

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНОМ МОРФОЛИТОГЕНЕЗЕ В ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ (Горный Алтай)

И.Д. Зольников^{1,3}, Е.В. Деев^{2,3}, В.А. Лямина^{1,3}

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На основе анализа топографических карт, цифровых моделей рельефа, космических снимков среднего и высокого разрешения, текстурно-фациального описания разрезов четвертичных отложений получены новые данные о палеогеографической и стратиграфической приуроченности процессов морфолитогенеза на территории Чуйской котловины в неоплейстоцене. В прибортовых частях впадины установлено широкое распространение парагенетической ассоциации отложений водо- и грязекаменных потоков, сформировавших на этапе спуска позднечетвертичного палеоозера грядовый рельеф. Предложено дилuviально-эрозионное объяснение происхождения серий параллельных мелких уступов, обычно интерпретируемых как абразионные террасы, фиксирующие временные уровни стояния ледниково-подпрудного водоема. Рассмотрены геологические свидетельства высокой ледниковой плотины возраста «максимального оледенения» внутри Чуйской котловины, что приводило к большей полноводности гляциальных паводков среднего неоплейстоцена по сравнению с поздним.

Межгорные котловины, неоплейстоцен, оледенения, ледниково-подпрудные озера, Горный Алтай.

NEW DATA ON QUATERNARY MORPHOLITHOGENESIS IN THE CHUYA BASIN (Gorny Altai)

I.D. Zol'nikov, E.V. Deev, and V.A. Lyamina

New data have been obtained on the paleogeographic and stratigraphic assignment of Neopleistocene morpholithogenesis in the Chuya basin. They were derived from analysis of topographical maps, digital elevation models, and medium- and high-resolution satellite images as well as a textural and facies characteristic of Quaternary sections. Near the basin side, a paragenetic association of sediments is widespread. These sediments, laid down by fluid debris flows and mudflows, formed a ridge terrain during the emptying of a Late Quaternary paleolake. A diluvial-erosional origin of a series of small parallel scarps has been suggested. They are usually interpreted as wave-cut benches, which mark temporary levels of a glacier-dammed lake. We have examined geological evidence for a high glacial dam with an age of maximum glaciation inside the Chuya basin. Because of the dam, glacial floods during the Middle Neopleistocene were larger than those during the Late Neopleistocene.

Intermontane basins, Neopleistocene, glaciations, glacier-dammed lakes, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Территория Чуйской котловины является одним из ключевых районов для понимания закономерностей формирования четвертичного рельефа Горного Алтая. Общепринято, что ведущими факторами экзогенного морфолитогенеза в этом районе являются оледенения и ледниково-подпрудные озера, образовавшиеся за счет перегораживания ледниками выходов из межгорных котловин. Наиболее фундаментальным трудом, связавшим региональные данные по рельефу, кайнозойским отложениям, неотектоническим дислокациям в единую непротиворечивую картину геологической истории территории, является работа Е.В. Девяткина [1965]. В ней зафиксированы достоверные геологические следы трех оледенений: максимального среднечетвертичного (нижнечетвертичного — по устаревшей стратиграфической шкале, использовавшейся Е.В. Девяткиным) и верхнечетвертичного двухстадийного (первое и второе постмаксимальные). При этом последнее (второе постмаксимальное) имело весьма ограниченное распространение и не формировало ледниковые плотины.

Комплексное изучение с использованием термолюминесцентного (ТЛ) датирования опорного Чаганского разреза [Свиточ и др., 1978] послужило обоснованием для выделения семи разновозрастных морен [Решения..., 1983] в диапазоне от 690 до 10 тыс. л. н. В дальнейшем использование новейших ТЛ-

технологий [Шейнкман, 2002] показало, что формирование всей сероцветной толщи морен Чаганского разреза укладывается в интервал от 135 ± 15 до 58 ± 7 тыс. л. н. Более позднее исследование привело авторов работы [Агапова и др., 2004] к выводу, что использование современных ТЛ-технологий для датирования морен неправомерно. Противоречивость ТЛ-данных и их расхождение с заверочным радиоуглеродным датированием [Бутвиловский, 1993] вызвали у многих ученых скептическое отношение к большому числу разновозрастных оледенений, постулированных в региональной стратиграфической схеме [Решения..., 1983].

Вместе с тем имеются геологические данные по скважине близ пос. Ортолык в северо-западной части впадины, позволяющие выделить в четвертичной толще, достигающей по мощности 140 м, пять циклов, каждый из которых состоит из пачки галечников и пачки глин [Бутвиловский, 1993]. По мнению автора, тонкозернистые пачки соответствуют ледниковому подпруживанию озера, а грубообломочные — озерной регрессии. К сожалению, ни о возрасте этих циклов, ни о точной фациально-генетической идентификации слоев ничего определенного сказать невозможно. В.В. Бутвиловским на основе этих данных постулируется неоднократность оледенений и возникновения подпрудных озер Чуйской котловины в четвертичное время.

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования по пирометаморфическим комплексам Западного Кузбасса получены две группы датировок пирогенных событий (1.2 ± 0.4 и 0.2 ± 0.3 млн л. н.), отвечающих эпохам активизации орогенеза Алтае-Саянской складчатой области [Новиков и др., 2008]. Если рассмотреть эти две эпохи в аспекте позднекайнозойской истории Юго-Восточного Алтая, то более древняя из них, вероятнее всего, отвечает этапу формирования буроцветной серии (бекенская, башкауская толщи) эоплейстоценовой межгорной молласы Чуйской котловины, а более молодая — соответствует поднятию гор Алтая на такую высоту, которая обеспечила во второй половине среднего неоплейстоцена условия для возникновения оледенений при похолоданиях климата, что и привело к образованию сероцветной толщи морен. Таким образом, впервые схема Е.В. Девяткина [1965], основанная на геолого-геоморфологических критериях, получила геохронологическое подтверждение.

Ряд вопросов, связанных со спецификой четвертичного морфолитогенеза Чуйской котловины, до сих пор остается открытым. Так, непонятным представляется широкое распространение галечников и отсутствие в приповерхностных разрезах впадины сколько-нибудь мощных варвитов ледниково-подпрудных озер (за исключением маломощных, нередко переветренных алевропесчаных слоев толщиной от десятков сантиметров до 1—3 м). Фактически наиболее представительным разрезом, по которому судят о Чуйской и даже Чуйско-Курайской палеолимносистеме [Бородавко, 2003], является Чаган-Узунский, представленный параллельно-слоистыми алевритами и алевропесками цунгового бассейна, отгороженного от всей остальной котловины серией моренных гряд. Не менее интересным фактом является увеличенная мощность (до 300 м) и большая промытость отложений ининской толщи, сопоставляемой с максимальным оледенением, по сравнению с сальджарской толщиной (около 60 м), коррелируемой с первым постмаксимальным оледенением [Ефимцев, 1964]. Такая разница для отложений гляциальных паводков, проходивших по одним и тем же долинам, на наш взгляд, свидетельствует о разном объеме воды в подпрудных озерах котловин в среднем и позднем неоплейстоцене, что требует своего объяснения.

Наличие нескольких десятков близрасположенных уступов по склонам Чуйской и Курайской котловин также приводит к интерпретационным парадоксам. Так, формирование серии террас при растянутой по времени прерывистой регрессии озера [Бородавко, 2003] противоречит свидетельствам катастрофических гигантских паводков в долинах Чуи и Катуня [Бутвиловский, 1993; Парначев, 1999; Рудой, 2005; Зольников, 2008].

Дискуссионными являются вопросы палеогеографии и хронологии поздненеоплейстоценовых оледенений. Постепенно стало доминировать представление о том, что в рельефообразующем комплексе мы, как правило, не можем видеть ничего, кроме следов последнего неоплейстоценового оледенения [Окишев, 1982; Бутвиловский, 1993; Барышников, Малолетко, 1997; Рудой, 2005; Русанов, 2007], которое сопоставляется со вторым постмаксимальным оледенением, по Е.В. Девяткину [1965], с сарганским ледниковым горизонтом Западно-Сибирской стратиграфической шкалы (10—23 тыс. л. н.) и с последним глобальным похолоданием Северного полушария, соответствующим второй океанической изотопной стадии (OIS-2). В отличие от Е.В. Девяткина, который считал, что второе постмаксимальное оледенение было по преимуществу каровым и не выходило за пределы горных долин, имеются представления о сплошном оледенении этого времени, занимавшим периферию Чуйской котловины и формировавшим покров на поверхности палеозера по сценарию «пойманных озер» [Рудой, 2005; Русанов, 2007]. Вместе с тем сколько-нибудь надежное геохронологическое обоснование таких представлений пока отсутствует в связи с тем, что радиоуглеродные даты с возрастом древнее голоцена на территории всего Юго-Восточного Алтая крайне малочисленны и фациально-генетическая интерпретация вмещающих их отложений различна у разных авторов. Что же касается палеогеографии максимального (среднеоплейстоценового) оледенения на территории Чуйской котловины, то и этот вопрос является одним из наименее изученных.

Учитывая вышеизложенное, отметим некоторые проблемы четвертичного морфолитогенеза Чуйской котловины: 1) террасовидные уступы по склонам Чуйской и Курайской котловин противоречат данным о гляциальных суперпаводках в долинах Чуи и Катуня; 2) в обнажениях на днище Чуйской впадины за пределами Чаган-Узунского цунгового бассейна отсутствуют ленточные глины, но широко распространены валунно-галечники и суглинки с щебнем и гальками; 3) при разных площадях максимального (среднечетвертичного) и первого постмаксимального (позднетчетвертичного) оледенений, а также при разнице в 5 раз по мощности соответствующих им ининской (300 м) и сальджарской (60 м) толщ не ясны палеогеографические различия в характере ледниковых плотин и подпрудных бассейнов, обуславливающих столь разные результаты суперпаводков.

Попытке решения сформулированных выше проблем и посвящена предлагаемая вниманию читателей работа.

ГЛЯЦИОКОМПЛЕКСЫ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Прежде всего, обратимся к фактическому материалу, лежащему в основе выделения области распространения максимального (среднеплейстоценового) оледенения. На рис. 1 эти границы показаны в соответствии с палеогеографической схемой Е.В. Девяткина [1965] и геологическими картами м-ба 1:200 000 [Дергунов и др., 1961; Яковлев, Девяткин, 1961; Вишневецкий и др., 1965; Черноморский и др., 1965], рисовка которых в этом аспекте однотипна. Основанием проведения таких границ являются два геоморфологических признака. Во-первых, поверхность среднеплейстоценовой морены гораздо более сглажена и фактически не расчленена по сравнению с поверхностью верхнеплейстоценовых морен. Во-вторых, собственно границы максимального оледенения проведены по «конечно-моренным грядам», оконтуривающим участки, покрытые с поверхности перлювием по среднеплейстоценовой морене, который представлен ледограницами галечной и валунной фракций. Области распространения среднеплейстоценовой морены закартированы в юго-западной и восточной частях Чуйской котловины, а на северной окраине они отсутствуют. Особо подчеркнем, что на южном склоне Курайского хребта Е.В. Девяткин отметил только следы небольших каровых ледников первого постмаксимального оледенения. Что же касается среднеплейстоценового оледенения, то границы его максимального продвиже-

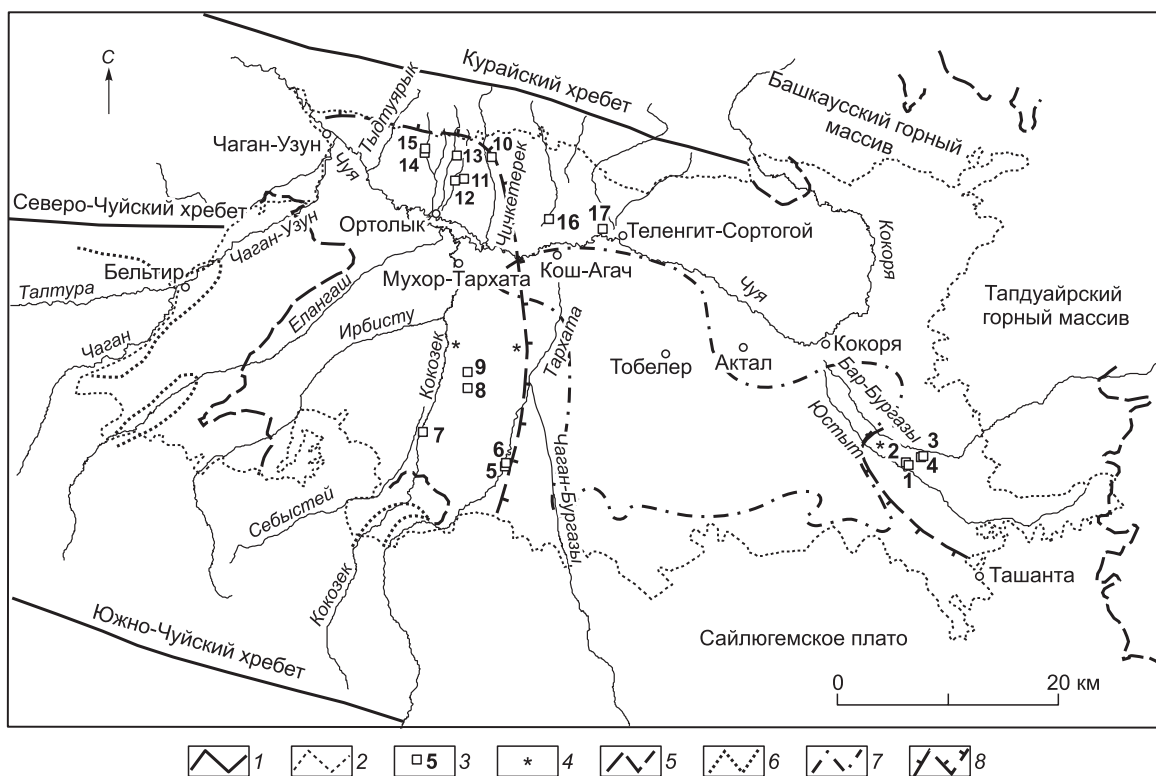


Рис. 1. Схема фактического материала и палеогеографические реконструкции.

1 — хребты; 2 — контур днища котловины; 3 — местоположение и номера разрезов; 4 — местоположение обнажений среднечетвертичных морен, по [Окишев, 1982]; 5, 6 — границы, по [Дергунов и др., 1961; Яковлев, Девяткин, 1961; Вишневецкий и др., 1965; Черноморский и др., 1965]; 5 — максимального оледенения, 6 — постмаксимального оледенения; 7 — контуры среднеплейстоценового оледенения, по [Окишев, 1982]; 8 — контуры среднечетвертичного оледенения котловины, по нашим данным.

ния на север, к Курайскому хребту, проведены по правому берегу р. Чуя в районе устья р. Чаган-Узун, где описаны чешуйчатые морены и отторженцы, участвующие в гляциодислокациях, а также серия гляциальных гряд, выположенных постседиментационными процессами морфолитогенеза [Девяткин, 1965].

П.А. Окишевым границы среднечетвертичного оледенения проведены гораздо ближе к центральной части котловины: с запада примерно по правобережью р. Тархата; с востока по линии, продолжающей на юг долину р. Кокоря [Окишев, 1982]. В качестве обоснования этих границ им были приведены три обнажения среднечетвертичных основных морен (два в западной части котловины и одно в восточной). Особенности строения морен и гляциодинамические дислокации долины р. Тархата описаны и проиллюстрированы фотографиями в работе [Окишев, 1980].

Нами были изучены краевые комплексы максимального оледенения (см. рис. 1). После тщательных геолого-геоморфологических исследований установлено, что фактически во всех участках краевые гляциальные комплексы, отчетливо фиксируемые как на снимках, так и на цифровых моделях рельефа, не являются собственно конечно-моренными грядами. Контрастные геоморфологические границы, лежащие в основу проведения предшественниками границ максимального оледенения, как правило, являются озерными абразионными уступами. Террасированность среднечетвертичных морен за счет волноприбойной деятельности позднеплейстоценового подпрудно-гляциального озера в Чуйской котловине отмечалась неоднократно различными авторами. Однако выявление того факта, что среднечетвертичная морена ограничена не конечно-моренными грядами, а именно абразионными уступами, неизбежно побуждает искать следы максимального оледенения на территории, прикрытой с поверхности верхнеплейстоценовыми озерными осадками. В ходе маршрутных исследований на территории, затопившейся позднеплейстоценовым палеозером, нами было найдено несколько обнажений, в которых достоверно установлены диамиктоны морен максимального оледенения. Приведем их краткое описание. Здесь и далее местоположение обнажений показано на рис. 1, а литологические колонки — на рис. 2.

Разрез 1 (49.81283° N, 89.10622° E, абсолютная отметка над уровнем моря (Alt) 1970 м, здесь и далее координаты приводятся в десятичных градусах по определениям GPS с точностью ±4 м) — правый борт долины р. Юстыг с береговым уступом высотой 5.5 м. В естественном обнажении от бровки берегового уступа сверху вниз вскрыты два слоя (рис. 3, а).

Слой 1 (0.0—0.4 м). Субгоризонтальное пологолинзовидное переслаивание серых валунно-галечников с гравийно-песчаным заполнителем. Обломочный материал хорошо промыт, средней окатанности. Обломки — преимущественно обработанные водой утюгообразные ледогранники. Слой с периодичностью через несколько метров по горизонтали рассекается псевдоморфозами по повторно-жильным льдам — клиньями толщиной 10—15 см, выполненными песком.

Слой 2 (0.4—3.1 м). Палевый неслоистый плотный диамиктон. Крупнообломочная составляющая достигает 65—75 % и представлена дресвой, а также валунами и гальками с доминированием форм типичных ледогранников. Мелкообломочная часть (25—35 %) представлена алевропеском. Слой дислоцирован в складки, которые подчеркнуты ориентировкой базальных плоскостей ледогранников. Подошва находится под осыпью.

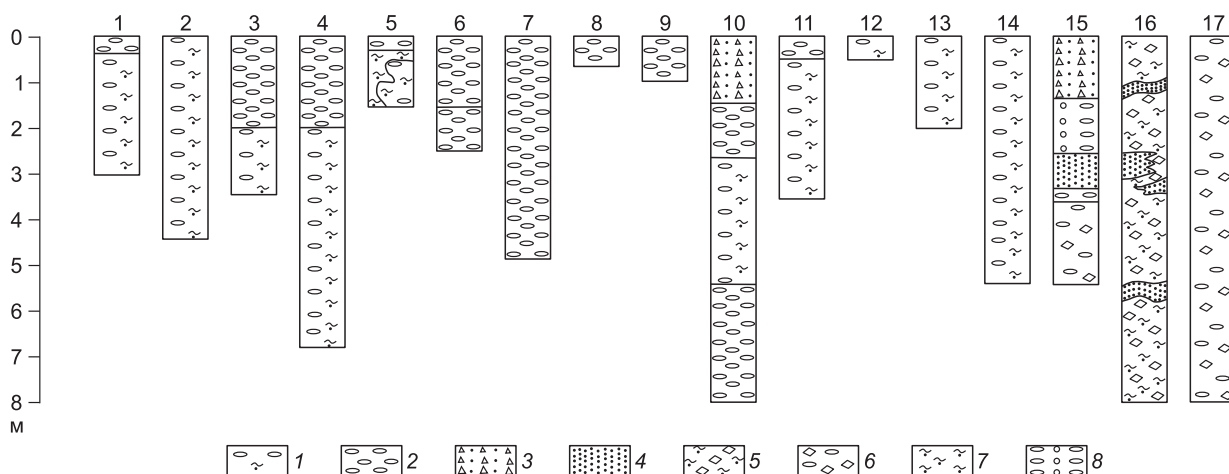


Рис. 2. Опорные разрезы неоплейстоценовых отложений.

1 — диамиктон с ледогранниками валунно-галечной фракции и алевропесчаным заполнителем; 2 — валунно-галечник; 3 — переслаивание песка и дресвяника; 4 — песок; 5 — щебнегалечкопесчано-алевритовый миктит; 6 — щебнегалечник; 7 — алевропесок; 8 — переслаивание галечника и гравийника. Номера разрезов (1—17) см. в тексте и на рис. 1.

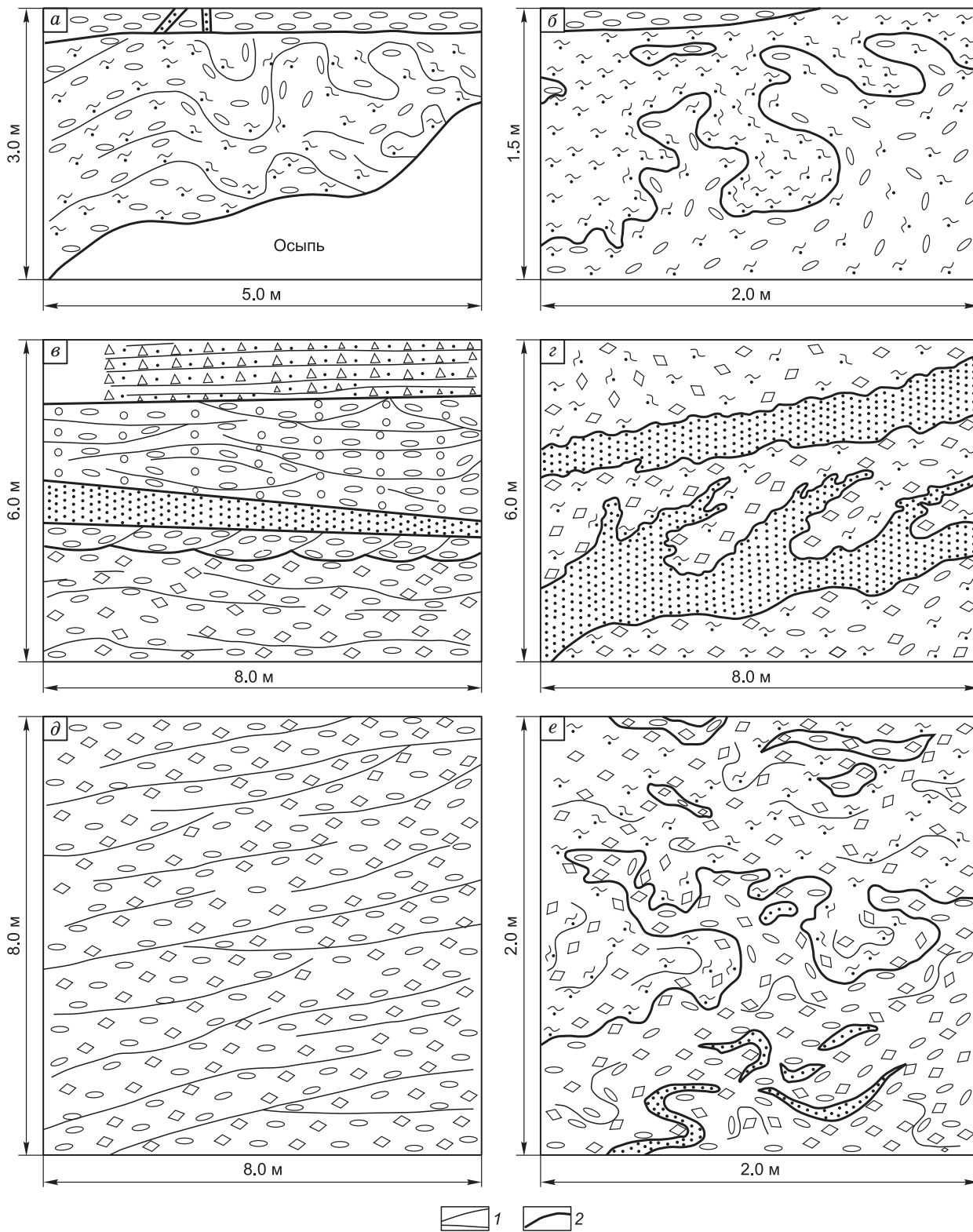


Рис. 3. Текстурно-фациальные особенности отложений.

1 — текстурные особенности, 2 — границы слоев. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2. Пояснения см. в тексте.

Вдоль уступа в фрагментарных срывах и эрозионных окнах дислоцированный диамиктон прослеживается на глубину 0.5—1.5 м от бровки. Генетическая интерпретация вряд ли может быть неоднозначной. Слой 2 — морена с дислокациями, слагающая цоколь озерной террасы. На наш взгляд, валунно-галечники слоя 1 сформировались за счет озерной переработки подстилающей морены. Таким образом, в обнажении вскрыты озерные аккумулятивные отложения на моренном цоколе, которые образуют обширную площадку позднеоплейстоценовой террасы в междуречье Юстыта и Бар-Бургазы.

Разрез 2 (49.81516° N, 98.10289° E, Alt = 1971 м) — овраг в правом борту долины р. Юстыт, уступ той же террасы. Сверху вниз от бровки обнажения на глубину до 4.5 м вскрыт диамиктон, аналогичный описанному в разрезе 1.

Разрез 3 (49.82103° N, 98.12167° E, Alt = 1984 м) — уступ высотой 8 м в левом борту долины р. Бар-Бургазы. Сверху вниз от бровки вскрыто 2 м озерных валунно-галечников, подстилаемых плотным диамиктоном (видимая мощность которого составляет 1.5 м).

Разрез 4 (49.82141° N, 98.12427° E, Alt = 1978 м) протяженностью более 100 м обнажается в 200 м выше по течению р. Бар-Бургазы от разреза 3 в стенке левого бережного уступа озерной террасы. В уступе высотой 8 м в левом борту долины р. Бар-Бургазы от бровки сверху вниз вскрыты озерные валунно-галечники мощностью до 2 м, ниже которых залегает плотный диамиктон видимой мощностью до 5 м.

Таким образом, в четырех разрезах нами было изучено строение позднеоплейстоценовой озерной террасы междуречья Юстыта и Бар-Бургазы в восточной части котловины. Именно в этом районе показано местонахождение обнажения основной морены в восточной части котловины на схеме П.А. Окишева [1982]. Все разрезы построены однотипно. Аккумулятивную часть озерной террасы представляют валунно-галечники, сформировавшиеся за счет переработки цоколя — диамиктона морены максимального оледенения. На геологических картах [Яковлев, Девяткин, 1961; Вишневский и др., 1965] морены максимального и постмаксимальных оледенений показаны на восточном обрамлении котловины в 20 км от разреза 2 — самого западного из описанных нами в этом участке обнажений с мореной.

Разрез 5 (49.82017° N, 88.58189° E, Alt = 1928 м) — правобережный обрыв р. Тархата. На глубину 1.5 м от бровки обнажается разрез протяженностью по горизонтали около 60 м, в котором под маломощным (0.2 м) слоем галечников вскрыта сложнопостроенная толща чешуйчатых морен и отторженцев. Морена представлена светло-серым (пепельным) диамиктоном, а отторженцы — валунно-галечниками и белыми алевритами. Все они вовлечены в дислокации разного типа: складки волочения, диапиры, шарьяжи (см. рис. 3, б). По «растасканным хвостам» отторженцев, направлению смещения срезанных гляциошарьяжами ядер диапиров, а также по характеру запрокидывания лежащих складок четко проявлено направление движения палеоледника с юго-запада на северо-восток (т.е. от юго-западного обрамления котловины к ее центральной части).

Разрез 6 (49.82197° N, 88.58189° E, Alt = 1923 м) расположен в 200 м ниже по течению р. Тархата от разреза 5 в правобережном обрыве. В обнажении протяженностью 15 м и высотой 2.5 м диамиктон уже отсутствует, но вскрыты две пачки волнисто-косослоистых валунно-галечников. Генетическая интерпретация представляется следующей. В разрезе 5 морена залегает на озерных алевритах и флювиогляциальных галечниках, вовлеченных в гляциодислокации, и перекрывается озерными галечниками. В более северном разрезе 6 флювиогляциальные галечники перекрываются озерными. Итак, геологическое строение двух близлежащих разрезов свидетельствует о наличии краевой зоны максимального оледенения. Расстояние от разреза 5 до абразионного уступа, оконтуривающего ближайшую среднеоплейстоценовую морену, в районе выхода р. Тархата из горного обрамления составляет 6 км (см. рис. 1).

Здесь же отметим, что расстояние от разреза 5 до границы морен западной окраины котловины превышает 25 км. В нескольких километрах севернее от разреза 6 (в долине р. Тархата ниже устья р. Чаган-Бургазы) П.А. Окишевым [1980] охарактеризовано протяженное обнажение, в котором вскрыты основная морена (мощность около 5 м) с гляциодислокациями под слоем валунных галечников (мощность 3—4 м). Таким образом, междуречье Тархаты и Кокозека представляет собой территорию, где среднечетвертичная морена перекрыта валунно-галечниками. Нами один из разрезов изучен на правом берегу р. Кокозек.

Разрез 7 (49.85012° N, 88.47726° E, Alt = 1917 м) — уступ высотой 8 м в правом борту долины р. Кокозек. Сверху вниз от бровки на глубину 5 м вскрыты серые валунно-галечники, хорошо промытые косослоистые. Подошва скрыта под осыпью. Галечники фрагментарно обнажены и в других береговых обрывах р. Кокозек. Севернее разреза 7, на междуречье Тархаты и Кокозека, в длинной канаве глубиной до 1.0 м и протяженностью около 1.5 км также найдены валунно-галечники с линзовидно-косой слоистостью. Южное окончание канавы фиксируется **разрезом 8** (49.88663° N, 88.53569° E, Alt = 1795 м), а северное — **разрезом 9** (49.89998° N, 88.53701° E, Alt = 1849 м). Расстояние от разреза, описанного в долине Тархаты П.А. Окишевым [1980], на восток до границы закартированных на западной окраине котловины морен превышает 20 км, до морен к югу от разреза, на южной окраине впадины, около 10 км. Валунно-галечники закартированы обширными полями почти на всей западной половине Чуйской котловины. Такая необычная палеогеографическая позиция валунно-галечников на значительном удалении

от краевых комплексов морен толковалась авторами геологических карт [Дергунов и др., 1961; Яковлев, Девяткин, 1961; Черноморский и др., 1965] интенсивной флювиогляциальной деятельностью вдоль долин рек Тархата, Кокзек, Ирбисту, Елангаш на этапах деградации горно-долинных оледенений. Однако это объяснение вызывает очередной вопрос: откуда в узких долинах могли взяться такие объемы воды, которые порождали бурные потоки, оставившие после себя валунно-галечники фактически по всему днущу котловины в ее западной половине? Ни рельеф, ни палеогляциологические реконструкции ответа на этот вопрос не дают. П.А. Окишев [1980] считает эти валунно-галечники флювиогляциальными и связывает их формирование с перемыванием водами отступающего среднечетвертичного ледника своих собственных морен. Данная точка зрения, возможно, обусловлена тем, что автором неоднократно фиксировалось совместное нахождение в пространстве среднечетвертичных морен и перекрывающих их галечников далеко за пределами распространения позднечетвертичных ледников.

На протяжении ряда полевых сезонов нами проводилось исследование ландшафтов Чуйской котловины. В соответствии с унифицированной системой комплексного описания эталонных полигонов (не менее 100 м в поперечнике каждый) для калибровки космических снимков [Добрецов и др., 2005] непосредственно в экспедиционных условиях определялось удельное покрытие земной поверхности растительностью, почвой и крупными обломками (более 1 мм). Попутно изучались доминирующие фракции и степень окатанности. Установлено постепенное изменение в сторону увеличения содержания валунной и крупногалечной фракции по сравнению с дресвяно-щебнистой в направлении с востока на запад и с севера на юг. Для качественной оценки пространственных границ смены типа морфологии крупнообломочного материала на дневной поверхности были предприняты специальные пешие и автомобильные маршруты в северной части Чуйской котловины, результаты которых отражены на рис. 4. Условной границей между областью с доминированием валунно-галечных ледогранников (45—75 % от площади эталонного участка) на земной поверхности и областью, где преобладают дресва и щебень (5—25 % поверхности), является правобережье рек Кокзек и Чичкетерек. Следует подчеркнуть, что ледогранники встречаются на дневной поверхности и в восточной части котловины, но их содержание редко превышает первые проценты. Присутствие ледогранников, эрратических глыб и их локальных скоплений, по всей вероятности, обусловлено айсберговым разносом по акватории позднеоплейстоценового озера.

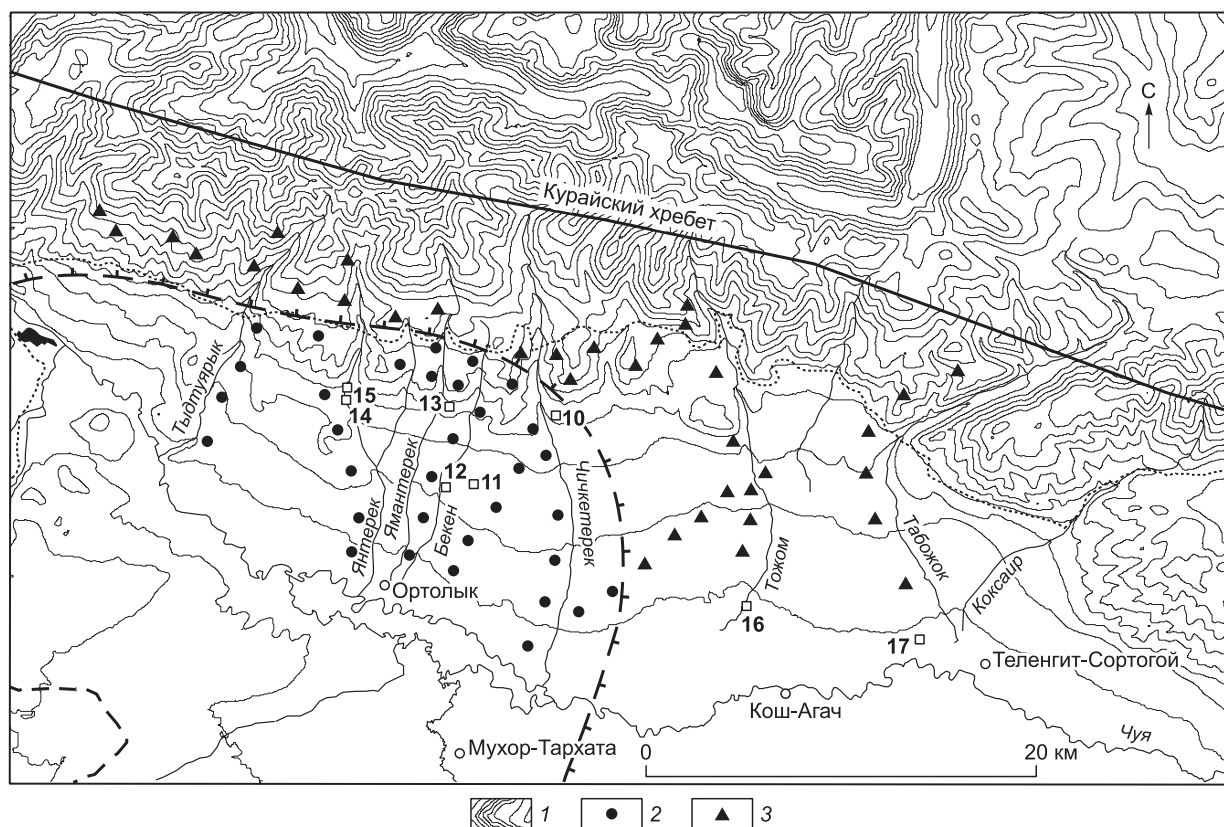


Рис. 4. Изменение морфологии крупнообломочного материала на дневной поверхности у подножия Курайского хребта.

1 — изолинии; 2, 3 — крупные обломки на земной поверхности: 2 — преобладают формы ледогранников, 3 — преобладают остроугольные неокатанные формы. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

Покров грубообломочного материала западнее р. Кокозек фиксируется и на космических снимках среднего разрешения (Landsat, Spot). Валуны и гальки, как правило, обладают пустынным загаром, что снижает отражательную способность земной поверхности, на которой они лежат. Поэтому степные ландшафты к востоку от долины р. Кокозек отличаются более яркими спектрами по сравнению с каменистыми степями, расположенными к западу от нее. При этом на север спектральные характеристики каменистых степей сохраняют свою монотонную однородность вплоть до соприкосновения с аллювиальными ландшафтами долин р. Чуя и ее левобережных притоков. Пересечение субмеридиональной границы, фиксирующей резкое изменение яркостных значений космических снимков, с субширотной Чуйской долиной приходится на район пос. Мухор-Тархата, где по данным геологической съемки [Черноморский, 1965] скважиной вскрыта толща валунно-галечников и гравийников (с глыбами до 12 м в поперечнике) мощностью 87 м. Следовательно, есть основания для предположения, что граница распространения гляциокомплексов максимального оледенения в западной части Чуйской котловины проходит восточнее закартированной на 15 км.

Непосредственно холмисто-грядовый гляциальный рельеф закартирован на междуречье Елангаш и Чагана. На обширной территории между долинами рек Елангаш и Кокозек распространен выровненный рельеф. Вместе с тем анализ морфометрических данных, полученных на основе цифровой модели рельефа по SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), показывает, что азимуты падения элементарных площадок рельефа на междуречьях Елангаш—Кокозек и Елангаш—Чаган одинаковые и составляют 45—90°. Восточнее р. Кокозек азимуты падения элементарных площадок рельефа концентрируются в интервале 275—45°. Таким образом, рассматриваемые области различаются не только по содержанию ледогранников на земной поверхности, но и морфометрическими показателями.

Обращает на себя внимание тот факт, что северная граница покрова ледогранников на протяжении около 20 км подрезается долиной р. Чуя. Однако на схеме Е.В. Девяткина [1965] граница максимального оледенения проложена по правому берегу р. Чуя только в районе устья р. Чаган-Узун. Нами проведены специальные маршрутные исследования для оконтуривания области распространения ледогранников на правобережье р. Чуя в пределах южного склона Курайского хребта. Обнаружено (см. рис. 4), что массово ледогранники встречаются на междуречье Чичкетерека и Тыдтуярыка, вплоть до подножия Курайского хребта, а выше по склону с отметок 2250—2300 м они сменяются остроугольным коллювием (дресвой, щебнем, отломами). Восточнее долины р. Чичкетерек наклонная предгорная равнина от Чуи до подножия хребта уже покрыта остроугольными обломками ближнего переотложения по склону с редкими валунами, гальками, глыбами айсбергового разноса.

Пешими маршрутами были изучены все долины на междуречье Чичкетерек—Тыдтуярык в пределах предгорной равнины и южного склона Курайского хребта. Морены собственно Курайского хребта зафиксированы небольшими участками в области карового оледенения и непротяженными языками вниз по долинам, значительно не доходя до подножия. Таким образом, между покровом ледогранников и моренами Курайского хребта расположена широкая полоса коллювиально-делювиальных шлейфов и коренных пород, покрытых элювием, что исключает интерпретацию этого покрова как перлювия морен Курайского хребта (см. рис. 4). Источником ледогранников, вероятно, являются среднечетвертичные ледники, выдвигавшиеся с юго-западной окраины Чуйской котловины. Однако достоверным подтверждением этого предположения могут быть только обнажения с моренными диамиктонами в пределах поля распространения ледогранников непосредственно у подножия Курайского хребта. И такие разрезы были обнаружены.

Разрез 10 (50.07892° N, 88.57110° E, Alt = 2109 м) — овраг-промоина на левом берегу р. Чичкетерек. Сверху вниз от бровки обнажения вскрыты четыре слоя.

Слой 1. Светло-серый пылеватый песок с щебнем и дресвой, тонкослоистый параллельно склону. Делювий. Мощность меняется от 1.5 до 2.0 м.

Слой 2. Серый галечник с линзовидно-косой слоистостью. Мощность меняется от 0.5 до 1.7 м. Озерные отложения.

Слой 3. Палевый неслоистый плотный диамиктон. Крупнообломочная составляющая достигает 60 % и представлена дресвой, глыбами, валунами и гальками с доминированием форм типичных ледогранников. Мелкообломочная часть (40 %) представлена алевропеском. Мощность меняется от 3 до 4 м. Морена.

Слой 4. Светло-серые волнисто-линзовидно-слоистые валунно-галечники с дресвой и песком в заполнителе. Мощность меняется от 2.5 до 4 м. Возможно это флювиогляциальные отложения, фациально замещающие морену слоя 3, или же прибрежно-озерные.

В данном разрезе мощности слоев значительно меняются при прослеживании по латерали, так как описанные отложения выполняют палеодолину. Собственно именно в запакованных другими отложениями палеодолинах, а также в погребенных оврагах и промоинах сохранились от денудации останцы древних морен.

Разрез 11 (50.06170° N, 88.53727° E, Alt = 1936 м) — левый борт оврага-промоины между буграми Бигдон. Под волнисто-косослоистым галечником мощностью 0.5 м вскрыт плотный моренный диамиктон видимой мощностью 3 м.

Разрез 12 (50.06067° N, 88.52530° E, Alt = 1937 м) — бровка левого борта долины р. Бекен, прорезающей бугры Бигдон. Сверху вниз от бровки обнажения в эрозионном окне 0.5 м в поперечнике вскрыт плотный моренный диамиктон.

Разрез 13 (50.08175° N, 88.52860° E, Alt = 2170 м) — бровка промоины на левом берегу долины р. Ямантерек на выходе из Курайского хребта. Сверху вниз от бровки уступа в мелких эрозионных окнах на глубину 1.5—2 м фиксируется палевый плотный моренный диамиктон.

Разрез 14 (50.08416° N, 88.48651° E, Alt = 2047 м) — уступ в правом борту долины р. Западный Янтерек на выходе из Курайского хребта. Сверху вниз от бровки уступа на глубину 5.5 м и протяженностью около 30 м по горизонтали обнажается плотный моренный диамиктон.

Если ряд наблюдений у подножия Курайского хребта (разрезы 11—13) проведен по разрозненным фрагментарным обнажениям в эрозионных окнах оплывин и осыпей, что может вызывать сомнения в корректности их фашиально-генетической интерпретации, то разрезы 10, 14 являются достаточно представительными и приемлемыми в плане диагностики. Отметим, что нами встречены многочисленные обнажения с солифлюкционными отложениями, в которых перемешаны бекенско-башкаусские галечники, щебенники, супеси с неогеновыми алевритами и песками. Вероятнее всего, именно смешанный гранулометрический состав такого солифлюксия, а также наличие в нем текстур течения грязекаменного материала привел к возникновению у некоторых исследователей ошибочного образа нижнечетвертичной башкаусской морены [Решения..., 1983]. Итак, ряд обнажений с диамиктонами, которые либо однозначно не являются моренами, либо сомнительны в плане генетической интерпретации, вынесены нами за рамки обсуждения. Тем не менее, даже исключив «сомнительные» разрезы, мы имеем надежные геологические свидетельства наличия морен на северо-западной окраине Чуйской котловины.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что среднелепистоценовый ледник, берущий начало из долин рек Чаган и Талдура, не только доходил до долины р. Чуя, но и продвигался вплотную к Курайскому хребту, достигая участков, которые находятся сейчас на отметке 2250—2300 м. При этом восточная граница максимального оледенения в данном районе расположена на слабонаклонной предгорной равнине, чуть восточнее р. Чичкетерек. Позднелепистоценовых морен на выходе долин из Курайского хребта здесь не обнаружено, в отличие от юго-западной окраины Чуйской впадины.

Таким образом, в свете новых фактов палеогеография максимального оледенения выглядит по-другому по сравнению с вариантами предшественников (см. рис. 1). Получены данные в пользу того, что среднелепистоценовый ледник занимал всю западную окраину Чуйской котловины, упираясь непосредственно в подножие Курайского хребта. Восточная граница его максимального продвижения фиксируется примерно по правобережью рек Кокозек и Чичкетерек. Это позволяет предположить, что по сравнению с позднелепистоценовым бассейном, который подпруживался менее мощной ледниковой плотиной в районе р. Куюктанар [Девяткин, 1965], глубины и объем воды среднелепистоценового палеоозера были гораздо больше. В частности, этим объясняется более промытый характер отложений ининской толщи и пятикратное превышение ее мощности над сальджарской толщей. Существование палеоозер в позднем и среднем неоплейстоцене подтверждается двумя системами прибрежно-волноприбойных уровней по периферии котловины. Среднелепистоценовые террасовые уступы нередко наклонены до 3—5° в связи с неотектоническими перекосами блоков, на которых они расположены, а верхнечетвертичные, выработанные поверх среднечетвертичных — субгоризонтальны. Среднечетвертичные озерные отложения не обнаруживаются на дневной поверхности внутри Чуйской котловины, в отличие от верхнечетвертичных.

ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛИМНОКОМПЛЕКСЫ

В связи с вышеизложенным становятся очевидными причины широкого распространения валунно-галечников в составе озерной толщи верхнего неоплейстоцена. В ряде участков они формируются на моренном цоколе за счет перемывания диамиктонов среднего неоплейстоцена, а вдоль восточной границы максимального оледенения озерные отложения образовались, возможно, за счет переотложения флювиогляциальных валунно-галечников.

Рассмотрим теперь проблему дефицита разрезов с мелкозернистыми озерными отложениями. Обращает на себя внимание тот факт, что на северо-западной и северной окраинах Чуйской котловины те мелкотонкозернистые отложения, которые однозначно по своим текстурно-структурным признакам могут быть диагностированы как озерные, лучше всего сохранились в запакованных понижениях палеорельефа. Приведем описание одного из наиболее показательных разрезов, расположенного в полукилометре севернее разреза 14.

Разрез 15 (50.08730° N, 88.48672° E, Alt = 2082 м) — правый борт долины р. Западный Янтерек. Сверху вниз от бровки обнажения вскрыты (см. рис. 3, в) пять слоев.

Слой 1 (0.0—1.4 м). Светло-бурый песок пылеватый, слоистый параллельно склону. Отмечаются прослой щебня и дресвы. Делювий.

Слой 2 (1.4—2.6 м). Переслаивание субгоризонтальное и пологолинзовидное галечников и гравийников с песчаным заполнителем. Озерные отложения.

Слой 3 (2.6—3.4 м). Светло-серые пески горизонтально- и линзовидно-слоистые с прослоями алевритов. Озерные отложения.

Слой 4 (3.4—3.7 м). Серые валунно-галечники косолинзовидно-слоистые. Озерные отложения.

Слой 5 (3.7—5.5 м). Бурые щебни и слабоокатанные гальки с нечеткой слоистостью. Пролувиальный бурочветной серии.

Как видим, алевропесчаный слой в погребенном палеоовраге не превышает по толщине 1 м. Это достаточно типичная ситуация для северо-западной окраины впадины. Что же касается северо-восточной и восточной окраин котловины, то там широкое площадное распространение имеет толща озерных пылеватых песков [Яковлев, Девяткин, 1961; Девяткин, 1965; Черноморский и др., 1965; Бородавко, 2003] мощностью до нескольких метров. По реконструкциям П.С. Бородавко [2003], именно восточная часть котловины является областью распространения аккумулятивных берегов палеолимносистемы. Таким образом, изучение четвертичных отложений и форм рельефа приводит к выводу, что в северо-западной части акватории палеоозера преобладала денудация, а в северо-восточной — аккумуляция. При этом абразионные террасы сохранились фактически по всему контуру древнего подпрудного бассейна на отметках 2100—2250 м [Русанов, 2008]. Это можно считать указанием на то, что разница в территориальном соотношении процессов денудации и аккумуляции обусловлена не особенностями местных условий волноприбойной деятельности в прибрежной зоне, а другими причинами. Какими?

Для ответа на этот вопрос рассмотрим приуроченность разных форм рельефа к определенным интервалам высот на склонах Чуйской котловины. Эта закономерность ярко проявлена на южном склоне Курайского хребта между реками Тыдтуярык и Тобожок. Достоверно установленные озерные террасы расположены на высотах 2100—2250 м. Они проявлены в виде хорошо выраженных уступов (несколько метров высотой) и площадок (десять метров шириной) и считаются свидетельствами прибрежной волноприбойной деятельности. Интервал 2100—1850 м представляет собой верхнюю сложенную часть слабонаклонной предгорной равнины, на поверхности которой широко распространены многочисленные мелкие уступы. Эти террасоподобные формы характеризуются малой высотой (первые дециметры), большой протяженностью (сотни метров) и параллельностью контурам впадины. Их пересекают поперек эрозионные рытвины, промоины и овраги, ориентированные вниз по склону. Поскольку эта территория достаточно удалена от горного обрамления, то мощных делювиально-пролювиальных шлейфов здесь не образуется, и наряду с фрагментарной линейной эрозией осуществляется вялотекущий плоскостной смыв. Судя по микрорельефу, обсуждаемая поверхность сохранилась в слабоизмененном виде с момента спуска последнего палеоозера.

На наш взгляд, многочисленные микроуступы и просто полосы крупнообломочного материала в указанном интервале высот на северо-западной окраине котловины являются не свидетельствами долговременных береговых линий, а следами боковой водной эрозии при относительно быстром спуске палеоозера после прорыва ледниковой плотины. Если учесть, что вода уходила из котловины в направлении с востока на запад, то этим объясняется преобладание площадных эрозионно-денудационных процессов в западной части котловины по сравнению с восточной на этапе спуска палеобассейна. Это же генетическое объяснение, по-видимому, справедливо и для многих более крупных эрозионных террас, которые до сих пор считались свидетельствами долговременных фиксаций береговой линии. В частности, такая трактовка объясняет совместное нахождение лестницы геоморфологических уступов с гигантскими знаками ряби в Курайской котловине [Рудой, 2005]. В данном случае прорыв подпрудных вод из Чуйской котловины в Курайскую привел к формированию крупных геоморфологических уступов за счет боковой эрозии.

Интервал высот 1850—1750 м северного борта Чуйской котловины представляет собой нижнюю часть слабонаклонной предгорной равнины. Эта полоса, непосредственно примыкающая с севера к долине р. Чуя, осложнена с поверхности грядовым рельефом. Оси гряд, как правило, ориентированы субпараллельно долине р. Чуя, но есть и поперечные формы в виде фестончатых ответвлений. Данный тип рельефа, отчетливо проявленный на топокартах, цифровой модели рельефа, данных дистанционного зондирования Земли, при компьютерном анализе изображений и при визуальных полевых наблюдениях не выглядит похожим ни на террасы, ни на гигантскую рябь, которая обладает легко узнаваемым морфологическим рисунком [Рудой, 2005]. Рассматриваемые гряды рассечены во многих местах промоинами, оврагами и долинами мелких рек, вскрывающих разрезы двух литотипов. В качестве примера первого из них приведем описание следующего обнажения.

Разрез 16 (50.02702° N, 88.64635° E, Alt = 1789 м) — левый борт долины р. Тожом. обнажение находится в уступе высотой около 8 м и протяженностью около 40 м. Здесь под маломощным (первые дециметры) делювием вскрыты серые отложения смешанного гранулометрического состава. Грубообломочный материал представлен галькой, щебнем, дресвой. Встречаются как ледогранники, так и гальки из бурозветной серии, а также остроугольные щебни ближнего переотложения по склону. Мелкозернистая часть представлена песчаной и алевритовой фракциями. В микститах (смесьях) отмечаются включения светло-серого песка, смятые в лежачие складки, от ядер которых ответвляются кляксообразные полосы (см. рис. 3, з). Отторженцы, полосы и прослои воздымаются под разными углами в общем направлении с севера на юг. Наряду с оплывневными текстурами встречаются прослои песка, алевропеска, сформированные водными потоками.

Совместное нахождение в микститах коллювиального щебня на удалении более 5 км от источников сноса, а также эоплейстоценовых галек, неоплейстоценовых ледогранников и озерных алевропесков позволяет сделать два вывода: 1) в оплывневое течение вовлекались различные стратиграфические толщи значительной мощности, 2) обломочный материал перед отложением переносился разжиженными грязекаменными потоками на значительные расстояния. Сами оплывневые дислокации (лежачие складки) нередко превышают по амплитуде 3—4 м, а вмещающие их слои зачастую превышают по видимой мощности 5—6 м. Это также свидетельствует о том, что нами зафиксированы следы не медленного, а быстрого грязевого течения, последнее вовлекало в движение, перемешивало и переоткладывало весьма значительные объемы грунта.

Второй тип разреза рассмотрим на следующем примере.

Разрез 17 (50.01716° N, 8.71616° E, Alt = 1767 м) — южное окончание безымянной промоины длиной 130 м, ее стенки снизу вверх на 8—9 м сложены наклонно субпараллельно-линзовидно-слоистыми щебнегалечниками с валунами. Наклон слоев составляет от 15 до 25° на север (см. рис. 3, д). Отложения хорошо промыты и представлены ледогранниками, среднеокатанными гальками и валунами бурозветной серии, щебнями. Монотонная наклонная слоистость в сочетании с крупностью обломков и большой мощностью свидетельствуют, на наш взгляд, о формировании данного типа отложений полноводным потоком. Обращает на себя внимание сходство крупнообломочного материала разрезов 17 и 16, а также одинаковая пространственная ориентировка плоскостных элементов текстур.

Два вышеописанных литотипа являются устойчивой ассоциацией в разрезах грядового рельефа, примыкающего с севера к долине р. Чуя. Иногда они замещают друг друга по горизонтали, образуя ассоциации с различным удельным соотношением этих двух фаций, но гораздо чаще микститы фиксируются в перекрывающей позиции по отношению к галечно-щебенникам. В последнем случае оба литотипа, как правило, вовлечены в совместные дислокации с формированием разнообразных лежачих складок, рулетов, диапиров, отторженцев щебнегалечников в микститах. Контакт щебнегалечников с вышележащим щебнегалечкопесчано-алевритовым микститом в обнажении, расположенном в 200 м выше от разреза 16 в правом борту той же промоины, показан на рис. 3, е.

Таким образом, текстурно-структурный облик и характер взаимоотношения в пространстве этих двух фаций соответствует двум парагенетическим обстановкам водокаменного (несвязного) и грязекаменного (связного) потоков. Площадное распространение этих отложений в полосе шириной от 1 до 3 км и протяженностью более 20 км на значительном удалении (около 5 км) от подножия Курайского хребта приводит к выводу, что процессы формирования оплывневых микститов и флювиальных щебнегалечников не могут быть связаны ни с чем иным, кроме как с этапом спуска последнего палеозера. На наш взгляд, грядовый рельеф изученной полосы представляет собой волнообразную поверхность застывших грязекаменных масс, которая впоследствии была незначительно обработана линейной и площадной эрозией. Широким распространением оплывневых селевых литофаций можно объяснить и отсутствие разрезов с мощными алевропесчаными варвитами, отложенными в глубоководной части палеоводоёма. Слоистые тонкозернистые осадки, покрывавшие борта котловины, очевидно, вовлекались в движение при спуске подпрудного водоёма и частично были вынесены за ее пределы, а частично переотложились в составе оплывневых грязекаменных микститов на более низких гипсометрических отметках. Соответственно, в ненарушенном залегании ленточно-слоистые озерные толщи обнаруживаются либо в разрезах погребенных палеодолин, либо в скважинах наиболее низменных участков котловины.

Примерно от уровня 1750—1800 м в предгорную равнину врезана заболоченная долина Чуя с притоками. Южнее аллювиального рельефа расположена выровненная поверхность юго-восточной окраины котловины (бывшее дно позднечетвертичного озера). На ней еще в середине XX в. отмечались: «Широкие (200—300 м в поперечнике) пологие увалы меридионального простирания и слабо асимметричного профиля с более пологим западным склоном, напоминающие собой в совокупности гигантскую рябь» [Черноморский и др., 1965, с. 64]. Эти серии асимметричных гряд, параллельные палеоберегу, отчетливо просматриваются на космических снимках высокого разрешения и, по [Бородавко, 2003], представляют собой озерные бары, сложенные преимущественно галечниками, гравийниками и песками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований найдены дополнительные свидетельства, подтверждающие представления П.А. Окишева [1982] о распространении морен среднего неоплейстоцена более широко, нежели это показано на геологических картах. Авторами проведено существенное уточнение контура максимального оледенения в западной части котловины, где ледник достигал подножия Курайского хребта на отметках 2250—2300 м и распространялся в центральную часть впадины до правобережья рек Кокозек и Чичкетерек. Таким образом, в среднем неоплейстоцене подпрудное озеро формировалось не из-за Куоктанарского долинного ледника (как в позднем неоплейстоцене), а за счет мощной плотины слившихся ледников подножия непосредственно в пределах впадины. Такой ледник шириной более 20 км приводил к образованию в среднем неоплейстоцене подпрудного озера с высотой зеркала на 100—150 м выше, чем у поздненеоплейстоценового озера. При таянии ледника (вплоть до разрушения плотины) объем воды в подпрудном озере увеличивался за счет расширения акватории. Большой объем воды средне-неоплейстоценового озера порождал более полноводные паводки, что объясняет увеличенную (в 5 раз) мощность и большую промытость ининской толщи по сравнению с сальджарской.

Широкое распространение морен среднего неоплейстоцена объясняет существование обширных полей валунно-галечников, сформированных за счет переработки диамиктонов водами поздне-неоплейстоценового озера.

В нижней части наклонной предгорной равнины установлено широкое распространение парагенетической ассоциации отложений водо- и грязекаменных потоков, образовавших на этапе спуска поздне-неоплейстоценового палеоозера грядовый рельеф на абсолютных отметках 1850—1750 м. Эрозионной деятельностью водных масс на этапе спуска палеоозера можно объяснить и образование серий параллельных мелких уступов, обычно интерпретируемых как свидетельства долговременных палеоберегов. Эрозионными и оплывневыми процессами на этапе спуска последнего ледниково-подпрудного озера объясняется отсутствие на днище котловины мощных алевропесчаных варвовых отложений и наличие во многих участках Чуйской степи маломощного покрова валунно-щебнистых суглинков и супесей.

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М., Скобельцин Г.А., Непоп Р.К. Результаты применения ТЛ-метода при датировании 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.

Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. 1. Томск, Изд-во ТГУ, 1997, 163 с.

Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене: Автореф. дис. ... к.г.н. Томск, Том. ун-та, 2003, 161 с.

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

Вишневский А.А., Девяткин Е.В., Белянко Е.В., Лаврович Н.Н. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХVIII. Объяснительная записка. М., Недра, 1965, 90 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Труды ГИН АН СССР, Вып. 126. М., Наука, 1965, 243 с.

Дергунов А.Б., Шульгина В.С., Калганов Е.Н., Гаврилова В.Н., Раковец О.А., Шапошников Г.Ф., Горелов Б.Г. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХVII. Объяснительная записка. М., Недра, 1961, 104 с.

Добрецов Н.Н., Зольников И.Д., Королюк А.Ю., Мистрюков А.А., Смоленцев Б.А., Смоленцева Е.Н., Мартысевич У.В., Макунина Н.И., Мальцева Т.В. Разработка системы комплексного описания полигонов для интерпретации данных космической съемки // Сибирский экологический журнал, 2005, № 6, с. 1031—1038.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катуня 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.

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. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопросы географии Сибири. Вып. 13. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1980, с. 60—87.

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

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

Русанов Г.Г. Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае // Геоморфология, 2008, № 1, с. 65—71.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Глушанкова И.И., Евсеев А.В., Курсалова В.И., Парамонова Н.Н., Фаустов С.С., Хорев В.С. Разрез новейших отложений Алтая. (Опорные разрезы новейших отложений) / Ред. К.К. Марков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 208 с.

Черноморский М.А., Мусиенко З.В., Трифонов Н.П., Раковец О.А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Листы М-45-XXIII, XXIX. Объяснительная записка. М., Недра, 1965, 77 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.

Яковлев Б.А., Девяткин Е.В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XXIV. Объяснительная записка. М., Недра, 1961, 75 с.

*Рекомендована к печати 11 сентября 2009 г.
Н.А. Берзиным*

*Поступила в редакцию 7 ноября 2008 г.,
после доработки — 1 сентября 2009 г.*