответственно, чем дальше от борта и ближе к руслу реки, тем больше ровных седиментационных прослоев, и материал в них более сортирован. Кровля подчеркнута прослоем галечника толщиной 0.2—0.3 м. Общая мощность от 2.6 до 4.2 м.

Слой 12. Параллельные и линзовидно-косослоистые дресвяники и галечники. Подошва слоя уходит под днище оврага. Видимая мощность 3.1 м.

Особо отметим, что слои 10, 11, 12 за наблюдаемый период обнажились только в июле 2007 г. при формировании каньонообразного эрозионного размыва днища оврага на глубину до 10 м после обильных дождей. Ранее днище располагалось на кровле алевроитов слоя 10 и поэтому в стенке оврага фиксировался неполный разрез. В июле 2007 г. не только вскрылись нижние слои, но и обнажился контакт описанной толщи с более молодыми отложениями — параллельно-слоистыми пескодресвяниками делювиального шлейфа (до 14 м мощностью). По текстурным особенностям этот слой является аналогом слоя 9 (пачка 3). Молодой делювий срезает под углом около 45° толщу слоев 1—12 и выходит к современному руслу р. Иня. Таким образом, в разрезе мы видим три фактически идентичных по набору фаций цикла отложений (пачки 1, 2, 4), каждый из которых снизу вверх состоит из параллельно-слоистых дресвяников (слои 4, 8, 12), галечников (слои 3, 7, верхняя часть слоя 11), слоисто-полосчатой оплывневой ассоциации алевроитов, дресвяников и алевродресвяно-галечных миктитов (слои 2, 6, 11), параллельно-слоистых озерных алевроитов с прослоями песка и дресвы (слои 1, 5, 10). Преобладают фации дресвяников и подпрудно-озерных алевроитов. Четко выделяются и прослеживаются фации подводно-оплывневых образований (слои 4, 8, 12), формировавшихся на стадии спада паводка путем оплывания грязекаменного материала во вторично-подпрудное озеро.

#### **Ининский разрез ининской толщи близ устья р. Иня.**

Для ининской толщи лектостратотип был описан С.В. Парначевым в 0.3 км ниже устья р. Иня на правом берегу Катуня [Парначев, 1999]. Описание разреза приводится здесь (см. рис. 3) по пачкам сверху вниз (у С.В. Парначева снизу вверх):

*Пачка 1*

Слой 1. Галечники. Мощность 6 м.

Слой 2. Параллельно-слоистые песчанистые дресвяники. Мощность 4 м.

*Пачка 2*

Слой 3. Галечники. Мощность 7 м.

Слой 4. Параллельно-слоистые песчанистые дресвяники. Мощность 5 м.

*Пачка 3*

Слой 5. Галечники. Мощность 9 м.

Слой 6. Параллельно-слоистые песчанистые дресвяники. Мощность 6 м.

Оплыв 15 м

*Пачка 4*

Слой 7. Горизонтально-слоистые галечники. Мощность 10—13 м.

Слой 8. Параллельно-слоистые песчанистые дресвяники. Видимая мощность 7 м.

*Пачка 5*

С л о й 9. Параллельно-слоистые дресвяники с отдельными «взвешенными» глыбами и валунами. Видимая мощность 10 м.

*Пачка 6*

С л о й 10. Алевриты с прослоями песков, дресвяника и галечника. Мощность 1.5—2 м.

С л о й 11. Косослоистые галечники. Мощность 4—6 м.

С л о й 12. Параллельно-слоистые дресвяники с щебнем. Имеются включения дробстоунов — глыб и валунов. Мощность 30—35 м.

С л о й 13. Мелкоглыбовый щебень с грубой пологонаклонной слоистостью 10° вниз по течению Катуня. Мощность от 4 до 5 м.

*Пачка 7*

С л о й 14. Косослоистые галечники. Мощность 2 м.

С л о й 15. Параллельно-слоистые дресвяники с щебнем. Имеются включения дробстоунов — глыб и катунов нелигитифицированного материала. В прикровельном участке прослой галечников. Мощность 22 м.

С л о й 16. Валунно-глыбовник грубо- и косослоистый с падением поверхностей напластования под углом 10—15° вниз по течению Катуня. Видимая мощность от 4 до 8 м, в среднем — 6 м.

Таким образом, в стратотипическом разрезе ининской толщи на правом берегу Катуня близ устья р. Иня С.В. Парначевым выделяются семь катафлювиальных циклов. Здесь, на прирусловом участке долины Катуня, в составе ининской толщи доминируют грубообломочные русловые фации. Мелкообломочные фракции в составе ининской толщи преобладают в крутых излучинах (эрозионных тенях) и притоках. Парастратотипом, дополняющим вышеупомянутый разрез, может служить обнажение в долине Малого Яломана.

**Малояломанский разрез ининской толщи в долине р. Малый Яломан.**

Расположен на правом берегу р. Малый Яломан в 1950 м от впадения в Катунь. В обрывистом борту долины над аккумулятивной террасой Малого Яломана сверху вниз от бровки осыпи обнажаются (см. рис. 3):

*Пачка 1*

С л о й 1. Песок с гравием и галькой. Мощность 1 м.

С л о й 2. Дресвяник параллельно-горизонтально-слоистый. Мощность 15 м.

С л о й 3. Валунно-галечник. Мощность 1 м.

*Пачка 2*

С л о й 4. Дресвяник параллельно-горизонтально-слоистый. Мощность 13.5 м.

С л о й 5. Валунно-галечник. Мощность 0.5 м.

*Пачка 3*

С л о й 6. Алевропесок палевый с прослоями и линзами. Отмечаются конволюции и линзы. Мощность от 0.2 до 0.3 м.

С л о й 7. Дресвяник параллельно-горизонтально-слоистый. Мощность 8.0 м.

*Пачка 4*

С л о й 8. Алевропесок палевый слоистый. Имеются прослой гравийно-галечного материала. Отмечаются конволюции и линзы. Мощность до 0.6 м.

С л о й 9. Галечник косослоистый. Нижний контакт ровный резкий. В кровле — карманы и линзы. Мощность 1.5 м.

С л о й 10. Дресвяник параллельно-горизонтально-слоистый. Отмечаются единичные плоские остроугольные отломы, залегающие параллельно плоскостям напластования. Мощность 6.0 м.

*Пачка 5*

С л о й 11. Палевый горизонтально-слоистый песок. Мощность 0.25 м.

С л о й 12. Дресвяник параллельно-слоистый с прослоями галечника. Мощность 3.5 м.

*Пачка 6*

С л о й 13. Алевропесок палевый неслоистый. Имеются прослой гравийно-галечного материала. Мощность до 0.5 м. Подошва ровная. Кровля неровная — волнистая.

С л о й 14. Галечник косослоистый. Мощность 1.5 м. Нижний контакт ровный резкий. Срезает дресвяники слоя 1 с угловым несогласием.

С л о й 15. Дресвяник параллельно-слоистый. Видимая мощность до 6.5 м. Нижняя часть скрыта под осыпью.

Данное обнажение простирается более чем на 100 м по латерали, что позволяет проследить уровни валунно-галечников, которые фактически не меняют свою высоту. Субгоризонтальное положение горизонтов крупнообломочного материала обусловлено тем, что данное обнажение представляет собой сечение ининской толщи плоскостью, параллельной борту долины Малого Яломана. Фактически стенка обнажения сложена почти нацело дресвяниками. Горизонты крупнообломочного материала четко прослеживаются выдержанными маркерами. Примечательно, что наряду с валунно-галечными фациями влекомого наноса в разрезе присутствуют и алевропесчаные разновидности водно-грязевых и остаточных озерных отложений. Однако в связи с тем, что устье долины Малого Яломана на момент формирования ининской толщи было открытым, а сама долина широкой — значительного распространения вторично-подпрудные отложения в таких условиях не получили.

Таким образом, нами приведено послойное описание четырех опорных разрезов — по два на каждую катафлювиальную толщу внеледниковой зоны Чуйско-Катунской долины. Необходимость характерис-

тики каждой катафлювиальной толщи двумя разрезами обусловлена существованием разных обстановок осадконакопления: непосредственно в пределах транзитной долины и в ее притоках. Что касается палеонтологического и геохронологического обоснования возраста сальджарской и ининской толщ, то здесь еще остается ряд нерешенных вопросов.

### ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ

Анализ литературных источников и собственные полевые исследования привели автора к выводу, что стратиграфическая схема четвертичных отложений Горного Алтая [Решения..., 1983] не обоснована в достаточной степени ни геологическим, ни геохронологическим, ни палеонтологическим материалами. И хотя эта схема (см. табл. 1) легла в основу карты четвертичных отложений новой серии м-ба 1:1 000 000 [Борисов и др., 1980], но она не в состоянии обеспечить легенду картирования ни для среднемасштабных (1:200 000), ни тем более для крупномасштабных исследований (1:50 000; 1:25 000).

Известно, что геохронологической основой стратиграфической схемы 1981 г. являются термлюминесцентные даты МГУ первого поколения, которые, по мнению исследователей, вводивших в научный обиход эти датировки, «...надо рассматривать не в абсолютном времени, а скорее как относительную оценку возраста осадков «древнее—моложе» и для сравнительного анализа» [Разрез..., 1978, с. 16]. Существуют и еще более категоричные мнения по данному поводу. Например: «...обоснование литолого-стратиграфических схем в ключе подгонки к известным с использованием данных методов методологически еще более некорректно, так как запутывает ситуацию непредсказуемо и не дает возможности для переинтерпретации новых данных...» [Бутвиловский, 1993, с. 6]. Некорректность использования для стратиграфических построений термлюминесцентных дат старого поколения показало сравнение их с радиоуглеродными датами [Бутвиловский, 1993] и с термлюминесцентными датами нового поколения [Шейнкман, 2002].

В 2001 и 2003 гг. Чаганский разрез был опробован А.Р. Агатовой, и образцы отданы на термлюминесцентный анализ в две независимые лаборатории. По итогам датирования сделано следующее заключение: «...Технологии этого метода все еще далеки от совершенства... для возрастного расчленения аккумулятивных форм ледникового рельефа и напластований моренных отложений в разрезах — использование ТЛ-датирования на его современном методическом уровне в качестве руководящего критерия пока неправомерно, а к выполненным на основе ТЛ-датировок реконструкциям следует относиться весьма осторожно» [Агатова и др., 2004, с. 10]. Поэтому целесообразно учесть рекомендации исключить из обоснования стратиграфических подразделений термлюминесцентные датировки, в особенности даты первого поколения, полученные В. А. Ильичевым в лаборатории новейших отложений МГУ по методике, предложенной Г. В. Морозовым и В. Н. Шелкоплясом.

Прежде всего обратимся к геолого-геоморфологическим данным, по которым на Горном Алтае достоверно выделяются только три гляциокомплекса: максимальный, первый постмаксимальный и второй постмаксимальный [Девяткин, 1965; Окишев, 1982; Бутвиловский, 1993], при этом второй постмаксимальный имеет ограниченное распространение. Таким образом, в четвертичной истории региона достоверно выделяются две крупные эпохи оледенений и соответствующие им многостадийные гляциальные паводки, а также последняя ледниковая эпоха, более ограниченная по масштабам, не сопровождавшаяся гигантскими подпрудами и катастрофическими гляциальными паводками. В соответствии с этими достаточно простыми и традиционными представлениями мы приводим вариант сопоставления моренных комплексов ледниковой зоны и литоседиментационных комплексов гляциальных паводков перигляциальной зоны Юго-Восточного Алтая в табл. 2.

Таблица 2. Корреляция катафлювиальных и гляциальных комплексов ЮВ Алтая

Изотопная стадия	Горизонт Зап.-Сиб. шкалы	Палеогляциоэона Горного Алтая (водоразделы и котловины)	Перигляциальная зона Горного Алтая (долины Чуи и Катуня)
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. Катафлювиал низких террас
МИС-3	Каргинский	?	Аллювий средних террас
МИС-4 МИС-5b,d	Ермаковский	Гляциокомплексы первого постмаксимального оледенения	Чуйский/сальджарский дилювий/катафлювиал (3 цикла)
МИС-5e	Казанцевский	?	Аллювий высоких террас
МИС-6	Тазовский?, Самаровский?	Гляциокомплексы максимального оледенения	Ининский дилювий/катафлювиал (7 циклов)

Этот вариант корреляции наиболее близок к тому, который в свое время предлагался в [Ефимцев, 1964; Девяткин, 1965; Адаменко, 1974]. В перигляциальной зоне выделяются: ининская дилювиальная (катафлювиальная) толща, которая насчитывает семь литоседиментационных циклов и коррелируется с гляциокомплексами максимального оледенения, а также чуйская/сальджарская дилювиальная (катафлювиальная) толща, которая насчитывает три литоседиментационных цикла и коррелируется с гляциокомплексами первого постмаксимального оледенения палеогляциозоны юго-востока Горного Алтая. Большое число литоседиментационных циклов и большая мощность ининской толщи по сравнению с чуйской/сальджарской объясняется на наш взгляд большей продолжительностью, интенсивностью, многостадийностью максимального оледенения Горного Алтая.

Не исключено, что ининская толща включает в себя отложения гигантских паводков, соответствующих не только МИС-6, но и более древним оледенениям в пределах среднего неоплейстоцена, в то время как сальджарская/чуйская толща соответствует стадии МИС-4, холодным подстадиям МИС-5. Геологические данные свидетельствуют о более полноводном характере ининских паводков по сравнению с сальджарскими. На наш взгляд, это может быть связано с тем, что сальджарские паводки формировались во время прорыва Курайско-Чуйской лимносистемы при отсутствии ледниковой плотины в районе Куэхтанара между котловинами, поэтому они были менее полноводными. Ининская толща формировалась при прорыве ледниковых плотин как в горловине Чуйской котловины, так и в горловине Курайской. В последнем случае площадь бассейнов была больше, а паводки полноводнее.

Предложенный нами вариант стратиграфического расчленения и корреляции гляциокомплексов и дилювиальных толщ неоплейстоцена Горного Алтая (см. табл. 2) в геохронологическом аспекте основывается на анализе радиоуглеродных дат и термолюминесцентных дат нового поколения [Деревянко, Маркин, 1987; Бутвиловский, 1993; Барышников, Малолетко, 1997, 1998; Шейнкман, 2002; Деревянко и др., 2003, Lehmkuhl et al., 2006]. По целому ряду литературных источников даты от 40 тыс. л.н. и моложе характеризуют непрерывный покровный комплекс эоловых и склоновых отложений Горного Алтая, сформировавшийся после масштабных оледенений и гигантских гляциальных паводков МИС-5b,d, МИС-4.

Хроностратиграфическая приуроченность к времени древнее 50 тыс. л.н. и основных кризисных для биоты событий позднего неоплейстоцена Горного Алтая (оледенений, озерных подпруд и гигантских гляциальных паводков) подтверждается широким распространением палеолитических памятников как на территории горных котловин [Деревянко, Маркин, 1987], так и по долинам главных рек Горного Алтая [Деревянко, 2001]. На наш взгляд, время моложе 50 тыс. л.н. было достаточно благоприятным для расселения мамонтовой фауны и древнего человека на территории Горного Алтая. Паводки в результате прорывов цунговых и завальных бассейнов моложе 50 тыс. л.н. [Русанов, 2007] были на порядок менее полноводными, нежели более древние. Исследования во внеледниковой зоне юга Западной Сибири [Зольников и др., 2006; Жданова и др., 2007] показали, что песчаные параллельно-слоистые толщи сартанского возраста, принимавшиеся ранее в разрезах долины верхней Оби за субаквальные образования, представляют собой, как правило, делювий, который не может служить свидетельством ни гигантских паводков, ни подпрудных озер в позднем вюрме. Предложенные нами стратиграфо-палеогеографические построения сходны для реконструкций смежных территорий [Astakhov, 2001; Зольников и др., 2003; Krivonogov et al., 2005].

Автор благодарен к.г.-м.н. С.А. Гуськову, к.г.-м.н. С.К. Кривоногову, к.г.н. А.А. Мистрюкову, д.г.-м.н. И.С. Новикову, д.г.н. П.А. Окишеву, к.и.н. А.В. Постнову, М.А. Середневу за помощь в экспедиционных работах и за критическое обсуждение предварительных результатов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 05-05-64221, 08-05-00034), интеграционных проектов СО РАН: междисциплинарных № 2, № 56 и комплексного № 6-10.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М., Скобельцин Г.А., Непоп Р.К.** Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII пленума Геоморфологической комиссии РАН (Новосибирск, ИГ СО РАН, 20—24 сентября 2004 года). Новосибирск, 2004, 312 с.

**Адаменко О.М.** Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск, Наука, 1974, 167 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 Алт. ун-та, 1998, 297 с.

**Богачкин Б.М.** История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.

**Борисов Б.А., Чернышева М.Б.** Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины (Горный Алтай) // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1987, с. 57—62.

**Борисов Б.А., Адаменко О.М., Мацуй В.М., Раковец О.А.** Четвертичная система. Стратиграфия // Геологическая карта СССР. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист М — (44), 45. Усть-Каменогорск. Объяснительная записка / Ред. Д.П. Авров. 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.

**Девяткин Е.В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. ГИН, Вып. 126. 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., Маркин С.В.** Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск, Наука, 1987, 113 с.

**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. Условия обитания в окрестностях Денисовой пещеры. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003, 448 с.

**Дубинкин С.Ф.** Новые данные о «майминской» морене Горного Алтая // Сов. геология, 1961, № 1, с. 133—137.

**Дубинкин С.Ф., Адаменко О.М.** Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968, с. 65—72.

**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.

**Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А.** Опыт фациально-генетического расчленения субаэральные отложений новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами (на примере опорного разреза Огурцово) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (4), с. 446—459.

**Зольников И.Д., Гуськов С.А., Орлова Л.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К.** Ведущие факторы морфолитогенеза в позднечетвертичной истории Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 491—495.

**Зольников И.Д., Мистрюков А.А., Среднев М.А., Лабеккина И.А.** Строение и генезис средних террас Яломанско-Катунской зоны (Горный Алтай) // Геоморфология, 2004, № 3, с. 75—84.

**Зольников И.Д., Кузьмин Я.В., Орлова Л.А., Зенин В.Н.** Палеогеографические условия Западно-Сибирской равнины во второй половине верхнего неоплейстоцена (в связи с находками мегафауны и палеолитических памятников) // Человек и пространство в культурах каменного века Евразии. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006, с. 65—76.

**Ивановский Л.Н.** Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., Наука, 1967, 263 с.

**Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.

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

**Окишев П.А.** Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, Изд-во ТГУ, 1982, 209 с.

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

**Разрез** новейших отложений Алтая. (Опорные разрезы новейших отложений) / Ред. К.К. Марков. М., Изд-во МГУ, 1978, 207 с.

**Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть 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 Томск. пед. ун-та, 2005, 224 с.

**Русанов Г.Г.** Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск, ГОУ ВПО БПГУ, 2007, 164 с.

**Стратиграфический кодекс** России. Издание третье. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.

**Шейнкман В.С.** Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. Вып. 93. М., Изд-во ИГ РАН, 2002, с. 41—55.

**Щукина Е.Н.** Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26, с. 127—164.

**Astakhov V.I.** The stratigraphic framework for the Upper Pleistocene of the glaciated Russian Arctic: changing paradigms // Global Planetary Change, 2001, v. 31, p. 283—295.

**Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistryukov A.A.** Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // Quater. Intern., 2005, v. 136, p. 83—94.

**Lehmkuhl F., Zander A., Frechen M.** Luminescence chronology of fluvial and Aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia) // Quater. Geoch., 2006, p. 1—7.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.  
А.В. Каныгиным*

*Поступила в редакцию  
6 июля 2007 г.*