

Министерство образования и науки РФ
Русское географическое общество
Бийское отделение
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Алтайская государственная академия образования
имени В.М. Шукшина»

А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов

**ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ
В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ
РЕКИ КОКСЫ**

Монография



Бийск
ГОУВПО «АГАО»
2010

ББК 26.823(2Рос.Алт)

Р 83

*Печатается по решению
редакционно-издательского совета
ГОУВПО «АГАО»*

Рецензенты:

д-р геогр. наук, профессор ТГУ *В.А. Земцов* (Томск);
д-р геол.-минерал. наук, профессор ТГУ *В.П. Парначев* (Томск);
д-р геол.-минерал. наук, профессор ГОУВПО «АГАО»
А.И. Гусев (Бийск);
канд. геогр. наук, доцент ГОУВПО «АГАО» *С.В. Попов* (Бийск).

Р 83 Рудой, А.Н., Русанов Г.Г.

Последнее оледенение в бассейне верхнего течения реки Коксы. -Бийск: ГОУВПО «АГАО», 2010. - 147 с. - Библиогр.: с. 132 – 147.– 300 экз. – ISBN 978-5-85127-594-4.

Предлагаемая книга – первое исследование по геоморфологии, четвертичной геологии и палеогляциологии бассейна верхнего течения реки Коксы в западной наименее изученной части Горного Алтая. Полевые работы выявили ранее не изученные отложения и рельеф ледникового комплекса. Полученные новые палеонтологические определения фауны млекопитающих и радиоуглеродные датировки определили и позднеюрмский возраст этого комплекса. На основе нового полевого фактического материала и новых научных парадигм представлена схема последнего оледенения в основном – на стадиях дегляциации в ранее неизученном большом районе.

Для геологов, геоморфологов, палеогеографов, палеогляциологов, археологов и биологов, а также студентов геологических и географических специальностей вузов.

© ГОУВПО «АГАО», 2010

© Бийское отделение РГО, 2010

© Рудой А.Н., Русанов Г.Г., 2010

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Физико-географические особенности бассейна Верхней Коксы	8
Глава 2. Геоморфологические особенности бассейна Верхней Коксы	17
Глава 3. Четвертичные отложения бассейна Верхней Коксы	34
3.1. Нерасчленённые полигенетические четвертичные отложения.....	35
3.2. Верхненеоплейстоценовые отложения ледникового комплекса.....	38
3.3. Верхненеоплейстоцен-голоценовые отложения.....	48
3.4. Голоценовые отложения.....	52
Глава 4. Реконструкция планового положения ледников на максимум последнего оледенения в бассейне Верхней Коксы	65
4.1. Время последнего оледенения Горного Алтая.....	65
4.2. Существующие схемы распространения ледников в бассейне Верхней Коксы на максимум последнего оледенения.....	69
4.3. О применимости морфологического анализа моренных отложений для целей реконструкции размеров древних оледенений.....	76
4.4. О критике «традиционной моренной геоморфологии».....	83
4.5. О «стадиальности» деградации ледников, абсолютных датировках ледниковых отложений и о действительном возрасте климатических событий.....	96
4.6. Упрощённая модель расчёта планового положения ледника в Абайской котловине на максимум последнего оледенения.....	102

4.7. Плановое положение ледников в бассейне Верхней Коксы на максимум последнего оледенения	108
Глава 5. Позднеплейстоценовое Абайско-Коксинское ледниково-подпрудное озеро	119
5.1. Абайско-Коксинское озеро в максимум последнего оледенения	120
5.2. Абайско-Коксинское озеро на этапе деградации последнего оледенения	127
Заключение	130
Литература	132

Введение

На территориях позднплейстоценового оледенения, к которым относится и Горный Алтай, до сих пор нерешённой является проблема определения площади распространения ледников, их мощности, а также особенности тех геофизических процессов, которые так или иначе сопровождали, а зачастую и вызывали собственно появление и разрастание ледников, а также их деградацию. К сожалению, существующий, традиционный, морфологический метод оценки не даёт однозначной и достоверной картины былого распространения ледников [Рудой, 2004]. Как и прежде результаты реконструкций зависят преимущественно от личного опыта, профессиональной квалификации и даже, в большой степени, личной порядочности исследователя, а также – от объёма и качества имеющегося фактического материала.

Кроме этого, до недавнего времени верхнеплейстоценовые ледниковые отложения Алтая было слабо и противоречиво датированы, что в некоторой степени можно было оправдывать отсутствием радиоуглеродных датировок и определимых органических остатков. Однако и появление массива новых радиоуглеродных дат, полученных разными исследователями, с одной стороны в большой степени полностью изменило представления о новейшей геологической истории гор, опубликованных до 1990-х годов, но с другой – внесло ещё больше противоречий в попытки реконструкций даже у одних и тех же исследователей, не говоря же о работах различных авторов, конкретизации последовательности и возраста ледниковых и межледниковых событий. Предлагаемые современные палеогляциологические модели иногда оказываются прямо противоположными: там, где в работах одних исследователей было влажно и тепло, в работах других исследователей залегали ледники и гремели бурные прорывные потоки.

Использование же термолюминесцентного датирования на его современном методическом уровне в качестве руководящего критерия вообще пока представляется неправомерным, исключительно академически. Поэтому при определении границ распространения ледников даже в максимум последнего (позднеюрмского, сартанского) оледенения Алтая среди исследователей возникает неоднозначность в оценке их площадного распространения.

Мы попытались рассмотреть эту проблему на примере небольшого по площади бассейна верхнего течения реки Коксы в западной части Горного Алтая, выбрав его в качестве района своих исследований по нескольким причинам.

Во-первых, до настоящего времени, несмотря на хорошую доступность, это один из наименее изученных районов Горного Алтая. Ни одной специальной геологической или географической работы, даже небольшой статьи, о ледниковой истории этого района до сих пор нет.

Во-вторых, на всех существующих палеогляциологических схемах, составленных разными авторами в разные годы на основе морфологического метода и оценки депрессии снеговой границы, этот район в позднем плейстоцене выглядит совершенно по-разному.

В-третьих, применяемый геоморфологами и геологами-четвертичниками морфологический метод определения распространения оледенения, для данного района не даёт приемлемых результатов. Связано это с тем, что в районах со значительной снежностью, к которым относится бассейн верхнего течения реки Коксы, энергия оледенения была существенно больше, чем в тех районах, на примере которых этот морфологический метод разрабатывался. Картина усугубляется ещё и тем, что в Абайской котловине и долине Коксы в период последнего оледенения существовало крупное ледниково-подпрудное озеро, в которое спускались языки ледников. Они быстро разрушались волноприбойными процессами и термо-

эрозией. Собственно же ледниковые языки, выходящие в водоёмы, конечных морен не продуцируют, контактируя с озёрами обрывами-барьерами. Субаквальная морена таких, «шельфовых», ледников не формирует привычного грядово-западного контрастного рельефа, а в большинстве случаев и вовсе не диагностируется геоморфологически.

Основной целью предлагаемой работы является определение планового положения ледников в бассейне верхнего течения реки Коксы на максимум последнего оледенения (18-20 тыс. лет назад). Для её достижения мы попытались решить следующие задачи:

- определить генетическую и фациальную принадлежность рыхлых отложений и их возраст;
- изучить их вещественный состав, особенности пространственного размещения и взаимоотношения;
- показать геоморфологические особенности территории, уделив основное внимание распространению экзарационного и аккумулятивного ледникового рельефа, и строению речных долин;
- оценить достоверность применимости морфологического метода для оценки планового положения ледников;
- показать неоднозначность интерпретации одного и того же геоморфологического материала на основе анализа ранее разработанных схем распространения позднеплейстоценовых ледников;
- оценить достоверность применения метода планового моделирования положения древних ледников на основе палеогляциологических зависимостей: депрессии снеговой границы и ледникового коэффициента в зависимости от снежности района исследований;
- рассмотреть плановое положение палеоледников и создать новую схему их положения в районе исследований на максимум последнего оледенения по данной методике;

- реконструировать основные черты режима Абайско-Коксинского ледниково-подпрудного озера;
- на основе новых радиоуглеродных датировок и палеонтологических определений фауны млекопитающих оценить временные рамки основных палеогляциогидрологических событий последнего оледенения.

В результате решения этих задач были проведены палеогляциологические и палеолимнологические реконструкции последнего (позднеюрмского, сартанского) оледенения в бассейне верхнего течения реки Коксы, основанные на изучении вещественного состава рыхлых отложений, их генетической и фациальной принадлежности, особенностях пространственного размещения и взаимоотношения, палеонтологических определениях ископаемой фауны млекопитающих и радиоуглеродных датировках. Для этих же целей впервые для данного района был применён метод имитационного моделирования, разработанный В.П. Галаховым [2001].

В основу предлагаемой работы положен новый фактический материал, полученный авторами в 2006 г., при проведении геолого-геоморфологических маршрутов масштаба 1:200000 в бассейне верхнего течения реки Коксы и детального исследования всех выявленных новых и известных прежде обнажений.

Работы проводились в рамках межправительственного соглашения России и Казахстана по геологическому доизучению пограничной территории. Главным результатом стало создание нового комплекта Государственных геологических карт масштаба 1:200000, в том числе впервые – Карты четвертичных образований. Эти материалы успешно прошли апробацию в Западно-Сибирском региональном экспертном совете (СНИИГГиМС, Новосибирск) и Научно-редакционном совете Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), и были приняты к изданию [Федак и др., 2008].

Для контроля результатов полевых и дистанционных исследований, изложенных ниже, В.П. Галахов выполнил определение планового положения ледников в бассейне верхнего течения реки Коксы на максимум последнего оледенения и аккемской стадии голоцена по упрощённой модели расчёта методом имитационного моделирования баланса современных горных ледников, с составлением соответствующих схем.

Впервые в бассейне верхнего течения реки Коксы выявлены и описаны 12 обнажений ледниковых, флювиогляциальных, озёрно-ледниковых, пролювиально-селевых и аллювиальных отложений позднеплейстоценового и голоценового возраста.

Впервые в этих отложениях были выявлены два местонахождения фауны грызунов и четыре местонахождения ископаемой фауны крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса, палеонтологические определения которых уже традиционно для нас выполнил А.В. Шпанский (Томский государственный университет).

Впервые для данного района по фрагментам костей крупных млекопитающих, обнаруженных авторами в ледниковых, флювиогляциальных и селевых отложениях, Л.А. Орлова в Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя ИГМ СО РАН (Новосибирск) получила четыре радиоуглеродных определения возраста. Определение остаточной активности углерода выполнено на установке QUANTULUS 1220. Радиоуглеродный возраст рассчитан от 1950 года, а для его расчёта использован период полураспада ^{14}C равный 5570 лет.

Рентгеноструктурный анализ озёрно-ледниковых глин выполнен в рентгено-физической лаборатории ОАО «Западно-Сибирский испытательный центр» (Новокузнецк).

Авторами были проанализированы и критически, и творчески переосмыслены все опубликованные материалы, и неопубликованные фондовые источники (геологические отчёты), в той или иной мере касающиеся западной части Горного

Алтая в целом и бассейна Верхней Коксы в частности. Использовалась опубликованная литература и по всем другим районам Алтая.

Кроме того, сотрудники Института водных и экологических проблем СО РАН (Барнаул) В.П. Галахов, Д.В. Черных и Д.В. Золотов любезно предоставили нам описания озёрных отложений, вскрытых ими в 2009 г. в бассейне верхнего течения реки Хайдун, и восемь радиоуглеродных датировок верхнеголоценовых ледниковых, озёрных и болотных отложений.

Результаты проведённых исследований и их интерпретация неоднократно обсуждались с коллегами – С.И. Федаком, к. г.-м. н. Ю.А. Туркиным, П.Ф. Селиным, а также с к. г. н. В.П. Галаховым (ИВЭП СО РАН, Барнаул), д. г.-м. н. А.И. Гусевым (БПГУ, Бийск), к. г.-м. н. А.В. Шпанским (ТГУ, Томск), к. г.-м. н. И.Д. Зольниковым (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Большую помощь в компьютерном оформлении схем и рисунков оказала Ф.Г. Рузаева. Авторы искренне признательны и благодарны за помощь и поддержку всем названным выше коллегам.

Глава 1.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ КОКСЫ

Бассейн верхнего течения реки Коксы (левый приток Катуня), рассматриваемый нами в пределах номенклатурного листа М-45-ХІІІ масштаба 1:200000, занимает площадь в 3148 км²,



Рис. 1.1. Схема расположения района исследований и находится в западной части Горного Алтая между 50°03'30'' и 50°40' с. ш., и 84°03' и 85° в. д., где примыкает к государст-

венной границе с Казахстаном, которая проходит по осевой линии хребтов Холзун и Коксуйский, являющихся водоразделом бассейнов рек Катунь и Иртыша (рис. 1.1.).

Геологическое строение. По результатам недавно проведенного полевого геологического доизучения масштаба 1:200000 с обобщением материалов всех опубликованных и фондовых источников [Федак и др., 2008], бассейн Верхней Коксы расположен в западной части Алтае-Саянской складчатой области и в зоне её сочленения со структурами Обь-Зайсанской складчатой области, включая фрагменты трёх каледонских мегаблоков, выделяемых в ранге структурно-формационных зон (СФЗ): Теректинского, Чарышко-Чуйского и Холзунско-Чуйского, а также герцинские наложенные структуры Холзунско-Сарымсактинской СФЗ, юго-западной краевой части Коргонского прогиба (включающего Хайдунский и Абайский грабены) и Быстринского прогиба.

Более 60 % рассматриваемой территории занимают раннепалеозойские метаморфические породы теректинского зелёносланцевого комплекса, слагающие северо-западную часть Теректинской СФЗ. В его составе выделяются два подкомплекса: кварцит-метабазит-зелёносланцевый и метапелит-зелёносланцевый. Породы второго подкомплекса, вероятнее всего, развиты по флишоидным терригенным породам, главным образом по алевролитам с прослоями песчаников и, редко, известняков более молодого возраста.

Собственно стратифицированные палеозойские образования распространены фрагментарно и приурочены к грабен-синклинальным и грабенообразным структурам [Федак и др., 2008]. Из последних, в юго-восточной части крайне незначительно развиты ордовикские флишоиды бирюксинской свиты, слагающие фрагмент Верхне-Катунского блока Холзунско-Чуйской СФЗ, а в северо-восточной – нижнесилурийские органогенные известняки полатинской свиты, выходы которых

приурочены к фрагменту Ануйского блока Чарышко-Чуйской СФЗ.

Более широко на данной территории развиты осадочные нижнедевонские прибрежно-континентальные осадки уландрыкской свиты и осадочно-вулканогенные отложения с вулканитами базальт-андезитовой (ергольская свита) и дацитриолитовой (коргонская свита) формаций нижнего и среднего девона, которые выполняют юго-восточные периферические фрагменты наложенных на каледонское основание Коргонского и Быстринского прогибов и Хайдунский грабен.

В западной приграничной части территории выходит северо-восточное периферическое крыло Холзунско-Сарымсактинской СФЗ, сложенное нижнедевонскими мелководно-морскими карбонатно-терригенными осадками холзунской свиты, и ниже-среднедевонскими осадочно-вулканогенными образованиями с вулканитами дацитриолитовой формации коргонской свиты.

Интрузивные породы, представленные среднезернистыми и порфировидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми лейкогранитами, гранитами, гранит-порфирами и многими другими петрографическими разновидностями, развитые на данной территории образуют несколько массивов [Федак и др., 2008]. Наиболее крупным из них является Абайский гранитоидный массив площадью около 50 км², вытянутый более чем на 20 км в северо-западном направлении при ширине до 4–5 км. Он расположен на юго-восточном окончании Коргонского хребта. Ночной массив овальной формы площадью более 20 км² расположен в бассейне верхнего течения реки Ночная. Хайдунский интрузивный массив длиной 6 км и шириной до 1 км расположен между ручьями Медвежий и Находка. Размеры небольших интрузивных массивов Банного (в районе села Банного) и Аккарасу (левый борт приустьевой части р. Аккарасу – правого притока р. Карагай) не превышают 0,7 × 2 км. И, наконец, Верхне-Коксинский массив удли-

нённой формы согласно простиранию Тигирецкого разлома занимает площадь менее одного квадратного километра.

Завершают геологический разрез района разнообразные в фациальном и генетическом плане отложения четвертичной системы, которые детально будут рассмотрены ниже.

Рельеф района высокогорно-среднегорный, сильно расчленённый. Основные орографические элементы – хребты Коргонский, Коксуйский, Холзун с отрогами и Абайская межгорная котловина (рис. 1.2.) длиной 34 км, а в пределах долины реки Абай шириной от 2 до 6 км и длиной до 22 км, отделяющая их от Теректинского хребта.

Абсолютные высоты изменяются от 1080 м (долины рек Абай и Кокса) до 2520 м (г. Чемчедай, хр. Холзун), 2565 м (водораздел рек Банная и Красноярка), 2598 м (г. Линейский Белок на стыке хребтов Холзун и Коксуйский).

Хребты характеризуются густым и глубоким эрозионным расчленением. Относительные превышения достигают 500–1300 м. В приводораздельной части хребтов сохранились значительные фрагменты древнего пенеплена. Верхние уровни склонов (преимущественно северо-восточной экспозиции) имеют альпинотипный облик, осложнены карами и молодыми нивальными нишами, которые в настоящее время «работают», как крупные водосборные воронки и лавиносборы.

Субширотная и северо-западная ориентировка хребтов, наличие глубоких долин и межгорных котловин усиливают контрастность увлажнения вследствие чёткого проявления барьерного эффекта.

В горно-лесном поясе южные, более прогреваемые, склоны крутые, северные – пологие. В горно-тундровом и нивальном высокогорье наблюдается обратная ситуация: северные склоны круче южных.



Рис. 1.2. Абайская межгорная котловина
(Фото Г.Г. Русанова)

Такое расположение склонов подтверждает климатическое происхождение их асимметрии [Петкевич, 1971; Рельеф Алтае-Саянской..., 1988].

Хребты, впадины и крупные речные долины Алтая образуют закономерную систему. Их расположение полностью контролируется процессами новейшей тектоники территории, которая представляет собой зону интенсивного новейшего дробления литосферы [Новиков, 2004]. Эрозионные, гравитационные и гляциальные процессы отпрепарировали неотектонические морфоструктурные блоки и определили современный морфологический облик обсуждаемой территории с комплексом тектонических, ледниковых и денудационно-эрозионных типов и форм рельефа.

Более подробно геоморфологические особенности будут рассмотрены ниже в специальной главе.

Климат территории континентальный, но более мягкий, чем в других районах Алтая. Во все сезоны года здесь господствует континентальный воздух умеренных широт [Ревякин и др., 1979; Самойлова, 2008]. Зима сравнительно мягкая, снежная и продолжительная (ноябрь – март). Средние дневные температуры воздуха составляют $-14...-17\text{ }^{\circ}\text{C}$, ночные – до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (минимальная – $-51\text{ }^{\circ}\text{C}$). Лето (июнь–август) тёплое и дождливое. Дневные температуры воздуха до $+22\text{ }^{\circ}\text{C}$ (максимальная – $+39\text{ }^{\circ}\text{C}$). Средняя годовая температура воздуха отрицательная ($-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Эта территория, благодаря сезонной циркуляции атмосферы, получает меньше лучистой энергии солнца, чем другие районы Алтая, находящиеся на этих же широтах [Казакова, Севастьянов, 2009].

Западный Алтай служит зоной предвосхождения влагонесущих воздушных потоков. В результате вынужденного подъёма воздушных масс на наветренных склонах и его охлаждения усиливается процесс конденсации влаги в воздушных массах и выпадение осадков [Казакова, Севастьянов, 2009; Сухова, 2009]. В связи с этим бассейн верхнего течения реки Коксы один из наиболее увлажнённых районов Горного Алтая, что в целом снижает степень континентальности климата.

В целом среднегодовое количество осадков составляет 600–800 мм. Однако распределены по территории они неравномерно. Для хребтов, поднимающихся выше ветровой тени передовых горных цепей, характерна автономность термического режима и условий увлажнения. Бросается в глаза резкое уменьшение континентальности климата в горных долинах по сравнению с широкими межгорными степями [Казакова, Севастьянов, 2009].

Закономерное увеличение количества осадков с высотой, особенно заметно с приближением к осевой линии хребтов. На подветренных склонах и в межгорных котловинах проис-

ходит резкое уменьшение осадков – образуется «барьерная тень» [Сухова, 2009]. Так, в Абайской котловине годовая сумма осадков в среднем составляет 370 мм [Горный Алтай, 1971]. В то же время в осевых частях хребтов и на их склонах северной и северо-восточной экспозиции годовое количество осадков достигает 900–1000 мм и более. Однако, судя по слою стока (на склонах хребта Холзун слой стока равен 1616 мм, на склонах Коргонского и Коксуйского хребтов – 1058 мм) суммы осадков должны быть еще выше [Ревякин и др., 1979].

Та же самая картина наблюдается и с распределением глубины снежного покрова в зимний период. В Абайской котловине она не превышает 0,6 м. На хребтах и их подветренных склонах глубина снега достигает 3 м, а на хребте Холзун 6–8 м. Наибольшая толщина снежного покрова отмечается у верхней границы леса, в кустарниковых тундрах и, в целом, на подветренных склонах местных и общих водоразделов нивально-гляциальной зоны [Самойлова, 2008].

Ветровой перенос снега способствует накоплению в местных понижениях на склонах снежных масс толщиной до 15 м. Именно на таких участках зафиксированы наиболее низкое положение фирновой линии (2100 м), и существование ледников на незначительных высотах [Петкевич, 1971; Ревякин, Кравцова, 1977]. При этом основной снего- и водозапас сосредоточен близ осевой линии хребтов, в зоне аэродинамического действия орографического барьера, ширина которой равна 8–10-кратной относительной высоте хребтов [Ревякин и др., 1979]. Недаром Тургусунский узел – район сочленения хребтов Убинского, Ульбинского и Ивановского, расположенных на территории Казахстана, с хребтом Холзун – называют «полюсом снежности» Алтая [Ревякин, Кравцова, 1977; Самойлова, 2008].

Современное оледенение района представлено единичными мелкими висячими и карово-висячими ледничками, существование которых обязано, в основном, метелевому пере-

носу. Поэтому эти леднички приурочены только к подветренным склонам хребтов северной и северо-восточной экспозиции. Снеговая линия на этих ледничках в глубоких подветренных карах располагается на высоте всего 2100–2350 м [Каталог ледников., 1977], в то время как окружающие вершины, поднимающиеся почти до 2600 м, лишены ледниковых образований и не достигают нижнего уровня хionoсферы [Окишев, 1982].

Несмотря на большое количество свежих и глубоких каров и цирков, приуроченных преимущественно к склонам хребтов северо-восточной экспозиции, высокую снежность в зимний период и низкое положение фирновой линии современное оледенение крайне незначительно.

Вероятно, это можно объяснить высокими летними температурами и высокой (всего $-0,8$ °C) среднегодовой температурой, по сравнению с другими горноледниковыми бассейнами Алтая. Общая площадь оледенения на этой территории в семидесятых – восьмидесятых годах прошлого столетия не превышала $2,5$ км². В пределах Горного Алтая на начало 1981 г. насчитывалось 1973 ледника общей площадью $1503,4$ км² [Ревякин, 1981]. Из них – только 38 карово-висячих и висячих ледников общей площадью $2,3$ км² было зафиксировано в карах хребта Холзун, и всего 3 маленьких ледничка общей площадью $0,2$ км² – в карах Коргонского хребта [Ревякин и др., 1979; Ревякин, Мухаметов, 1987]. В последние десятилетия специальные гляциологические работы на Западном и Северо-Западном Алтае не проводились.

Гидрографическая сеть, в связи со значительной увлажнённостью, развита достаточно хорошо, речные долины в среднем и нижнем течении хорошо разработаны. Реки носят горный характер. Наиболее значительные из них – река Кокса (левый приток Катуня), и её притоки – реки Ночная, Хайдун, Банная, Карагай, Коксочка, Красноярка, Абай, Улужай,

Шельдян и другие. Их ширина: от 10–15 до 50 м, глубина 0,5–2 м, скорость течения от 0,8 до 1,7 м/с.

Протяжённость реки Кокса от истока до устья составляет 177 км, при среднем её уклоне в 6,6 м/км. Средний годовой расход её в устье 85 м³/с, а максимальный наблюдавшийся расход может достигать 716 м³/с, что почти в 8,5 раз выше среднего [Горный Алтай, 1971, табл. 7]. Характерной особенностью рек является большая водность в тёплый период. В это время объём стока составляет более 90 % от годового.

По характеру внутригодового режима расходов реки данной территории относятся к группе рек с весенне-летним паводком и дождевыми паводками, имеющими снеговое, ледниковое, дождевое и грунтовое питание [Горный Алтай, 1971]. Величина модуля стока коррелирует с характером увлажнения территории и его показатели колеблются от 20 до 35 л-сек/км² [Самойлова, 2008]. Замерзают реки в ноябре, вскрываются в апреле. К концу зимы толщина льда на них может достигать 1,5 м.

Современные озёра незначительны по своим размерам и площади, находятся преимущественно в верховьях долин и представлены двумя типами. Первый – 43 каровых озера округлой и эллипсовидной формы размером от 0,1 × 0,2 до 0,6 × 0,6 км (озеро Прозрачное в верховьях Кульды) общей площадью не более 4 км². Второй – три остаточных морено-подпрудных озера размером от 0,1 × 0,2 до 0,2 × 0,4 км в долинах рек Коксочки, Кульды и Быстрой.

Особенности высотной поясности почвенно-растительного покрова определяются значительным разнообразием рельефа, большими абсолютными высотами и контрастами климатических условий.

Влажному Западнему Алтаю, к которому относится рассматриваемый район, где температурные градиенты не превышают 0,4–0,5° на 100 м, свойственны постепенные смены одного пояса другим, наличие переходных по своему харак-

теру поясов и господство их мезофильных вариантов [Самойлова, 2008]. Для большей части территории присущ бореальный (таёжный) тип почвенно-растительного покрова, а лугово-степной тип на выщелоченных чернозёмах развит лишь в Абайской котловине (рис. 1.2.), расширениях долин в их среднем и нижнем течении, и в нижней части склонов южной экспозиции.

С высоты 1100 м развиты пихтово-елово-кедровые леса на горно-лесных бурых почвах с лиственницей в качестве примеси. Верхняя граница леса поднимается до 1750–2000 м и образована кедром. У верхней границы леса в травяном покрове появляются представители субальпийских растений. У верхней границы леса в зоне развития многолетней мерзлоты (выше 1600 м) формирующиеся почвы следует относить к длительносезонномерзлотным [Самойлова, 2008], и представлены они торфянистыми, а чаще горно-подзолистыми поверхностно-глееватыми почвами [Горный Алтай, 1971].



Рис. 1.3. Постепенный переход лесного пояса в субальпийские луга. Северо-восточный макросклон хребта Холзун (Фото Г.Г. Русанова)

Переход лесного пояса в субальпийские и альпийские луга постепенен (рис. 1.3.) и наибольшее развитие они получают на поверхностях выравнивания или выположенных вершинах среднегорий. Характерной особенностью субальпийских лугов является значительная высота травостоя (до 1,5 м и более), обилие широколиственного и наличие кустарников (ива, берёзка). Среди низкотравных субальпийских лугов широко распространены гераниево-манжетковые луга.

Альпийские луга, произрастающие на дерново-луговых альпийских почвах, наиболее представительны и занимают значительные площади в высокогорье, тяготея к поверхностям выравнивания (см. рис. 1.4.) и склонам хребтов с развитым покровом щебнисто-суглинистых отложений склонового ряда разного генезиса.

Переход в тундровый пояс нерезкий, и альпийские луговины часто встречаются вблизи снежников-перелетков (см. рис. 1.4). Верхняя часть этого пояса представлена лишайниково-каменистыми тундрами (гольцы), которые в наиболее высоких частях хребтов сменяются фрагментами гляциально-нивальных комплексов. Каменистые, кустарниковые, луговые и лишайниковые тундры спускаются также в субальпийский пояс по долинам и каменисто-осыпным склонам, образуя инверсионные варианты высокогорных комплексов [Самойлова, 2008].

В настоящее время котловинообразные расширения долин рек Коксы, Карагая, Банной и Абайская котловина почти полностью распаханы.



Рис. 1.4. Альпийские луга в осевой части хребта Холзун
(Фото Г.Г. Русанова).

И в заключение несколько слов об экологической обстановке, которая в целом на 80 % территории характеризуется как удовлетворительная.

В бассейне верхнего течения реки Коксы величина суммарного показателя загрязнения (СПЗ) почвенных горизонтов А, В, С в различных ландшафтах не превышает 14, что соответствует допустимому уровню загрязнения почвенного покрова по степени его воздействия на здоровье населения.

Региональное гамма-поле в пределах этой территории малоинтенсивно и слабо дифференцировано. Фоновые значения мощности экспозиционной дозы составляют 13 мкР/час при вариациях от 4 до 26 мкР/час, что соответствует величинам, наблюдаемым на большей части территории России. Средние содержания урана, тория и калия в почвенном горизонте А составляют 2,07 мг/кг, 1,26 мг/кг и 1,69 % соответственно, что сопоставимо с их фоновыми значениями. В некоторых населенных пунктах, по данным В.Е. Кац, установлены концен-

трации радона в воде и почвенном воздухе до 5–10 ПДК [Федак и др., 2008].

В северо-западной части этого района проходит граница падения частей отработанных ступеней ракет-носителей, в результате чего здесь происходит загрязнение территории компонентами ракетного топлива. В целом по Республике Алтай среднегодовые выбросы оставляют: НДМГ (несимметричный диметилгидразингептил) – 2,24 т/год, АТ (азотный тетраоксид) – 4,8 т/год [Федак и др., 2008].

Глава 2. ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ КОКСЫ

В рельефе бассейна верхнего течения реки Коксы выделяются основные неотектонически активные положительные морфоструктуры, которые имеют тесную связь с докайнозойскими тектоническими структурами [Шмидт, 1972а; Федак и др., 2008] и хорошо просматриваются на космических снимках. Это Тигирецко-Коргонское поднятие на севере и Холзунско-Коксуйское поднятие на юге и западе [Богачкин, 1981], включая юго-восточное окончание Коргонского хребта, северный и северо-восточный макросклоны хребтов Холзун и Коксуйский (рис. 2.1.).

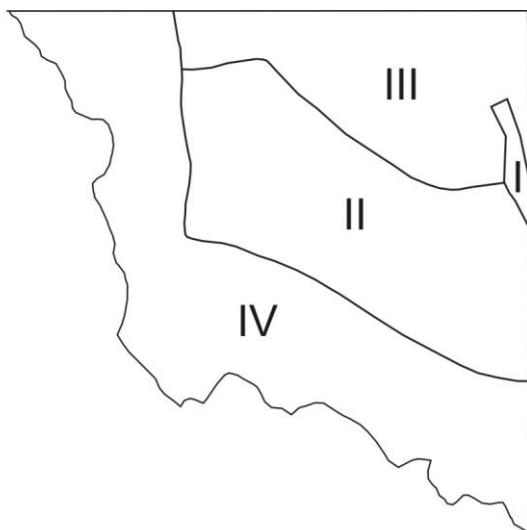


Рис. 2.1. Схема основных морфоструктур

- I - Абайская котловина
- II - Коксинский блок
- III - Тигирецко-Коргонское поднятие
- IV - Холзунско-Коксуйское поднятие

Фронтальные части главных морфоструктур имеют северо-западную и субмеридиональную ориентировку, и представляют собой неотектонические взбросы и взбросо-сдвиги, а местами взбросо-надвиги [Новиков, 2004; Чумаков, 1965], унаследованные по древним докайнозойским структурным швам. Вся территория разбита на неотектонические блоки [Богачкин, 1981], образовавшиеся в результате горизонтального сдвига и сжатия вдоль субмеридиональной оси [Новиков, 2004] или субмеридионального стресса [Бутвиловский, 1985]. Густое и глубокое эрозионно-экзарационное расчленение затушёвывает и маскирует блоковое строение территории. В центре площади чётко выделяется сильно расчленённый Коксинский блок (рис. 2.1.) относительного опускания [Богачкин, 1981].

Из отрицательных морфоструктур выделяется Абайская межгорная котловина (рис. 2.1). В пределах рассматриваемой территории её ширина изменяется от 2 км в районе села Сугаш до 6 км в районе села Абай, а длина не менее 22 км (рис. 1.2). Котловина приурочена к зоне новейшего субширотного Южно-Теректинского разлома, являющегося ветвью Чарышско-Теректинского глубинного разлома [Богачкин, 1981; Шмидт, 1972а, 1972б], и представляет собой, как и Уймонская котловина, грабен, заложившийся в позднем плиоцене [Новиков, 2004], с падением ограничивающих сместителей под хребты [Бутвиловский, 1985].

В этом грабене неполная мощность нерасчленённых четвертичных отложений превышает 100 м. По мнению О.А. Раковец [1968], слабые локальные нисходящие движения в позднеплиоценовое время обусловили оформление впадин в этой части Горного Алтая. По мнению В.В. Бутвиловского [1985], воздымание и латеральное перемещение положительных морфоструктур контролирует развитие впадин и кайнозойское осадконакопление в них, а, следовательно, возраст

коррелятных отложений во впадинах в значительной степени отражает возраст тектонических движений.

В пределах выделяемых неотектонических блоков широко развиты различные генетические типы тектонического (структурного), денудационного и аккумулятивного рельефа (рис. 2.2).

Тектонические (структурные) склоны отражают неотектонические и унаследованные разрывные нарушения. Это чётко выраженные протяженные крутые прямолинейные или дугообразные в плане склоны речных долин, горных хребтов и массивов, разделяющие блоки с различной тектонической активностью. Эти склоны имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное, реже субширотное направления, представляя собой неотектонические и унаследованные взбросы, взбросо-сдвиги, а местами, вероятно, взбросо-надвиги.

Наиболее отчётливо они проявлены в зонах древних Татарского и Булуктинского разломов, ограничивающих Абайский вулcano-плутонический массив, Аюлинской системы разломов внутри Карагайского блока, Хамиро-Хайдунского и Тигирецкого разломов. При этом характерны субмеридиональные развороты данных структур с формированием неотектонических сбросов [Федак и др., 2008].

Начало формирования этих склонов связывается с неотектоническим этапом активизации территории, относящимся ко второй половине позднего олигоцена, а максимальные дифференцированные движения проявились здесь, по одним данным [Богачкин, 1981; Новиков, 2004; Чумаков, 1965], в неоген–четвертичное время, а по другим [Шмидт, 1972б] – в четвертичное.

Структурно–денудационные склоны и вершинные поверхности – это крутые и средней крутизны отпрепарированные денудацией склоны, а также уплощённые и куполообраз-

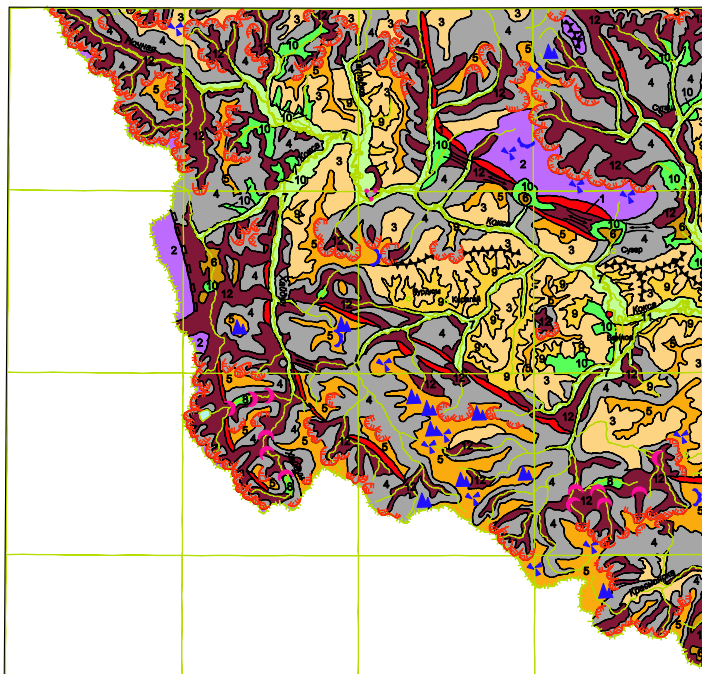
ные вершинные поверхности палеовулканических покровов и интрузивных массивов.

В современном рельефе они образуют положительные купольные морфоструктуры центрального типа овальной вытянутой формы размером от 1,5–5 км до 10–20 км. Превышения их над окружающим полем высот изменяется от 200–300 м до 900 м, а их выраженность в рельефе зависит от петрографического состава пород.

Формирование этого типа рельефа обусловили сравнительно однородный петрографический состав и более высокая денудационная устойчивость пород, по сравнению с окружающими, а важнейшей предпосылкой его образования является режим тектонических движений – определённая скорость неотектонических движений, обеспечивающая развитие селективной денудации [Минина, 1974]. Эти склоны и вершинные поверхности повсеместно покрыты практически сплошным маломощным чехлом десерпционных, солифлюкционных и коллювиально–делювиальных позднплейстоцен–голоценовых отложений.

Вершинные поверхности наиболее крупных структур представляют собой небольшие сохранившиеся фрагменты мел-палеогенового пенеплена, в значительной степени переработанного криогенными и, возможно, частично ледниковыми процессами в плейстоцене. Крутые нижние части этих склонов представляют собой структурно–денудационные уступы. Однако в большинстве случаев эти уступы, в результате интенсивно проявившихся в четвертичное время эрозии и ледниковой экзарации, сильно расчленены, что в значительной степени маскирует их морфогенетическую природу.

Денудационно–эрозионные склоны развиты преимущественно в центральной наиболее пониженной части рассматриваемой территории, тяготеющие к долине Коксы (Коксинский блок относительных опусканий), и занимающие не менее 20 % площади (рис. 2.2). Высотный диапазон развития



км 5 0 5 10 15 км

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Рельеф		Формы и элементы рельефа	
Тектонический			
1	Крутые прямолинейные и дугообразные склоны неоген-четвертичного возраста, приуроченные к неотектоническим и увальдовым разрывным нарушениям (N-Q)	~	Кары ледниковые и ледниково-нивалные
2	Денудационно-конструктивный рельеф палеоген-четвертичного возраста на отпрепарированных палеозойских покровах (P-Q)	•••	Скопления эрратических валунов
3	Денудационный Денудационно-эрозийные склоны неоген-четвертичного возраста (N-Q)	—	Конечно-моренные гряды
4	Экзарационные днища и склоны каров, цирков, долин и поверхностей водоразделов средне-позднеолейстоценового возраста (Q ₄₋₆)	▲	Остатки морозного выветривания
5	Поверхности денудационного выравнивания мел-палеогенового возраста, срезающие складчатое основание (K-P)	▲	Уступы вагорных террас
6	Поверхности болотных образований голоценового возраста (Q ₁)	▲	Площадные курумы (каменные моря)
7	Поверхности пойм голоценового возраста (Q ₁)	▲	Сквозные долины
8	Поверхности озерных образований голоценового возраста (Q ₁)	▲	Места речных перехватов
9	Продольноравно-селеные вогнуты выноса и плейфы позднеолейстоцен-голоценового возраста (Q ₄₋₆)	▲	Денудационные отпрепарированные гребни
10	Поверхности озерно-ледниковых образований позднеолейстоценового возраста (Q ₆)	▲	Структурно-денудационные уступы
11	Поверхности флювиогляциальных образований позднеолейстоценового возраста (Q ₆)		
12	Поверхности ледяных образований позднеолейстоценового возраста (Q ₆)		

Рис. 2.2. Геоморфологическая схема бассейна верхнего течения реки Кокса

этих склонов изменяется от 1100 до 1850 м. Крутизна их варьирует от 5 до 30° и более.

Почти все эти склоны, за исключением склонов южной экспозиции, покрыты чехлом полигенетических отложений склонового ряда позднеплейстоцен–голоценового возраста. Глубина эрозионного расчленения составляет 350–700 м, а густота эрозионного расчленения – 0,5–2 км. Существенные различия поперечных профилей свойственны склонам южной и северной экспозиции.

Денудационно–эрозионные водосборы верховьев логов, долин рек и ручьёв на склонах северной и северо–восточной экспозиции отличаются слабым внутренним расчленением, циркообразной формой, большими площадными размерами, крутой задней стенкой, чётко выраженной приводораздельной бровкой и широким полого наклонным днищем. Все эти особенности указывают на значительное преобразование подобных водосборов ледово–фирновыми полями во время оледенения [Бутвиловский, 1993].

Возраст этих склонов ограничивается, с одной стороны, возрастом поверхностей денудационного выравнивания, а с другой – врезом в них экзарационных склонов.

Экзарационные склоны и поверхности – это основной морфогенетический тип денудационного рельефа на данной территории. Наиболее широко он развит в пределах хребтов Коргонского, Коксуйского и Холзун, где представлен многочисленными ледниковыми карами и цирками шириной от 0,5 до 2 км, а высота их стенок достигает 200–300 м и более. Приурочены они в основном к склонам северной и северо–восточной экспозиции. По мнению Л.Н. Ивановского [1967], именно здесь благодаря гляциальным процессам возникла асимметрия осевой части хребтов, противоположная общей асимметрии хребтов, обусловленной тектоникой. Чем меньше высоты, тем более пологими становятся склоны в альпийской

зоне, однако гляциальные формы рельефа, как это видно, например, в хребте Холзун, остаются свежими – имеют крутые изрезанные стенки [Ревакин и др., 1979; Галахов, Мухаметов, 1999].

Многие кары на хребте Холзун являются ступенчатыми, а на их днищах в экзарационных котловинах, ограниченных ригелями, находятся каровые озёра. Кары и цирки открываются в чётко выраженные троговые долины с крутыми бортами и корытообразным поперечным профилем. По высотному положению днищ каров и каровых лестниц разными исследователями (например, Е.В. Максимов [1972] и др.) неоднократно предпринимались попытки определения высоты снеговой линии стадий деградации оледенения. Однако положительный, минимально достоверный, результат таких попыток вряд ли достигим, так как «основное число каров начало формироваться во время прогрессивной фазы оледенения, а ледники регрессивной фазы только приспособлялись к уже имеющимся формам. ... Нужно иметь в виду, что кары, возникающие под влиянием деятельности ледников метелевого и лавинного питания, на самых различных высотах могут развиваться один над другим одновременно» [Ивановский, 1981, с. 54].

К этому добавим, что не меньшее число каров формируется и в регрессивные стадии оледенения, на освободившихся ото льда поверхностях, ороклиматически удобных для развития нивально-гляциальных ниш.

Л. И. Ивановский [1981] отмечал, что там, где много осадков, как, например, в рассматриваемом нами районе (до 1000 мм), и большая концентрация снега в понижениях, надёжность установления древней высоты снеговой линии по днищам каров меньше и определение её значительно труднее. Учитывая скорость эволюции каров и длительность их образования из нивальных ниш, писал В. В. Бутвиловский, можно вполне обоснованно предположить, что нижний уровень хо-

рошо развитых каров отражает не депрессию хионосферы в максимумы древних оледенений, а интерстадиальные длительные положения уровня «365», близкие по климатическому состоянию к стадиалам позднего плейстоцена и голоцена... Депрессия снеговой линии в максимумы ранга ледниковых эпох вряд ли может быть зафиксирована каровым уровнем. В максимумы оледенений её фиксируют, скорее всего, уровни нивальных ниш [Бутвиловский, 1993, с. 47].

В верховьях троговых долин отмечается скопление бараньих лбов и курчавых скал. Некоторые скальные выходы, наблюдавшиеся нами на склонах и днище долины Коксы от верховий до устья реки Банной, по своей форме очень похожи на крупные бараньи лбы (см. рис. 2.3.), хотя ледниковая штриховка и полировка на них не обнаружена.

Тем не менее, в котловинообразных расширениях долины Коксы, например, выше устья реки Улужай и в районе села Банного, отмечаются экзарационные останцы палеозойских пород обтекаемой формы высотой до 40–80 м над днищем долины. На их склонах и выположенных вершинах фрагментарно встречается плохо сохранившаяся ледниковая штриховка, а также эрратические средне и хорошо окатанные мелкие валуны и гальки из осевой части хребта Холзун, представленные риолитами, риодацитами, андезитами, а также кварцем и зелёными метаморфизованными сланцами. Многие из этих галек имеют плоскую дисковидную форму.

Очень часто речные долины на участках, расположенных ниже голоценовых конечно-моренных комплексов, отличаются отсутствием видимых следов древнего оледенения.

О том, что они формировались при участии долинных ледников, могут свидетельствовать их поперечные профили, а также их местонахождение в зоне развития типичных трогов.



Рис. 2.3. Скальные останцы в долине р. Коксы, похожие на бараньи лбы. (Фото Г.Г. Русанова).

Подобные долины характерны для горных стран, в том числе и Алтая, и описываются многими исследователями [Ивановский, 1981].

Верховья долин некоторых рек имеют вид широких циркообразных пологосклонных логов, со слабонаклонными тальвегами, которые, сужаясь вниз по течению, постепенно приобретают хорошо выраженный троговый облик.

«Древние ледники, занимая подобные долины, придавали им полого-корытообразный профиль. Для подобных трогов характерно слабое развитие или даже отсутствие таких элементов рельефа, как стены, плечи и борозда сглаживания. В результате ледниковое происхождение долины можно установить только по поперечному профилю и по моренным отложениям, часто заполняющим днища трогов; на коренных породах можно встретить следы механического воздействия ледника на подстилающие породы» [Ивановский, 1981, с. 63].

Глубина экзарационного вреза долин изменяется от первых десятков до 300 м, а ширина плоских днищ этих долин, где

местами встречаются бараньи лбы, изменяется от 250 м до 1–2 км. На бортах плоскодонных трогов часто встречаются скопления курчавых скал и эрратические валуны.

На уплощенных водораздельных поверхностях иногда встречаются скальные выходы коренных пород, по своей форме весьма напоминающие бараньи лбы (рис. 2.4.), а также крупные (до одного метра и более) глыбы, имеющие облик типичных ледогранников, перемещённые в стороны от ближайших коренных выходов на расстояние до 1 км и более. И хотя другие достоверные следы присутствия ледников на плоских водоразделах не обнаружены, это ещё не означает, что их здесь не было. Как показали наблюдения за современными ледниками плоских вершин в Северной Норвегии, при отступлении они оставляют практически ненарушенные подстилающие крупноглыбовые курумы, не создают морен, бараньих лбов и ледниковой штриховки [Gellatly et. al., 1988].



Рис. 2.4. Скальные выходы, напоминающие бараньи лбы в осевой части хребта Холзун (водораздел рек Хайдун и Таловый Тургусун). (Фото Г.Г. Русанова)

Более подробные заключения такого рода сделаны и А.Н. Рудым по результатам гляцио-геоморфологических исследо-

ваний в Юго-Восточном Алтае и Северо-Западной Монголии [Рудой, 2004; Рудой и др. 2000]. А.Н. Рудой уже определённо писал о критике традиционных, столетиями утвердившихся в геологии, методов палеогляциологических изысканий. Авторы полагают, что краткое изложение этой позиции А.Н. Рудого уместно в форме отдельного специального небольшого раздела привести в четвёртой главе настоящей книги.

Возраст ледниковых каров, цирков и верховий троговых долин до нижних голоценовых конечно-моренных комплексов определяется как позднеплейстоцен–голоценовый. Нижерасположенные участки трогов, по аналогии с возрастом развитых в них отложений ледникового комплекса, датируются поздним плейстоценом.

«Денудационный рельеф альпийского типа (кары, цирки, трогои), пространственно связанные с ним мощные конечно-моренные и боковые валы, эрратические валуны на склонах и относительно низких водоразделах, локальная площадная заглаженность и штриховка скальных выходов горных пород на склонах и водораздельных седловинах наблюдается на всех высокогорных хребтах и массивах района, начиная с высот 2200 м...

Ниже 2200 м признаки ледниковой деятельности локализуются в троговых долинах и широких долинных понижениях, непосредственно примыкающих к высокогорьям. Северные и северо-восточные привершинные части склонов ... остальной части территории в диапазоне абсолютных высот 2200–1400 м осложнены чётко выраженными нивальными каррами и нивальными нишами, свидетельствующими о широком развитии на этих участках эмбрионального оледенения и крупных снежников... Нивальные кары и крупные нивальные ниши приурочены к уровням 2200–1800 м, а малые ниши (глубина почти вертикального забоя 6–20 м, длина забоя 20–100 м, ширина днищ 10–40 м)... наблюдаются обычно ниже,

однако ниже 1400–1350 м не встречаются, что явно не случайно» [Бутвиловский, Прехтель, 2000, с. 34].

Поверхности денудационного выравнивания, срезающие древнее складчатое основание, приурочены крупными фрагментами к осевым частям хребтов Коргонского и Холзун, и их отрогов (рис. 2.2). До сих пор большая часть вершинных поверхностей в данном районе Алтая сохраняет элементы поверхностей выравнивания [Алтае-Саянская., 1969]. Однако эти поверхности в основном уничтожены неоген-четвертичными денудационными и эрозионными процессами. Сохранившиеся же участки этого пенеппена в значительной степени переработаны и преобразованы древними и современными ледниковыми и криогенными процессами.

Ширина фрагментов выровненного рельефа изменяется от 0,5 до 5 км, образуя комплекс древнего пенеппена, включающего водораздельные поверхности и предельно выположенные верхние участки склонов. Углы наклонов этих поверхностей не превышают 7°. На них повсеместно развита маломощная активно движущаяся толща десерпционных и солифлюкционных отложений. На участках значительного площадного развития древний рельеф этих поверхностей представлен реликтовой пологоувалистой равниной с широкими долинообразными понижениями.

В пределах разных по активности неотектонических блоков, сохранившиеся участки выровненного рельефа располагаются в интервале абсолютных высот от 1800 до 2350 м. Плавного перехода среднегорных поверхностей выравнивания в высокогорные не наблюдается. Этот переход осуществляется по неотектоническим блокоразделяющим швам и на коротком расстоянии (1–2 км) происходит резкий скачок высоты поверхностей в сотни метров.

Мы полагаем, что выделение нескольких разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания [Адаменко, 1976; Лоскутов, 2001, 2002] не только на данной территории,

но и в пределах Горного Алтая в целом, вряд ли возможно. Это бывшая единая пенепленезированная мел-палеогеновая поверхность, деформированная неотектоническими блоковыми движениями [Зятькова, 1977; Богачкин, 1981; Новиков, 2004]. По мнению О.А. Раковец [1968], это также единая, но доверхнеплиоценовая поверхность выравнивания, поднятая на различные высоты, видоизменённая ледниковыми и нивально-солифлюкционными процессами. Л.Н. Ивановский [1985] полагает, что в горах Алтая на разных высотах одновременно как бы вырабатывается несколько поверхностей выравнивания, а потому и нет основания принимать их за разновозрастные.

Формирование этого пенеплена, начавшееся в меловое время, продолжалось до позднего олигоцена, когда, в результате начавшихся неотектонических движений, территория стала воздыматься [Богачкин, 1981; Новиков, 2004; Чумаков, 1965]. Поэтому возраст денудационной поверхности выравнивания определяется как мел-палеогеновый.

Особенности распространения и строения, различных по генезису и возрасту аккумулятивных поверхностей и форм рельефа будут рассмотрены в следующей главе.

Геоморфологическое строение речных долин в значительной степени объясняется их положением в пределах одного или нескольких неотектонических блоков с разной интенсивностью вертикальных движений; полной или частичной приуроченностью к разрывным нарушениям, разделяющим блоки; простириям геологических структур и их пересечениям; временем заложения и длительностью развития долин.

В пределах интенсивно поднятых Холзунско-Коксуйского и Тигирецко-Коргонского поднятий все долины имеют невыработанные продольные профили с крутым падением от 40 м/км и более. Долины довольно узкие глубокие трогаобразные с эрозионно-экзарационными склонами. Днища их за-

чехлены мощными толщами грубообломочных ледниковых и склоновых отложений. Интенсивная глубинная эрозия, преобладающая над боковой, способствует выносу материала и не создаёт условий для формирования аккумулятивных террас. Всё это крайне неблагоприятно для россыпеобразования в таких долинах даже при наличии богатых коренных источников [Кашменская, 1967].

При пересечении этими долинами отстающего в поднятии Коксинского блока характер их резко меняется. Аллювиальные золотоносные россыпи известные в долинах рек Карагай и Хайдун [Кривчиков, Матвеева, 1993] приурочены именно к стыку Коксуйско-Холзунского и Коксинского блоков. В пределах последнего уклоны долин выполаживаются, продольный профиль приближается к равновесному, а мощность аллювия к нормальной. Сами долины состоят из чередования спрямлённых и суженных участков, и разделяющих их котловинообразных расширений, приуроченных к глубоко врезаным в коренные породы меандрам. В этих расширенных до 2–3 км участках долин русла рек свободно меандрируют и фуркируют.

Кроме того, по мнению В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [2000], озёрно-ледниковые отложения, вероятно, выполняют днища практически всех речных долин бассейна реки Коксы до абсолютных высот 1300–1400 м, обуславливая тем самым пологий продольный профиль большинства рек, аномально широкие днища долин и пологие подножия их склонов, остепнённость аккумулятивных озёрно-дельтовых накоплений на склонах южных экспозиций и их заболоченность на северных склонах. Наличие этих отложений установлено авторами данной книги практически во всех долинах и крупных логах до абсолютной высоты 1300 м.

На всём протяжении долины сохраняют чётко выраженный корытообразный поперечный профиль. Склоны долин южной

и юго-восточной экспозиции сильно расчленены глубокими логами (рис. 2.3).

Во всех долинах хорошо развиты высокие поймы, а низкая пойма, представленная отдельными сегментами, находится в стадии формирования. Главная особенность – отсутствие во всех долинах бассейна Верхней Коксы аккумулятивных надпойменных террас, сложенных аллювием. В этих долинах по высоте (до 10 м) первой надпойменной террасе отвечают обширные субгоризонтальные и покатые поверхности, сложенные преимущественно селевыми отложениями.

В постледниковое время в речных долинах развита главным образом боковая эрозия и в значительно меньшей степени – глубинная.

Начало плейстоцена характеризуется резким усилением неотектонических блоковых движений, которые, по нашему мнению, сопровождалось заложением долин I–II порядков, а также частичной перестройкой гидросети. По-видимому, в это время была брошена долина, до сих пор чётко выраженная в рельефе, залегающая параллельно долине Коксы, и приуроченная к стыку интенсивно поднимающегося Тигирецко-Коргонского блока и значительно отстающего в поднятии Коксинского блока. Эта сквозная долина протяжённостью более 20 км, пересекая водоразделы левых притоков Коксы, огибала в прошлом юго-восточное окончание Коргонского хребта и выходила в Абайскую котловину. Древний погребённый аллювий в ней пока не установлен, а её превышение над днищем долины реки Коксы составляет от 100 до 200 м.

Во время последнего (сартанского, позднеюрмского) оледенения и его деградации произошла последняя локальная перестройка гидросети. До этого времени верхний участок долины реки Карагай, ориентированный в северо-западном направлении, представлял собой самостоятельный водоток, впадавший справа в реку Хайдун. В результате ледниковой экзарации и интенсивной регрессивной эрозии река Карагай

перехватила этот водоток, и он резко под прямым углом повернул на северо-восток, став верхним участком долины этой реки, и покинув нижний участок своей хорошо разработанной долины. Этот брошенный участок долины, оказавшийся сейчас на водоразделе, всего лишь на 25–30 м возвышается над дном долины реки Хайдун.

Уже в голоцене завершилось формирование сквозного трога, соединившего верховья долин рек Хайдун на российской территории и Таловый Тургусун на территории Казахстана. Днище этого трога возвышается на 60 м над дном современной долины Хайдуна.

Неотектонические движения, приурочены к унаследованным и неотектоническим разломам субширотного, северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений, и носят дифференцированный характер. В результате этих движений территория разбита на блоки с разной интенсивностью вертикальных и горизонтальных движений, а ограничения этих блоков представляют собой взбросы, взбрососдвиги и взбросо-надвиги [Богачкин, 1981; Новиков, 2004; Чумаков, 1965]. На данной территории выделяются Холзунско-Коксуйское и Тигирецко-Коргонское поднятия с амплитудой вертикальных неотектонических движений в 1500 м; разделяющий их Коксинский блок относительного опускания с амплитудой не более 1000 м; Абайская впадина (грабен) с амплитудой 700 м [Богачкин, 1981].

В целом для неотектонических структур характерна унаследованность докайнозойского общего деформационного структурного плана и согласованности его отдельных структурных элементов. Эта унаследованность особенно хорошо подчёркивается ориентировкой горных хребтов, их отрогов и речных долин. При этом разломы северо-западного простирания приобретали преимущественно правосдвиговую, северо-восточного – левосдвиговую кинематику, а осложняющие более мелкие морфоструктуры (отдельные горсты, грабены,

мелкие блоки) и контролирующие эти формы молодые неотектонические разломы возникали в процессе увеличения степени дифференцированности блоковых движений [Федак и др., 2008].

В Горном Алтае установлена тесная связь резкой активизации неотектонических движений и усиления сейсмичности с деградацией последнего оледенения, когда скорости этих движений составляли десятки сантиметров в год, а общая амплитуда вертикальных и горизонтальных перемещений составляет от 20 до 100 м [Бутвиловский, 1985, 1993].

В постледниковое время неотектонические подвижки продолжают по разломам, что подтверждается их высокой сейсмической активностью, и наличием незначительных по площади и мощности, разрозненных травертиновых образований с повышенными содержаниями стронция (0,1 %), приуроченных к этим разломам, и впервые выявленных в этом районе А.И. Гусевым в 2006 году на склонах долины реки Карагай.

Ранее подобные травертиновые образования позднеплейстоценового и голоценового возраста, приуроченные к неотектонически активным разломам, были установлены лишь в Юго-Восточном (от 34 до 3,4 тыс. лет) [Бутвиловский, 1985, 1993; Бутвиловский, Орлова, 1994; Русанов, 1988] и Северо-Восточном Алтае – 14825 ± 165 лет (СОАН-4004) и 9335 ± 80 лет (СОАН-4005) [Русанов, 2000, 2007].

В пределах хребтов Холзун и Коргонский находится Чарышская эпицентральной зона, в которой известны три сильных землетрясения с магнитудой от 4,3 до 5,9, а их эпицентры приурочены к участкам сочленения различных блоков [Богачкин, 1981]. В целом данный район Алтая по сейсмичности оценивался ранее как шестибалльный [Сейсмическое районирование..., 1980]. Однако после Чуйского землетрясения 2003 г. сейсмичность района должна быть повышена, вероятно, не менее чем до восьми баллов по шкале MSK-64.

Зависимость рельефообразования от геологического строения, докайнозойских тектонических структур и неотектонических процессов проявляется в разной степени, но достаточно чётко. Тела эффузивных пород выражены вытянутыми хребтами и массивами с превышением над окружающим полем высот в сотни метров. Обширные площади, сложенные породами Теректинского метаморфического комплекса, наиболее густо и глубоко расчленены эрозией и ледниковой экзарацией. При этом петрографические разновидности пород разной денудационной устойчивости проявляются на уровне микро- и мезорельефа останцами морозного выветривания, уступами нагорных террас, стенками каров, структурно-денудационными склонами.

Селективная денудация неоднородных по структуре и литологии толщ также находит своё отражение в микро- и мезорельефе, подчеркивая перегибами склонов, уступами, локальными повышениями и понижениями выходы разных пород, зоны дробления и рассланцевания. Дизъюнктивно-пликативные каледонский и герцинский структурные этажи особых отличий в современном рельефе не имеют. Различия вершинного поля разных блоков задаются неотектоническими дифференцированными движениями, в результате которых оформились структурные склоны.

Современные экзогенные процессы в Абайской котловине и расширениях долин рек Коксы, Банной, Карагая являются антропогенно обусловленными. Здесь сплошная распашка днищ долин и пологих склонов, неумеренный выпас скота в районах населённых пунктов, активизируют эрозию почв, а интенсивность плоскостного смыва возрастает в несколько раз. В этих расширениях долин реки свободно меандрируют и фуркируют, интенсивно размывая высокую пойму, пролювиально-селевые образования и отложения ледникового комплекса, которые в излучинах меандр обваливаются крупными блоками, отступая со средней скоростью 2–2,6 м/год.

Осыпи и обвалы, как и чисто гравитационные, так и сейсмогеннообусловленные, распространены локально и приурочены к крутым эрозионно-экзарационным склонам долин, заложенным вдоль разломов, структурным склонам и стенкам ледниковых каров, образуя у их подножий небольшие по объёму щебнисто-глыбовые шлейфы и конусы. Сходы свежих селевых грязекаменных потоков пока не установлены, но они наиболее вероятны в логах, имеющих крутое падение, перегруженных грубообломочным материалом, и врезанных в склоны южной экспозиции.

Весной, когда идет интенсивное снеготаяние, рушатся ветровые надувы и снежные карнизы, сходят мощные снежные лавины лоткового типа, способные сделать прочёсы в лесу. Лавиносбор их имеет вид веерообразно расширенного лога, узкий лоток хорошо выражен, а конус выноса часто отсутствует. Объём лавин может достигать 100 тыс. м³, а дальность их выброса в долину от подошвы склона не превышает 500–800 м, но если учесть, что ширина многих долин не более 1–1,5 км, а часто значительно меньше, то днище долины может полностью перекрываться лавинами [Горный Алтай, 1971; Петкевич, 1971; Ревякин, Кравцова, 1977].

В гольцовой зоне широко развиты многолетняя мерзлота и современные криогенные процессы, под действием которых склоны и выровненные поверхности хребтов и массивов покрыты сплошным чехлом щебнисто-глыбовых курумов. В результате интенсивного проявления криогенной и термогенной десерпции, гравитации и солифлюкции курумы и каменные потоки движутся вниз по склонам со скоростью от 8–20 см/год [Останин, 2007; Рельеф Алтае-Саянской..., 1988] до 3–4 м/год [Чумаков, 1965], образуя характерную мелкобугристо-западинно-ступенчатую поверхность. Здесь же формируются как отдельные, так и многоярусные нагорные террасы, и многочисленные скальные останцы морозного выветривания. На субгоризонтальных поверхностях повсеместно наблюдается

криогенный микрорельеф – трещинно-полигональные грунты, пятна-медальоны, каменные кольца и многоугольники, которые на пологих склонах преобразуются в узкие вытянутые полосы. На пологих склонах (3–20°) интенсивно развита солифлюкция, формирующая мелкие натечные языки и фестончатые терраски.

Проявление современных криогенных процессов имеет более широкий ареал, но если выше границы леса они формируют морфоскульптурные элементы в ландшафтах, особенно которых чётко коррелируют с направленностью латерального перемещения материала, то на остальной территории они могут проявляться в почвенном покрове, особенно в горно-таёжных длительносезонномерзлотных почвах среднегорно-таёжных комплексов [Самойлова, 2008а].

На позднеголоценовых конечно-моренных комплексах идет интенсивное протаивание блоков погребённого глетчерного льда и образование термокарстовых воронок глубиной до 10 м, и диаметром до 100 м с плоскими и слабо вогнутыми заболоченными днищами.

Небольшие висячие ледники на стенках каров хребта Холзун, количество которых ещё в семидесятые – восьмидесятые годы прошлого столетия достигало 38 общей площадью 2,3 км² [Ревякин и др., 1979, 1987; Галахов, Мухаметов, 1999], к настоящему времени практически полностью растаяли, во всяком случае в бассейне реки Хайдун. Сейчас здесь сохраняются лишь многолетние снежники, мощность и площадь которых из года в год заметно сокращаются.

В заключение этого раздела – несколько слов о техногенных формах рельефа. В бассейне Верхней Коксы они представлены дорожными насыпями высотой до 3 м, врезками и выемками глубиной 1–7 м; небольшими карьерами глубиной от 2–4 до 10 м, длиной и шириной в первые десятки метров, расположенными у населённых пунктов, вдоль дорог, на днищах и у бортов речных долин; старыми силосными ямами

глубиной 2 м, длиной 10 м и отвалами возле них высотой до 3 м. На месторождениях и рудопроявлениях полезных ископаемых (верховья бассейна реки Хайдун) техногенные формы рельефа представлены буровыми площадками, зумпфами, шурфами, канавами и отвалами породы.

Кроме того, в Абайской котловине сооружена целая система осушительных и оросительных каналов. Здесь в 1962 г. в пойме рек Абай и Урмалык были проведены мелиоративные работы по осушению 260 гектаров заболоченных земель [Инишева и др., 2009].

История формирования рельефа.

Отложения позднепалеозойского, мезозойского и раннекайнозойского (доплейстоценового) возраста на изученной территории отсутствуют [Федак и др., 2008]. Потому восстановить раннюю историю развития рельефа весьма затруднительно. Можно лишь констатировать, что, начиная с карбона, развитие района шло в континентальных условиях. В докайнозойское время дважды (в перми и юре) на месте современного Алтая возникали горные сооружения [Новиков, 2004], которые в триасе и мел – палеогене были денудированы до уровня пенеплена с останцовыми массивами.

Формирование современного рельефа связывается с началом неотектонического этапа активизации в позднем олигоцене, когда в результате резкого усиления восходящих движений район был вовлечен в общее сводовое поднятие Алтая [Богачкин, 1981; Новиков, 2004; Чумаков, 1965 и др.]. В это время под влиянием усилившейся денудации началось формирование структурно-денудационных склонов.

В миоцене воздымающийся цокольный пенеплен стал расчленяться денудационно-эрозионными процессами. В это время, вероятно, произошло и заложение всех основных долин. К концу миоцена район представлял собой среднегорную платообразную ступень пологих поднятий [Богачкин, 1981].

В конце миоцена – плиоцене произошло заложение неотектонических разрывных нарушений [Богачкин, 1981; Чумаков, 1965], в результате чего территория оказалась разбитой на блоки, и общее поднятие сменилось дифференцированными блоковыми движениями разной интенсивности. В это же время вдоль субширотного разлома заложилась грабенообразная структура Абайской впадины [Шмидт, 1972; Богачкин, 1981; Новиков, 2004].

В позднем плиоцене – эоплейстоцене произошло значительное похолодание климата. В это время неотектоническое воздымание ослабевает. Начинают доминировать денудационные процессы. Идет выполаживание склонов, аградация и расширение речных долин, особенно в пределах Коксинского блока, устойчиво отстающего в поднятии. Рельеф района приобретает облик денудационно-эрозионного среднегорья с останцовыми крутосклонными водораздельными поверхностями.

Начало плейстоцена сопровождается резким усилением неотектонических блоковых движений, которые сопровождались заложением долин I порядка, а также частичной перестройкой гидросети. По-видимому, в это время была брошена долина, до сих пор чётко выраженная в рельефе, шедшая параллельно долине Коксы, и приуроченная к стыку интенсивно поднимающегося Тигирецко-Коргонского блока и значительно отстающего в поднятии Коксинского блока. Эта долина огибала юго-восточное окончание Коргонского хребта и выходила в Абайскую впадину.

На протяжении плейстоцена неотектонические блоковые движения то усиливались, то ослабевали. В это же время происходили и неоднократные резкие колебания климата. Похолодания приводили к развитию оледенений, потепления – к их деградации. В максимум последнего (сартанского или позднебурмского) оледенения все долины были заняты ледниками мощностью более 300 м. Выровненные поверхности

хребтов и водоразделов были также покрыты ледниками плоских вершин и ледниками скандинавского типа. Такие ледники, как было показано выше, при деградации практически не оставляют следов ледниковой экзарации и аккумуляции.

В максимум и первые посткульминационные стадии последнего оледенения, очевидно, преимущественно покровного типа, выводные и вновь образованные долинные ледники продолжали интенсивную геологическую работу. Они были энергичны, а многие из них через сниженные водоразделы переваливали в соседние долины.

Уже на первых стадиях распада Алтайского ледникового покрова Абайскую котловину, долину Коксы и низовья долин её притоков до абсолютной высоты не менее 1300 м занимало ледниково-подпрудное озеро. После окончательного спуска этого водоёма в самом конце позднего плейстоцена отложения ледникового комплекса в значительной степени были переработаны мощными временными водотоками и перекрыты пролювиально-селевыми толщами. В рельефе и отложениях следы более ранних ледниковых эпох плейстоцена пока не обнаружены. Они либо уничтожены экзарацией и эрозией во время последнего оледенения и его деградации, либо находятся в погребённом состоянии и на дневную поверхность не выходят.

Во время последнего оледенения и его деградации произошла и последняя локальная перестройка гидросети. До этого времени верхний участок реки Карагай, ориентированный в северо-западном направлении, представлял собой самостоятельный водоток, впадавший справа в реку Хайдун. В результате ледниковой экзарации и интенсивной регрессивной эрозии река Карагай перехватила этот водоток, и он резко под прямым углом повернул на северо-восток, став верхним участком этой реки, и покинув нижний участок своей хорошо разработанной долины, который возвышается всего лишь на 25–30 м над днищем долины реки Хайдун.

Направленность общего хода неотектонических движений на данной территории – дифференцированное воздымание блоковых структур относительно друг друга, что свойственно и современной эпохе. Не исключена и вероятность того, что в более ранние эпохи плейстоцена, общая абсолютная высота гор могла превышать современную.

В голоцене продолжалось стадийное (возвратно-поступательное) сокращение горно-долинных ледников до полного их исчезновения. В результате в верховьях долин остались чётко выраженные конечно-моренные комплексы и осушённые котловины ледниково- и моренно-подпрудных озёр. В это время завершилось формирование сквозного трога, соединившего верховья долин рек Хайдун и Таловый Тургусун на территории Казахстана.

В настоящее время здесь идет дальнейшее преобразование рельефа – физическое выветривание, эрозия и склоновая денудация, гравитационное и сейсмогенное осыпание и обваливание, солифлюкция, мерзлотный крип, делювиальный смыв и др. Все эти экзогенные процессы активизировались в позднем голоцене и современную эпоху, причём некоторые из них не без активного вмешательства человека.

Глава 3.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ КОКСЫ

Отложения четвертичной системы мощностью от 3–5 до 100 и более метров перекрывают около 80 % территории бассейна верхнего течения реки Коксы, выполняя днища долин, пологие и средней крутизны склоны, и водораздельные пене-пленезированные поверхности [Русанов, 2009г; Федак и др., 2008].

Тем не менее, несмотря на хорошую доступность района, возраст этих отложений, стратиграфия, вещественный состав (литология, минералогия, геохимия), генетическая и фациальная принадлежность, особенности пространственного размещения и взаимоотношения, до настоящего времени остаются практически не изученными. Даже на новейшей Карте четвертичных образований России масштаба 1:5000000 [2001] в бассейне верхнего течения реки Коксы доминируют нерасчленённые четвертичные криогенно-гравитационные (десерпционные, солифлюкционные, коллювиальные) отложения. Полностью отсутствуют на этой карте отложения ледникового комплекса, а в Абайской котловине, долинах Коксы и её притоков на ней показаны лишь верхнеплейстоценовые делювиально-пролювиальные образования.

Основные генетические типы рыхлых четвертичных образований, достоверно установленные нами, и выходящие на дневную поверхность, представлены ледниковыми, флювиогляциальными, озёрно-ледниковыми, пролювиальными и селевыми, десерпционными, солифлюкционными, коллювиально-делювиальными, коллювиальными, аллювиальными, озёрными и болотными отложениями позднеплейстоценового, позднеплейстоцен–голоценового и голоценового возраста [Русанов, 2009 г; Федак и др., 2008].

К сожалению, для непосредственного изучения доступна лишь верхняя часть разрезов некоторых генетических типов

этих отложений, вскрытых в немногочисленных небольших карьерах, дорожных врезках и береговых обнажениях.

В Абайской впадине и котловинообразных расширениях долин рек Кокса, Банная, Карагай, Хайдун и других в погребённом состоянии могут находиться более полные разрезы отложений четвертичной системы и, возможно, даже плиоцена. Однако специальное картировочное бурение скважин с целью изучения рыхлых отложений здесь никогда не проводилось, а в социально-экономических условиях современной России оно вряд-ли реально в ближайшие годы и даже десятилетия.

Имеющиеся описания разрезов, вскрытых отдельными гидрогеологическими скважинами в Абайской котловине, крайне схематичны и носят формальный характер, что не позволяет в полном объёме использовать их для стратиграфического и генетического расчленения рыхлых образований. А потому ниже мы рассматриваем их как нерасчленённые полигенетические четвертичные отложения.

3.1. Нерасчлененные полигенетические четвертичные отложения

В Абайской котловине в селе Амур мощность нерасчленённых четвертичных отложений, вскрытых гидрогеологической скважиной, превышает 101 м [Богачкин, 1981]. И Абайская котловина, и Уймонская, расположенная за пределами рассматриваемой территории, представляют собой молодые грабены, заложившиеся в позднем плиоцене [Новиков, 2004], и приуроченные к зоне новейшего Южно-Теректинского разлома, являющегося ветвью Чарышско-Теректинского глубинного разлома [Богачкин, 1981; Шмидт, 1972а, 1972б].

В Уймонской котловине мощность нерасчленённых четвертичных отложений, вскрытых скважинами, превышает 110 м [Богачкин, 1981], а под ними залегают красноцветные карбонатные монтмориллонит-гидрослюдистые глины плиоценового возраста, мощность которых, по данным бурения 50–

80 м, однако подошва их не вскрыта [Шмидт, 1972б]. Дислоцированные выходы на дневную поверхность неогеновых красноцветных глин мощностью 8–10 м с прослоями светлых щебнистых суглинков известны вдоль северного склона этой котловины у западной окраины села Кастахта и севернее села Баштала [Шмидт, 1964]. Однако на рассматриваемой нами территории в Абайской котловине образования плиоцена пока достоверно не установлены.

По мнению Б.М. Богачкина [1981], Абайская котловина на протяжении всего плейстоцена никогда не подвергалась оледенениям, а потому в ней широким развитием пользуются лишь накопления озёрно-аллювиального, озёрно-пролювиального, аллювиального, аллювиально-пролювиального и делювиально-пролювиального генезиса.

По мнению В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [2000], обширные аккумулятивные комплексы отложений в Абайской котловине накапливались в течение всей четвертичной истории, причём доля собственно илистых озёрных осадков в них невелика. Основной объём принадлежит мелководным и прибрежным песчано-гравийным, галечно-гравийным аллювиально-пролювиальным и илисто-щебнистым делювиальным осадкам, быстро отлагавшимся вблизи неоднократно возникавшей и мигрировавшей по латерали береговой линии водоема.

По данным Б.М. Богачкина [1981], общее представление о литологическом составе четвертичных отложений, выполняющих Абайскую котловину, может дать разрез по гидрогеологической скважине в селе Амур, пробуренной Вторым гидрогеологическим управлением (сверху вниз):

- 1) суглинки чёрно-бурые, средние, комковатые, неслоистые, гумусированные.....
.....0,8 м;

- 2) суглинки тёмно-жёлтые, легкие, опесчаненные, с единичными включениями мелкой гальки и гравия и линзами песка серо-бурого, среднезернистого, ожелезнённого.....2 м;
- 3) гравийно-дресвяный материал серого цвета с включениями уплощенной среднеокатанной гальки и линзами песка серого, мелко- и среднезернистого. Заполнитель – супесь лёгкая и песок серый мелкозернистый.....17,6 м;
- 4) галечники серые, хорошо и среднеокатанные, с примесью гравия и единичными включениями мелких валунов. Заполнитель – супесь лёгкая (10–40 %).....14,1 м;
- 5) гравийники серые с примесью мелкой плохо и среднеокатанной гальки и супесчаным заполнителем (до 40 %). Прослойки песка серого, среднезернистого, мощностью 10–15 см. Единичные включения мелких валунов.....51,6 м;
- 6) гравийники серые с примесью мелкой, слабо окатанной гальки и прослоями (10–15 см) песка серого, среднезернистого. Заполнитель (до 50 %) – супесь буро-жёлтая, средняя, с пятнами ожелезнения.....14,1 м;
- 7) галечники серые, мелкие, средне окатанные, с примесью гравия. Заполнитель (около 50 %) - песок серый, средне- и крупнозернистый.....1 м.

Скважина остановлена на глубине 101,2 м и из четвертичных образований не вышла.

Какие-либо палеонтологические остатки в этих отложениях не обнаружены. Не охарактеризованы они и палинологически. Поэтому об их возрасте можно судить лишь весьма условно. Можно с большой долей вероятности предположить, что суглинки слоя 2 являются озёрно-ледниковыми образованиями времени последнего (позднеюрмского) оледенения.

Залегающие ниже гравийники и галечники относятся к образованиям флювиального ряда. Однако конкретные генетические типы их определить практически невозможно.

Б.М. Богачкин [1981] считает, что «большую часть их следует относить к среднему плейстоцену, потому что эпоха максимального оледенения отличалась наиболее интенсивным развитием экзогенных процессов не только в ледниковой, но и во внеледниковой зоне Горного Алтая» (с. 72). По мнению О.А. Раковец [1968], наиболее значительное развитие процессов аккумуляции на данной территории также следует отнести к среднечетвертичному времени.

Вверх по Абайской котловине в 8 км северо-западнее села Абай у её правого борта северо-восточной экспозиции мощность нерасчленённых четвертичных отложений составляет около 34,5 м. В 1966 г. они были вскрыты гидрогеологической скважиной [Подземные воды..., 1973], и представлены (сверху вниз):

- 1) суглинки с дресвой и щебнем до 40 %.....10,8 м;
- 2) глины с дресвой до 2 %.....0,4 м;
- 3) дресва с суглинистым заполнителем (5 %).....4,15 м;
- 4) щебень с песчаным заполнителем до 30–40 %.....10,25 м;
- 5) глины с дресвой (до 1–2 %).....2,2 м;
- 6) суглинки с дресвой и щебнем до 30 %.....0,7 м;
- 7) дресва с редким щебнем.....3,7 м;
- 8) суглинки с дресвой и щебнем до 35 %.....2,25 м.

Ниже вскрыты трещиноватые затронутые выветриванием метаморфизованные сланцы палеозойского фундамента. Сказать что-либо определённое о возрасте и генезисе четвертичных отложений вскрытых этой скважиной весьма затруднительно. Возможно, слои 1 и 2 могут иметь озёрно-ледниковый генезис.

В низовьях долины речки Талда (левый приток реки Абай) у её выхода в Абайскую котловину гидрогеологической скважиной в 1964 г. вскрыт неполный разрез нерасчленённых четвертичных отложений мощностью 70 м [Подземные воды., 1973], представленный (сверху вниз):

- 1) глины жёлтые с включением щебня и мелких валунов.....15 м;
- 2) обломки сланцев и песчаников в глинистом заполнителе.....5 м;
- 3) крупные обломки окварцованных песчаников и сланцев.....36 м;
- 4) глины жёлто-бурые с гравием и щебнем.....7,5 м;
- 5) песчаники трещиноватые известковистые.....6 м;
- 6) глины со щебнем до 60 %.....0,5 м.

Скважина не вышла из четвертичных отложений.

Отложения, вскрытые этой скважиной, по нашему мнению, весьма условно могут быть расчленены следующим образом. Слой 1 – пролювиально-делювиальные образования позднплейстоцен–голоценового возраста, но скорее всего, мы полагаем, что это озёрно-ледниковые отложения конца позднего плейстоцена, синхронные последнему оледенению. Слои 2 и 3 – по-видимому, флювиальные и ледниковые отложения не детальнее, чем средне–позднплейстоценового возраста. Слои 4, 5 и 6 по положению в разрезе и литологии предварительно могут быть сопоставлены с нижнплейстоценовыми пролю-

виальными и аллювиально-пролювиальными бурочетными отложениями башкаусской свиты юго-востока Горного Алтая.

3.2. Верхнеплейстоценовые отложения ледникового комплекса

На палеогляциологических схемах Горного Алтая, составленных разными авторами в разные годы, Абайская котловина и бассейн верхнего течения реки Кокса выглядят поразному. На этих схемах в среднем либо в позднем плейстоцене здесь показано то незначительное горно-долинное оледенение, то небольшие изолированные массивы островного оледенения, то полупокровное, то покровное оледенение, либо покровное оледенение лишь в пределах хребтов Холзун и Коргонский [Гранэ, 1915; Раковец, Шмидт, 1963; Атлас Алтайского края, 1978; Богачкин, 1981; Окишев, 1982; Решения..., 1983; Борисов, 1984; Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995а; Бутвиловский, Прехтель, 2000]. Более подробно эти схемы мы рассмотрим ниже в четвертой главе.

На многих из этих схем бассейн Абайской котловины никогда не подвергался оледенению [Богачкин, 1981; Окишев, 1982; Раковец, Шмидт, 1963]. Причём на данной территории наличие ледниковых отложений среднего и позднего плейстоцена, или только позднего плейстоцена отмечалось и картировалось отдельными фрагментами в карах, цирках и верховьях долин лишь на северо-восточном макросклоне хребта Холзун [Геологическая карта... 1961; Раковец, Шмидт, 1963; Окишев, 1982]. По мнению П.А. Окишева [1982], позднеплейстоценовые ледники в этих долинах были длиной не более 10–15 км и оканчивались на абсолютной высоте 1400–1500 м. В среднем же плейстоцене они спускались до долины реки Коксы, где сливались с Коксинским ледником, который оканчивался выше устья реки Банной [Окишев, 1987, рис. 1]. Та-

кой разнотой во взглядах объясняется, прежде всего, отсутствием конечно-моренных комплексов в Абайской котловине, долине Коксы, в нижнем и среднем течении долин её притоков на абсолютных высотах ниже 1700–1400 м.

Однако наибольший интерес представляют периферийные площади оледенения, так как там даже единичные находки моренных отложений имеют большое значение для палеогляциологических реконструкций [Бутвиловский, 1993].

По нашим данным [Галахов, Русанов, 2008; Рудой, Русанов и др. 2008, 2009; Русанов, 2008, 2009, 2009г; Русанов, Рудой, 2008], в бассейне Верхней Коксы, в том числе и в Абайской котловине, образования позднеплейстоценового (сартанского, позднеюрмского) ледникового комплекса, сохранившиеся крупными фрагментами, представлены ледниковыми, флювиогляциальными и озёрно-ледниковыми отложениями.

В 2006 г. они впервые установлены нами практически во всех долинах и на многих уплощённых водоразделах в интервале абсолютных высот 1100–1700 м и даже до 2000 м, а также в Абайской котловине, где полностью выполняют её днище. Заполнял ледник в пределах рассматриваемой территории и долину реки Кокса. Об этом свидетельствуют фрагментарно сохранившаяся ледниковая штриховка, эрратические валуны и гальки на склонах и вершинах останцов палеозойских пород обтекаемой формы высотой 40–80 м в долине Коксы (район села Банного и выше устья реки Улужай). Однако для непосредственного изучения доступна лишь верхняя часть этих отложений в стенках редких карьеров и отдельных береговых обнажениях.

Ниже более подробно рассмотрим образования этого комплекса, изученные в естественных обнажениях и карьерах.

Ледниковые отложения. В 0,7 км ниже села Сугаш у выхода долины реки Сугаш а Абайскую котловину на абсолютной высоте 1140 м к левому борту прислонена толща основной морены с пологой наклонной поверхностью и крутым ус-

тупом, вскрытая карьером (рис. 3.1.) на глубину до 10 м (N – 50°33'17.0"; E – 84°57'54.0").



Рис. 3.1. Дресвяно-щебнисто-супесчаная слоеватая основная морена. Фрагмент стенки карьера ниже села Сугаш.
(Фото Г.Г. Русанова)

Сложена она дресвяно-щебнистыми обломками с многочисленными мелкими (до 0,4 м) глыбами, в плотном песчано-алевритовом заполнителе желтоватого цвета. В морене выражена параллельная слоеватость, и линзы желтоватых озёрных песчаных глин и глинисто-алевритовых мелкозернистых песков, мощностью от 5 см до одного метра и протяжённостью от 2 м до первых десятков метров. Обломки представлены преимущественно зелёносланцевыми породами Теректинского метаморфического комплекса, а их ориентировка свидетельствует о движении льда вниз по долинам рек Сугаш и Абай.

На глубине около 10 м в основании вскрытой ледниковой толщи нами были обнаружены правый астрагал бизона (*Bison priscus* Woj.) и фрагмент бедренной кости шерстистого носо-

рога (*Coelodonta antiquitatis* Blum.), возраст которых, по определению А.В. Шпанского, датируется поздним плейстоценом. При этом А.В. Шпанский не исключает, что по степени фоссилизации кость носорога может быть отнесена к казанцевскому времени позднего плейстоцена и, следовательно, являться переотложенной.

В пяти километрах ниже по долине в центре Абайской котловины (N – 50°30'34.6"; E – 84°58'55.3") на левом берегу реки Абай (абсолютная высота 1110 м) в обнажении высотой 5–6 м, и расположенном поблизости старом карьере, вскрыта верхняя часть разреза основной морены. Эти отложения представлены дресвяно-щебнистым и плохо окатанным гравийно-галечным материалом в плотном желтовато-белёсом песчано-алевритовом заполнителе с большим количеством мелких глыб и плохо окатанных мелких валунов, а также с редкими, но хорошо окатанными шарообразными гальками кварца диаметром до 5 см. Обломки длинными осями ориентированы преимущественно по направлению долины. В этой толще намечается слабо выраженная слоистость, подчёркиваемая тонкими (от 2 до 20 см) линзами песка и гравийных галечников протяжённостью в первые метры.

В верхах этого обнажения до глубины 1,5–3 м наблюдаются многочисленные гляциоотторженцы, представляющие собой линзы мощностью от 0,4 до 1,5 м и протяжённостью до 30 м, сложенные тонкослоистыми желтовато-белёсыми глинистыми алевритами, содержащие многочисленный хаотично залегающий обломочный материал (см. рис. 3.2.).

По простиранию концы этих линз резко срезаются, нередко со смещениями. Вся видимая толща морены вместе с линзами-отторженцами смята в пологие складки – гляциодинамические дислокации (см. рис. 3.3.).

Структурно-текстурные особенности отложений, вскрытых в этом обнажении, характерны для основной (базальной) мо-

рены – деформированный тилл наслаивания [Каплянская, Тарноградский, 1993].

В этой морене на глубине 5 м были обнаружены верхний зуб лошади (*Equus* sp.) и крупный фрагмент черепа бизона (*Bison priscus* Woj.), возраст которых, по заключению А.В. Шпанского, датируется поздним плейстоценом. Радиоуглеродный возраст этого черепа определён Л.А. Орловой в 18590 ± 345 лет (СОАН-6612).



Рис. 3.2. Фрагмент обнажения основной морены на левом берегу реки Абай. (Фото Г.Г. Русанова)

Отложения основной морены, но без гляциодислокаций, вскрыты карьером до глубины 4 м на Карагайском перевале (абсолютная высота 1664 м). Высота его над долиной реки Кокса (в районе устья р. Карагай) 554 м, а над долиной реки Хайдун (в районе устья ручья Тюрельде) 317 м. В этой морене встречаются редкие мелкие (до 0,3 м) хорошо окатанные эрратические валуны риолитов из верховий долины реки Хайдун. Это указывает на то, что часть Хайдунского ледника,

проникая вверх по долине ручья Тюрельде, перетекала через этот перевал в долину реки Карагай. На склонах перевала часто встречаются крупные (до 1 м) глыбы. Эти глыбы по своей форме представляют собой типичные ледогранники [Гляциологический словарь, 1984] – имеют притуплённые ребра и сглаженные углы, придающие им слабо окатанный облик, а иногда и отдельные штрихованные фасы. Некоторые из них имеют выраженную уютгообразную форму.

Полная мощность этих ледниковых отложений на данной территории пока не установлена, но, вероятно, она не менее 50 м.

Возраст рассматриваемых ледниковых образований, по наличию в них остатков ископаемой фауны крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса, определяется поздним плейстоценом, а их радиоуглеродный возраст в Абайской котловине отражает максимум последнего (сартанского, поздневюрмского) оледенения.

Таким образом, пространственное и стратиграфическое положение ледниковых отложений, их вещественный состав и хронологическая привязка свидетельствуют о том, что, по крайней мере, в максимум последнего оледенения бассейн Верхней Коксы был полностью занят льдом. Толщина льда в долинах могла превышать 300 м, в результате чего местами лёд даже перетекал через водоразделы в соседние долины. А уплощённые выровненные водоразделы покрывали малоподвижные ледово-фирновые поля. Льдом была заполнена и Абайская котловина до абсолютной отметки не менее 1100 м [Рудой, Русанов и др., 2008, 2009].

Этот вывод подтверждается и данными по смежной Усть-Канской котловине, где в последние годы примерно на тех же абсолютных высотах (менее 1100 м), что и в Абайской котловине, установлены ледниковые отложения. Они представлены основной (донной, базальной) мореной и относятся в целом или к позднему плейстоцену [Галахов, 2004], или к первому

позднеплейстоценовому (ермаковскому, ранневюрмскому) оледенению [Зольников и др., 2007, 2008; Постнов и др., 2006].

Кроме того, за пределами рассматриваемой территории, в осевых частях и речных долинах Коргонского и Башчелакского хребтов до абсолютной высоты 1200 м также повсеместно выделены и закартированы лишь отложения последнего (поздневюрмского, сартанского) оледенения [Государственная геологическая..., 2001].

Флювиогляциальные отложения эпохи последнего оледенения установлены нами в Абайской котловине, в низовьях долины реки Банной у её выхода в долину Коксы, а также в долине реки Кокса, где они перекрыты толщей голоценового пойменного аллювия [Галахов, Русанов, 2008; Рудой, Русанов и др., 2008, 2009; Русанов, 2008, 2009; 2009; Русанов, Рудой, 2008].

В Абайской котловине флювиогляциальные отложения фациально замещают основную морену. Здесь они не полностью вскрыты карьером на глубину до 10 м близ левого борта на абсолютной высоте 1120 м у поворота дороги на село Карагай (см. рис. 1.2). Эти отложения представлены (см. рис. 3.4) преимущественно средне окатанным мелковалунно-гравийно-галечниковым материалом с суглинистым разнозернистым песком в заполнителе. Обломки изометричной и удлинённой формы, а их укладка типично водная черепитчатая. Петрографический состав валунов, галек и гравия довольно пёстрый, но доминируют обломки зелёносланцевых пород Теректинского метаморфического комплекса. Отложения довольно рыхлые и сыпучие. В верхней части разреза они светло-серого цвета, а в нижней – желтоватого цвета. В них чётко выражена субгоризонтальная параллельная довольно тонкая (0,1–0,5 м) слоистость. Вниз по долине на протяжении нескольких километров они постепенно замещаются озёрно-ледниковыми отложениями.



Рис. 3.3. Фрагмент обнажения основной морены с гляциодинамическими дислокациями. (Фото Г.Г. Русанова)

В котловинообразном расширении низовьев долины реки Банной её плоское днище представляет собой горнокотловинный зандр, видимой мощностью до 4 м, сложенный хорошо и средне окатанными гравийными галечниками с примесью мелких валунов, и разнозернистым песком в заполнителе. Весь обломочный материал преимущественно уплощённой и удлинённой формы. В образования этого зандра вложены пойменные отложения рек Банной и Коксы. На левом берегу реки Коксы в 3 км к северу от села Банного под маломощным пойменным аллювием карьером на глубину до 2 м вскрыты флювиогляциальные средне и хорошо окатанные галечники очень пёстро петрографического состава, с многочисленными мелкими хорошо окатанными валунами, с гравием и разнозернистым песком в заполнителе. Эти отложения очень рыхлые, сыпучие и довольно пустотелые, с выраженной горизонтальной параллельной слоистостью. Тонкообломочная фракция в них практически полностью отсутствует.



Рис. 3.4. Фрагмент верхней части стенки карьера, вскрывшего флювиогляциальные отложения Фото Г.Г. Русанова)

На левом берегу реки Коксы в 1,4 км ниже устья ручья Сузар (N – 50°25'20.1"; E – 84°51'04.8", абсолютная высота 1120 м) в обнажении под толщей голоценового пойменного аллювия вскрыта размытая кровля подобных флювиогляциальных галечников. В этих галечниках нами были обнаружены нижняя часть большой берцовой кости благородного оленя (*Cervus elaphus* L.), крупные фрагменты левой верхней челюсти бизона (*Bison priscus* Woj.) с зубами P3–M1, и крупный фрагмент правой верхней челюсти гигантского оленя (*Megaloceros giganteus* Blum.) с зубами M2-3, возраст которых, по определению А.В. Шпанского, датируется поздним плейстоценом. Это первая находка гигантского оленя в Горном Алтае.

Радиоуглеродный возраст одного из этих фрагментов челюсти бизона определен Л.А. Орловой в 12090 ± 120 лет (СОАН-6615).

Таким образом, возраст флювиогляциальных отложений в бассейне Верхней Коксы и Абайской котловине отвечает эпохе деградации последнего (сартанского, поздневюрмского) оледенения. На этапе деградации оледенения Абайскую котловину и долину Верхней Коксы занимало ледниково-подпрудное озеро, которое, вероятно, периодически прорывалось, и у края отступающих ледников, до этого контактировавших с водоёмом, формировались флювиогляциальные зандры [Рудой, Русанов и др., 2008].

Озёрно-ледниковые отложения. На палеогляциологических схемах одних авторов [Раковец, Шмидт, 1963; Рудой, 1995а] крупное ледниково-подпрудное озеро занимало Абайскую котловину, долину Коксы до устья реки Карагай и низовье долины последней. На схемах других авторов [Бутвиловский, 1993; Бутвиловский, Прехтель, 2000] это озеро занимало бассейны Абайской котловины и Коксы до абсолютной высоты 1390 м. По данным Л.В. и И.Л. Байлагасовых [2008], максимальный уровень этого озера прослеживается до абсолют-

ных отметок 1270–1280 м в районе сёл Амур, Банное, Соузар, Карагай и Сугаш. На схемах третьих авторов [Богачкин, 1981; Борисов, 1984; Окишев, 1982] ледниково-подпрудного озера в этом районе никогда не было.

В 2006 г. в Абайской котловине, долине реки Коксы, а также в крупных логах и низовьях долин её притоков, сохранившиеся озёрно-ледниковые отложения, установлены нами до абсолютной высоты 1300 м [Галахов, Русанов, 2008; Рудой, Русанов и др., 2008, 2009; Русанов, 2008, 2009, 2009г; Русанов, Рудой, 2008].

Обнаружены они и в полуизолированных котловинообразных понижениях на абсолютных высотах 1140 м, 1240 м и 1520 м в верховьях речек Сузар, Булукту, Коксочка и Тюрельде, где на заключительных этапах деградации последнего оледенения существовали самостоятельные ледниково- и моренно-подпрудные озёра.

В Абайской котловине у нижней окраины села Абай (N – 50°25'16.6"; E – 85°05'11.8", абсолютная высота 1080 м) подобные озёрно-ледниковые отложения вскрыты карьером на глубину до 6,6 м. В этом разрезе в их составе выделяются три пачки.

Верхняя пачка мощностью 3 м – массивногоризонтально-слоистые плотные желтоватые мелкозернистые слабо глинистые полимиктовые пески с включениями хаотично залегающих щебнистых обломков базальтов с ближайшего склона котловины, с редкими тонкими (3–5 см) линзовидными прослоями, насыщенными дресвой и щебнем тех же базальтов.

Средняя пачка мощностью 0,6 м – глина тонкопесчанистая плотная, насыщенная дресвой и щебнем базальтов.

Нижняя пачка видимой мощностью 3 м – желтоватые алевролитистые глины тонкогоризонтально-слоистые с включениями щебнистых обломков базальтов.

Между селом Абай и устьем долины речки Талда редкие ручьи – левые притоки реки Абай – на днище котловины вре-

заны на глубину до 3–4 м в толщу озёрно-ледниковых тонкопесчано-алевритовых глин желтовато-белого цвета.

По нашему мнению, озёрно-ледниковые отложения Абайской котловины соответствуют слою 2, а, возможно, и слою 3, вскрытым гидрогеологической скважиной в селе Амур [Богачкин, 1981]. В.В. Бутвиловский и Н. Прехтель [2000] также отмечают здесь наличие этих отложений. По их данным, в долине реки Сугаш и Абайской котловине озёрно-ледниковые илы и суглинки маломощны (до 1–2 м), фрагментарны, перекрываются и подстилаются щебнисто-галечными пролювиально-аллювиальными осадками с супесчано-суглинистым цементом.

Между сёлами Абай и Амур озерно-ледниковые отложения с глубоким размывом перекрыты толщей селевых отложений, в которых обнаружена нижняя челюсть молодой лошади, датируемая, по определению А.В. Шпанского, концом позднего плейстоцена – началом голоцена, а её радиоуглеродный возраст определён Л.А. Орловой в 11920 ± 210 лет (СОАН-6613).

В правобережной части долины реки Коксы выше села Банного на абсолютной высоте 1100 м озёрно-ледниковые отложения вскрыты небольшим карьером (рис. 3.5.) на глубину до 4 м (N – $50^{\circ}23'02.4''$; E – $84^{\circ}51'09.2''$). Здесь они представлены плотными песчано-алевритовыми глинами желтоватого цвета с неясно выраженной параллельной горизонтальной слоистостью и желтовато-серыми глинисто-алевритистыми средне-мелкозернистыми песками.

В них часто встречаются хаотично ориентированные мелкие щебень и дресва сланцев с ближнего (правого) склона долины Коксы, а также средне и хорошо окатанные гальки (дропстоуны) кварца, метаморфизованных сланцев, риолитов, андезитов и долеритов из верховий рек Хайдун и Банной размером до 2–7 см по длинной оси.



Рис. 3.5. Озерно-ледниковые отложения, вскрытые карьером в долине реки Коксы выше села Банного. (Фото Г.Г. Русанова)

Часто сланцевые гальки имеют плоскую дисковидную форму диаметром до 3 см и залегают в субгоризонтальной плоскости, в то время как удлиненные гальки занимают часто вертикальное положение.

По данным рентгеноструктурного анализа, глинистая фракция в этих отложениях – гидромусковитовая со значительной примесью кварца, хлорита, полевого шпата и кальцита. Преобладание в пелитовой фракции минералов гидрослюдистой группы – индикатора холодных условий – указывает на формирование отложений в условиях ледниковых и перигляциальных обстановок [Передерий, 1998; Русанов, 2008б].

На глубине 1,5 м в них обнаружена плечевая кость грызуна *Citellus (Urocitellus) undulatus* Pallas, датируемая, по определению А.В. Шпанского, поздним плейстоценом.

Таким образом, возраст озёрно-ледниковых отложений в долине верхнего течения реки Коксы и Абайской котловине, по-видимому, не моложе 12 и не древнее 18,5 тысяч лет.

Примерно такое же время (15,6 тыс. лет назад), показывают радиоуглеродные датировки начала накопления органики в моренно-подпрудных озёрах Сорулукольской котловины в бассейне реки Чибитки [Blyakharchuk et al., 2004]; в урочище Ештыкколь у подножия Северо-Чуйского хребта и в Джулукульской котловине (р. Богояш) – около 11 тыс. лет назад [Бутвиловский, 1993]. На северном склоне Айгулакского хребта в долине реки Есконго по карбонатным конкрециям из озёрно-ледниковых отложений получена радиоуглеродная датировка в 13630 ± 180 лет (СОАН-4392) [Русанов, 2009б]. По таким же конкрециям озёрно-ледниковые отложения в долине реки Кубадру датированы в 15320 ± 105 лет [Бутвиловский, 1993]. Датировки абсолютного возраста дропстоунов и дилювиальных глыб по космогенному изотопу ^{10}Be показали, что в Чуйской и Курайской котловинах уже ранее 16 тыс. лет назад были ледниково-подпрудные озера [Рудой и др., 2006; Рудой, Земцов, 2010; Reuther et al., 2006].

«Радиоуглеродное датирование раннедиагенетических конкреций озёрно-ледниковых отложений и датирование органических остатков в отложениях водоёмов краевой зоны оледенения свидетельствуют, что основной период развития подпрудных водоёмов находится в промежутке между 15–16 тыс. л. н. и несколько ранее» [Бутвиловский, 1993, с. 106].

По нашему мнению, на первых стадиях деградации последнего оледенения нижнюю часть Абайской котловины занимало ледниково-подпрудное озеро, которое образовывалось в результате подпруживания этой котловины и долины Коксы ледниками, спускавшимися с Теректинского хребта, по долинам рек Юстик и Тюгурюк, и с хребта Холзун по долине реки Красноярки. Размеры озера постепенно увеличивались, занимая, вслед за деградировавшими ледниками, не только всю Абайскую котловину, но и долину Верхней Коксы с низовьями долин её притоков до абсолютной высоты не менее 1300 м [Рудой, Русанов и др., 2008, 2009].

3.3. Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения

Пролувиальные и селевые отложения широко развиты практически на всей рассматриваемой территории. Они выполняют днища логов, выходя из которых, распластываются на днищах речных долин, образуя конусы выноса и широкие протяженные шлейфы, представляющие собой террасоувалистые поверхности. К речным поймам они обрываются крутыми эрозионными уступами высотой от 7 до 10 м. Естественные обнажения очень редки и приурочены к местам речных подмывов. Данные отложения вскрыты мелкими карьерами и дорожными врезками в долинах рек Кокса и Карагай. Во многих случаях они имеют типичное для пролувия строение и представлены дресвяно-щебнистым материалом в желтоватом суглинистом заполнителе с неясно выраженной параллельно-линзовидной слоистостью. Однако так же часто в них наблюдаются и черты характерные для селевых отложений.

В низовьях долины реки Карагай в устье лога Енкина (абсолютная высота 1180 м) карьером на глубину до 5 м вскрыты довольно рыхлые и сыпучие грубообломочное отложения. Они представлены дресвой, щебнем, плохо и средне окатанными гравием, галькой и валунами размером от 0,1 до 0,5 м с незначительной примесью желтоватого глинистого разнозернистого песка в заполнителе. Очень многие окатанные гальки и валуны являются чуждыми для данного района и характерны для осевой части хребта Холзун и верховьев реки Хайдун. Вероятно, эти отложения образовались в результате размыва временными водотоками, выходявшими из лога Енкина, ледниковых образований максимума последнего оледенения и их пролувиально-селевого переотложения.

Во многих местах рассматриваемые отложения имеют чётко выраженное трёхчленное строение. В основании разреза обычно находится пачка рыхлых сыпучих практически не содержащих мелкозёмистого заполнителя щебнистых дресвяни-

ков. Вверх по разрезу размеры обломков постепенно увеличиваются. В средней части разреза выделяется крупнощебнисто-глыбовая пачка, которую в верхней части разреза сменяют плотные супеси и суглинки, насыщенные дресвой и щебнем.

Подобный разрез видимой мощностью 10 м вскрыт дорожной врезкой в долине Коксы в 2,5 км ниже устья её левого притока речки Таловки на абсолютной высоте 1135 м (N – 50°28'19.8"; E – 84°39'04.4"). В средней части этого обнажения выделяется трёхметровая пачка, состоящая из крупных (1–1,5 м) глыб, ориентированных длинными осями по направлению движения потока из крутого лога в левом борту долины. По всему разрезу изредка встречаются окатанные эрратические гальки и мелкие валуны из верховий бассейна Коксы. Во всей этой толще следов каких-либо размывов и перерывов не отмечено. Это единый мощный разовый селевый выброс. В этом обнажении в верхах нижней пачки на глубине 7 м от поверхности нами обнаружен неопределимый обломок трубчатой кости крупного млекопитающего, радиоуглеродный возраст которой определён Л.А. Орловой в 11240 ± 160 лет (СО-АН-6614).

В Абайской котловине между сёлами Абай и Амур, как было отмечено выше, в озёрно-ледниковые отложения вложены образования грязе-каменного селя, вскрытые карьером на глубину до 4–5 м (N – 50°25'06.1"; E – 85°05'37.3", абсолютная высота 1085 м).

Они представлены плохо окатанным мелкоглыбово-галечно-гравийным материалом в плотном желтоватом алевропелитовом заполнителе. В этой толще отмечаются линзы очень плотных алевритистых глин желтоватого цвета мощностью до одного метра с диагенетической столбчатой отдельностью, и многочисленными, хаотически залегающими в них обломками пород.

В одной из таких линз на глубине 3 м от поверхности (рис. 3.6.) мы обнаружили левую и правую ветви нижней челюсти лошади (*Equus* sp.).



**Рис. 3.6. Фрагмент селевой толщи ниже села Абай.
В центре видна челюсть лошади. (Фото Г.Г. Русанова)**

Обломки челюсти принадлежали, по определению А.В. Шпанского, одной молодой особи, так как в челюсти сохранился молочный зуб D4, а последний коренной зуб еще не прорезался. По его заключению, возраст этой челюсти определяется концом позднего плейстоцена – началом голоцена, а её радиоуглеродный возраст определён Л.А. Орловой в 11920 ± 210 лет (СОАН-6613).

Формирование этих отложений началось на заключительном этапе деградации последнего оледенения, когда интенсивное таяние льда и многолетней мерзлоты, и окончательный спуск ледниково-подпрудного озера, занимавшего Абайскую котловину, долину Коксы и низовья долин её притоков, резко активизировали селевую деятельность. Мощные селевые потоки частично размывили или перекрыли отложения лед-

никового комплекса. Резкое усиление селевой активности в западной части Горного Алтая во время деградации оледенения и спуска ледниково-подпрудного озера, занимавшего Усть-Канскую и Ябоганскую котловины, отмечают А.В. Постнов и И.Д. Зольников с соавторами [2006, 2007, 2008].

Десерпционные отложения, к которым относятся образования площадных курумов, широко развиты на абсолютных высотах выше 1200–1500 м, формирующиеся под действием криогенной и термогенной десерпции. Они сплошным чехлом покрывают куполообразные вершины, уплощённые водораздельные поверхности хребтов и массивов, и верхние выположенные уровни склонов. В логах, верховьях долин и на склонах они представлены преимущественно глыбами, средний размер которых 0,5–2 м в поперечнике, иногда встречаются глыбы и до 4–5 м. Хаотичная ориентировка глыб вниз по склонам постепенно под действием гравитации начинает приобретать упорядоченный характер. В нижних частях склонов они ориентированы длинными осями уже преимущественно по направлению движения.

В верхних частях склонов и на водоразделах выше 1600 м в зоне многолетней мерзлоты интенсивно развиты морозное выветривание и криогенные процессы, поставляющие обломочный материал.

На выровненных водоразделах в их составе отмечается большое количество щебня, дресвы, желтоватых супеси и суглинка. Поверхность их разбита каменными кольцами и многоугольниками, внутренние части которых несколько приподняты и сложены мелкозёмом с примесью дресвы и щебня, ограниченные скоплениями глыб и щебня, поставленными на ребро. Вниз по разрезу переходят в дезинтегрированные коренные породы. В процессе вымораживания и криогенной десерпции щебень и глыбы выходят на поверхность, а мелкозём проседает вниз, в результате чего формируются площадные курумы.

При переходе на склоны этот мелкозём тальными и атмосферными водами интенсивно вымывается и выносится, отлагаясь в нижних частях склонов, где погребает грубоглыбовые курумы и участвует в формировании солифлюкционных или коллювиально-делювиальных покровов и шлейфов, образуя с ними постепенные фациальные переходы. Площадные и линейные глыбовые образования в горах Алтая интенсивно движутся вниз по склонам со скоростью от 8–20 см/год [Останин, 2007], до 3–4 м/год [Чумаков, 1965]. Мощность этих отложений изменяется от 2 м на водоразделах до 10 м в нижних частях склонов, а их возраст определяется как поздний плейстоцен–голоцен.

Солифлюкционные отложения развиты на пологих (до 20°) склонах преимущественно северной и северо-восточной экспозиции, и в циркообразных верховьях долин на высотах более 1600 м. Лишь в отдельных случаях они опускаются до 1300–1400 м. Выше 1500 м в зоне развития многолетней мерзлоты на склонах крутизной 3–20° интенсивно проявляется дифференциальная и покровная солифлюкция. Под ее действием ледниковые и склоновые отложения различного генезиса преобразуются в псевдоморенные толщи [Бутвиловский, 1993; Ивановский, 1981]. Ниже 1600–1500 м ведущим фактором в формировании этих отложений является дефлюкция с участием делювиального (плоскостного) смыва. Поверхность этих отложений осложняют натечные языки и террасы.

Данные образования представлены буровато-жёлтыми и желтовато-серыми суглинками и супесями, насыщенными дресвой, щебнем, глыбами и валунами, ориентированными длинными осями преимущественно вниз по склону. Отложения неясно слоистые с рулетообразными текстурами солифлюкционного течения, с деформированными разорванными и перемятыми прослоями и линзами погребённой дернины и почв. Мощность их в нижних частях склонов может достигать 15–20 м.

Радиоуглеродных датировок этих отложений здесь пока нет. Широкое развитие современной солифлюкции по различным генетическим типам рыхлых отложений, и фациальные взаимоотношения с другими склоновыми образованиями позволяют датировать рассматриваемые отложения концом позднего плейстоцена – голоценом.

На юго-востоке Горного Алтая в долине реки Богуты (хребет Чихачёва) радиоуглеродный возраст погребённых деформированных, разорванных и перемятых почвенных линз, и содержащихся в них древесных угольков, обнаруженных на глубине до четырех метров в солифлюкционных отложениях, развитых по морене последнего оледенения, определен по четырем образцам в интервале от 8330 ± 95 лет (СОАН-2289) до 8890 ± 70 лет (СОАН-2290) [Бутвиловский, 1993; Крупчатников и др., 1993].

Коллювиальные и делювиальные отложения очень широко распространены на денудационно-эрозионных и экзарационных склонах средней крутизны, образуя сплошные шлейфы и покровы. На площадях развития интрузивных и эффузивных пород они представлены крупнощепнисто-глыбовым материалом в дресвяно-супесчаном заполнителе, а на склонах, сложенных осадочными породами и метаморфизованными сланцами – дресвяно-щепнистым материалом с желтоватым суглинком в заполнителе. Мощность их у подножия склонов достигает 15 м. Вверх по склонам эти отложения фациально замещаются десерпционными образованиями, а у подножий склонов – пролювиальными и пролювиально-селевыми накоплениями.

Развитие этих отложений на экзарационных склонах долин, заполнявшихся ледниками во время последнего (сартанского, позднеюрмского) оледенения, указывает на начало их формирования в эпоху его деградации, а налегание на пойменный аллювий и голоценовые ледниковые отложения свидетельст-

вует о том, что они продолжают накапливаться и в настоящее время.

3.4. Голоценовые отложения

Ледниковые отложения этого возраста выделены в карах, цирках и верховьях долин в хребтах Холзун и Коргонский. Здесь они в отличие от ледниковых образований позднего плейстоцена, чётко выражены в рельефе бугристо-грядовой поверхностью и тремя мощными стадияльными конечно-моренными комплексами. Эти отложения представлены хаотично ориентированным дресвяно-щепнисто-глыбовым материалом с плохо окатанными валунами и ледогранниками в желтоватом супесчаном заполнителе. На поверхности многих глыб и валунов отмечается чётко выраженная ледниковая штриховка. Размеры этих обломков от 0,1 до 1,5–2 м. Мощность отложений, судя по высоте конечно-моренных комплексов, до 30–50 м. Передовые (фронтальные) конечно-моренные комплексы надвинуты на ледниковые образования позднего плейстоцена.

Ледниковые отложения, в зависимости от глубины и уклона долин, их ориентировки, экспозиционной приуроченности каров и цирков, оканчиваются на абсолютных высотах 1800–1400 м, чётко выраженными мощными (30–50 м) конечно-моренными комплексами (рис. 3.7.).

Эти комплексы состоят из серии сближенных и надвинутых друг на друга напорно-насыпных валов осцилляционных конечных морен относительной высотой до 10 м с длинными и пологими дистальными, и более короткими и крутыми проксимальными склонами. От бортов долин они отделены узкими и глубокими маргинальными каналами стока талых ледниковых вод. Очень часто валы этих морен осложняют термокарстовые котловины диаметром от 30 до 100 м и глубиной от 5 до 10 м с плоскими или слабоогнутыми заболоченными днищами и крутыми склонами.



Рис. 3.7. Позднеголоценовая конечная морена исторической стадии (?) в верховьях долины реки Хайдун (абсолютная высота 1800 м) .(Фото Г.Г. Русанова)

В некоторых из них до сих пор сохраняются остаточные озерки. Происхождение таких термокарстовых котловин на конечно–моренных комплексах объясняют вытаиванием погребённых блоков мёртвого льда [Ивановский, 1981].

Литологические и морфологические особенности рассматриваемых отложений типичны для голоценовых конечных морен, которые «... состоят почти целиком из необработанного обломочного материала, почти не отличающегося от материала морен, переносимых ледниками в настоящее время. Очень редко среди остроугольных глыб и обломков попадают окатанные валуны и гальки, обработанные водными потоками. Голоценовые ... морены имеют хорошо выраженную форму валов с маргинальными каналами и другими атрибутами ледниковой аккумуляции» [Алтае-Саянская..., 1969, с. 116].

По мнению П.А. Окишева [1982], на этих абсолютных высотах (1400–1500 м) в долинах хребта Холзун оканчивались позднеплейстоценовые ледники, длина которых была 10–15

км. Однако положение этих фронтальных конечно-моренных комплексов свидетельствует о длине ледников в 3–6,5 км. Эти цифры весьма близки длине ледников во время позднеголоценовых ледниковых стадий в долинах Центрального Алтая, установленных ещё А.В. Шнитниковым [1953]: аккемская – 7–10 км, историческая – 4–5,5 км, XVI-XIX веков или актру – 3–4 км.

Согласно материалам, любезно предоставленным В.П. Галаховым, Д.В. Золотовым и Д.В. Черных, в долине левого (третьего от истока) притока реки Хайдун в верхней части разреза срединной морены на абсолютной высоте 1931 м в 2009 г. был обнаружен обломок верхней части ствола угнетённого кедра (стланиковая форма), радиоуглеродный возраст которого определён в 135 ± 50 лет (СОАН-7827). Следовательно, во время последней стадии похолодания актру длина ледника в этой долине была не менее 2 км. В настоящее время ледника в этой долине нет.

По нашей просьбе, В.П. Галахов, разработанным им методом имитационного моделирования баланса массы ледников [Галахов, 2001] выполнил расчёты планового положения ледников в долинах рек Хайдун, Карагай и Банная на время аккемской стадии голоцена (около 4,5 тысяч лет назад). Согласно этим расчётам, ледники в названных долинах, должны были иметь значительно бóльшую протяжённость, и оканчиваться на абсолютных высотах 1170–1400 м (см. рис. 3.8–3.10).

Таким образом, возраст рассматриваемых ледниковых отложений в целом принимается как позднеголоценовый.

Флювиогляциальные отложения приурочены к конечно-моренным комплексам в верховьях долин Красноярки, Быстрой, Банной и других. В масштабе 1:200000 они выделяются лишь в верхнем течении реки Хайдун в 6 км выше устья реки Кульда [Русанов, 2009г]. Здесь на абсолютной высоте 1730 м между двумя мощными конечно-моренными комплексами

ровный и плоский участок днища долины шириной 0,5 км и протяжённостью 1 км выполнен флювиогляциальной толщей, в которую на глубину до 10 м врезано русло реки Хайдун. Эта толща утыкается и налегает на нижерасположенный конечно-моренный комплекс, оставленный ледниками, выдвигавшимися из двух сближенных долин левых притоков Хайдуна.

В этом обнажении вскрыты желтовато-серые рыхлые и сыпучие плохо окатанные мелковалунные галечники с незначительной примесью слабо глинистого разнозернистого песка в заполнителе, с неясно выраженной горизонтальной слоистостью, и типично водной черепитчатой укладкой обломков. Вверх по разрезу количество заполнителя возрастает, а количество валунов уменьшается. Верхняя часть отложений до глубины 2 м осложнена многочисленными чётко выраженными эпикриогенными складчатыми текстурами, в которых удлиненные обломки залегают субвертикально.

Пространственное положение этих флювиогляциальных отложений между двумя конечно-моренными комплексами, предположительно аккемской ледниковой стадии голоцена, оставленными Хайдунским ледником и ледником, спускавшимся из двух сближенных долин левых верхних притоков реки Хайдун, позволяет относить рассматриваемые образования к этой же стадии. Однако пока возраст их, за отсутствием других данных, определяется в целом, как позднеголоценовый.

Озёрные отложения, выделяемые в масштабе 1:200000, установлены в верховьях долин рек Быстрой (абсолютная высота 1620 м), Кульды (абсолютная высота 1720 м) и Хайдуна (абсолютная высота 1800 м), перегороженных мощными (до 30–50 м) позднеголоценовыми конечно-моренными комплексами. Выше них ещё сравнительно недавно существовали довольно крупные моренно-подпрудные озера, во всю ширину занимавшие участки долин протяженностью от 1,2 до 2,6 км (см. рис. 3.11.).

Озёрные отложения, выполняющие днища бывших водоёмов, в летний период переувлажнены до пльвинного состояния. Речки врезаны в них на глубину не более 1 м, а берега постоянно оплывают и оползают, в результате чего проходка шурфов и расчисток практически невозможна.

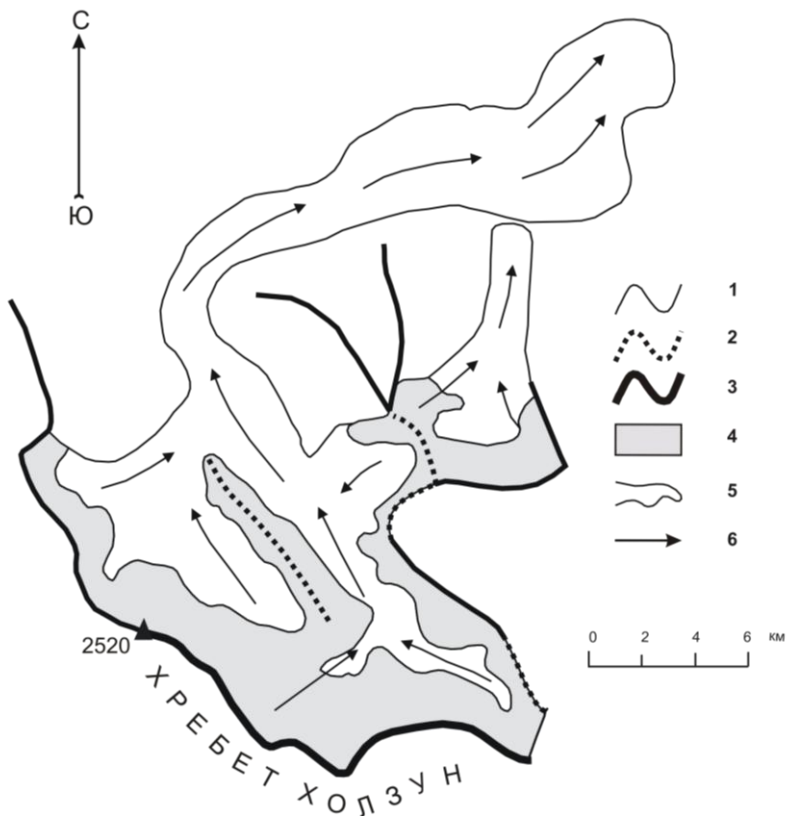


Рис. 3.8. Плановое положение ледников в бассейне реки Карагай (Аккемская стадия, около 4,5 тыс. лет назад) [сост. В.П. Галахов]:
 1 – снеговая граница на леднике, 2 – ледоразделы,
 3 – основные хребты и их отроги, 4 – фирновые бассейны ледников,
 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

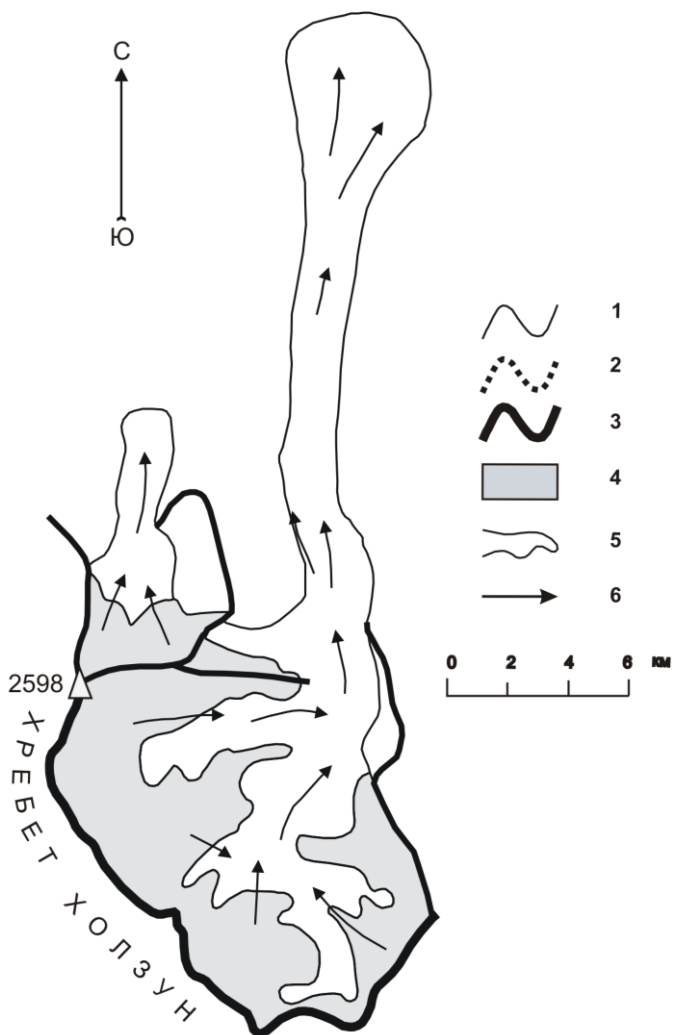


Рис. 3.9. Плановое положение ледников в бассейне реки Хайдун (Аккемская стадия, около 4,5 тыс. лет назад) [сост. В.П. Галахов]:
1 – снеговая граница на леднике, 2 – ледоразделы, 3 – основные хребты и их отроги, 4 – фирновые бассейны ледников, 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

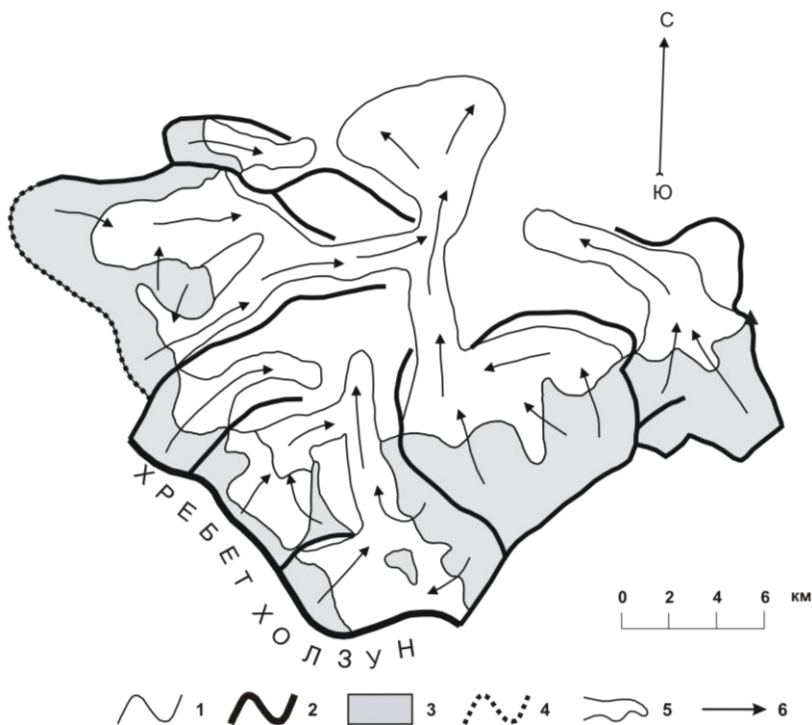


Рис. 3.10. Плановое положение ледников в бассейне реки Банная (Аккемская стадия, около 4,5 тыс. лет назад) [сост. В.П. Галахов]
 1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги,
 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – ледоразделы,
 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда.

Озёрные отложения представлены плотными голубовато-серыми алевритами и песчано-алевритистыми глинами с многочисленными мелкими бурыми пятнами лимонитизации и частыми включениями мелких обрывков растительных (травянистых) остатков. Полная мощность этих отложений не установлена, но, вероятно, не превышает 3 м.



Рис. 3.11. Верховье долины реки Хайдун, выполненное озёрными отложениями, и перегороженное позднеголоценовой конечной мореной, выше которой было моренно-подпрудное озеро. Вид вниз по долине. (Фото Г.Г. Русанова)

По материалам, любезно предоставленным В.П. Галаховым, Д.В. Золотовым и Д.В. Черных, озёрные отложения небольшие по площади и мощности, залегающие в понижениях на морене, вскрыты неглубокими шурфами в долине левого (третьего от истока) притока реки Хайдун. Здесь на абсолютной высоте 1941 м вскрыт следующий разрез мощностью 0,6 м (сверху вниз):

- 1) торф бурый и серовато-бурый с включением минеральных частиц илистого и тонкопесчаного состава.....0,18 м;
- 2) илистый слой с включением органики.....0,13 м;

- 3) песчано-гравийный слой сизоватого цвета.....0,05 м;
- 4) илисто-тонкопесчаный слой с хорошо сохранившимися листьями осок.....0,08 м;
- 5) прослоек торфа бурого цвета с хорошо различимыми листьями осок.....0,015 м;
- 6) илистый слой сизовато-серого цвета с редкими включениями песчинок.....0,075 м;
- 7) илисто-тонкопесчаный слой.....0,04 м;
- 8) песчано-гравийный слой с включениями гальки.....0,03 м.

Ниже залегает морена.

Из прослоев торфа 1 (глубина 0,13–0,18 м) и 5 (глубина 0,44–0,45 м) получены две радиоуглеродные датировки в 125 ± 40 лет (СОАН-7828) и 270 ± 45 лет (СОАН-7829) соответственно. Нижняя датировка указывает на накопление этих отложений в период похолодания стадии актру, а верхняя – во время его деградации. Средняя скорость накопления слоёв 2, 3 и 4 ориентировочно оценивается в 1,79 мм/год.

В этой же долине гипсометрически ниже на абсолютной высоте 1742 м шурф глубиной 1,2 м вскрыл следующий разрез (сверху вниз):

- 1) торф черного цвета.....0,5 м;
- 2) ил серого цвета с белесым оттенком.....0,02 м;

- 3)
торф.....
.....0,03 м;
- 4) ил серого цвета с белесым оттенком.....0,23 м;
- 5)
торф.....
.....0,05 м;
- 6) песок грубозернистый с тонкими прослойками ила.....0,22 м;
- 7)
торф.....
.....0,03 м;
- 8) песок грубозернистый с включениями щебня.....0,12 м.

Ниже залегает морена.

Радиоуглеродный возраст торфа слоёв 1 (глубина 0,44–0,48 м), 3 (глубина 0,52–0,55 м), 5 (глубина 0,78–0,83 м) и 7 (глубина 1,05–1,08 м) определён в 785 ± 95 лет (СОАН-7830), 1040 ± 45 лет (СОАН-7831), 1545 ± 55 лет (СОАН-7832) и 1890 ± 45 лет (СОАН-7833) соответственно. Датировки свидетельствуют о накоплении этих отложений в межстадиальное время, разделяющее стадии историческую и актру. Средняя скорость накопления озёрных илов и песков ориентировочно оценивается следующим образом: слой 2 – 0,08 мм/год, слой 4 – 0,45 мм/год, слой 6 – 0,64 мм/год.

Возраст рассматриваемых отложений в долинах хребта Холзун позднеголоценовый. По нашему мнению, их формирование началось в конце исторической стадии похолодания, которая в свою очередь, по последним данным, в горах Алтая началась около 3000 лет назад [Галахов и др., 2005; Ивановский и др., 1982; Назаров, Агатова, 2008]. Датировки подобных образований в других районах Алтая в целом подтверждают это.

Так, например, отложения моренно-подпрудного озера в долине р. Чикты (бассейн Джазатора) указывают на начавшееся увлажнение около 3000 лет назад, что вызвало наступание ледников, окончившееся в VI – VII вв. нашей эры [Ивановский и др., 1982]. В долине реки Актуру (Северо-Чуйский хребет) накопление трёхметровой толщи озёрных отложений в моренно-подпрудном озере произошло за последние 2500 лет [Галахов и др., 2005]. Радиоуглеродный возраст озёрных отложений моренно-подпрудного озера Киндыктыкуль на абсолютной высоте 2474 м в бассейне реки Юстыт (хр. Чихачёва) определён Л.А. Орловой в 2115 ± 70 лет (СОАН-7411) [Русанов, 2009а]. Озёрные отложения в котловине озера Сорлуколь у подножия северного склона Айгулакского хребта на абсолютной высоте 1815 м датированы ею в интервале 2810 ± 45 лет (СОАН-4394) – 1050 ± 30 лет (СОАН-4393) [Русанов, 2008а].

Накопление подобных отложений в долине реки Каракудюр (бассейн Башкауса) на абсолютной высоте 1450 м началось в аккемскую стадию похолодания и продолжалось до начала исторической стадии, а радиоуглеродный возраст их нижней части определен в 3450 ± 65 лет (СОАН-4395) [Русанов, 2009в]. Такие выводы подтверждает и радиоуглеродная датировка растительных остатков в 3810 ± 105 лет (СОАН-2106) из озёрных отложений бугра пучения в районе села Тобелер в Чуйской котловине [Рудой, 1988] на абсолютной высоте не ниже 1790 м.

Конечно-моренные комплексы в долинах рек Быстрой, Хайдуна и Кульды, подпруживавшие эти озера, свидетельствуют о длине ледников в 5–5,5 км. Именно такую длину ледников (4–5,5 км) для исторической стадии в долинах Центрального Алтая отмечал ещё А.В. Шнитников [1953]. Однако в настоящее время неопровержимых достоверных данных о возрасте рассматриваемых озёрных отложений в данном рай-

оне пока нет, поэтому в целом мы датируем их второй половиной голоцена.

Аллювиальные отложения пойм выполняют днища долин рек и ручьёв. В долинах разных порядков низкая пойма, представленная отдельными сегментами, имеет высоту от 0,3 до 1 м, а высокая – до 3–5 м. Ширина их также изменяется в широких пределах от 5–30 м до 0,4–3 км в расширениях долин рек Хайдун, Карагай, Кокса, Банная и других, и в Абайской котловине. Реки здесь интенсивно фуркируют, а поверхность поймы осложняют многочисленные старицы и болота.

В долинах крупных рек эти отложения представлены русловыми и пойменными фациями. Русловые фации вскрыты шурфами в долинах рек Хайдун, Карагай, Банная, Красноярка. Это валунно-галечно-глинистые и песчано-галечные образования с валунами до 0,5 м в диаметре, золотоносные [Кривчиков, Матвеева, 1993]. Выше залегают пойменные фации мощностью от 2,5 до 5 м, перекрывающие с размывом и флювиогляциальные галечники времени деградации последнего оледенения.

Аллювий пойменной фации представлен желтоватыми плотными карбонатизированными пористыми супесями лёссовидного облика со столбчатой отдельностью, с включениями хаотично залегающих гравия и галек, с мелкими (до 2 см) диагенетическими карбонатными конкрециями овальной формы. Содержание глинистой фракции в них колеблется от 2 до 25 %, алевритовой – 20–70 % и песчаной – 7–48 %. Они отличаются повышенными содержаниями карбоната кальция (до 11,5 %) и микроэлементов, что характерно для пойменных отложений, накапливавшихся в тёплые сухие межстадиальные периоды голоцена [Русанов, 2003]. В нижней части разреза встречаются тонкие (до 2–3 см) линзовидные слойки серых мелко-среднезернистых песков.

При пересечении реками позднеголоценовых конечно-моренных комплексов на поверхности пойм и в руслах отме-

чаются сплошные скопления вымытых из морены перлювиальных валунов и глыб (см. рис. 3.12).

На левом берегу реки Коксы в 1,4 км ниже устья ручья Сузар в аллювиальных супесях пойменной фации на глубине 1,2 м обнаружены многочисленные и разнообразные кости длиннохвостого суслика *Citellus (Urocitellus) undulatus* Pallas, датируемые, по определению А.В. Шпанского, голоценом.



Рис. 3.12. Скопления перлювиальных глыб в русле реки Хайдун при пересечении позднеголоценового конечно-моренного комплекса. (Фото Г.Г. Русанова)

Многочисленные радиоуглеродные датировки свидетельствуют, что накопление аллювиальных отложений высоких пойм в долинах Горного Алтая и его предгорий началось в середине голоцена [Бутвиловский, 1993; Русанов, 2003; 2007 и др.]. В целом на данной территории возраст пойменного аллювия определяется в настоящее время не детальнее, чем второй половиной голоцена.

Коллювиальные отложения голоценового возраста развиты отдельными незначительными фрагментами в нижних частях стенок ледниковых каров и цирков, совсем недавно освободившихся ото льда; у подножий крутых эрозионных и экзарационных склонов долин, и на неотектонических крутых склонах хребтов, образуя маломощные обвальнo-осыпные конусы и шлейфы. Представлены они хаотичным нагромождением щебнисто-глыбового материала, крупность которого увеличивается вниз по склону. На днищах долин и ледниковых каров, и у подножия склонов отмечается скопление наиболее крупных обломков. Отдельные глыбы достигают 3–5 м в поперечнике. Мощность этого коллювия до 10 м.

Болотные отложения развиты разрозненными крупными массивами в Абайской котловине и котловинообразных полуизолированных понижениях в верховьях рек Коксочка, Булукту, Сузар (болото Тюдекту), где они, имея плоскую кочкарниковую поверхность, залегают на верхнеплейстоценовых озёрно-ледниковых отложениях, а также сравнительно большими фрагментами на поверхностях высоких пойм в низовьях долин рек Карагай, Улужай, Татарка, Хайдун и других. Представлены болотные отложения торфом, серыми, зеленовато- и голубовато-серыми илами, супесями и суглинками, с прослоями чёрных торфянистых илов. Полная мощность их не установлена, но, вероятно, не превышает 3 м.

Крупным болотным массивом является Абайское болото, расположенное в одноименной котловине в пойме рек Абай и Урмалык. Мощность торфяного горизонта в нем, залегающего на аллювиальных отложениях, изменяется от 0,8 до 1,5 м, а прогнозные ресурсы торфа составляют 1932 тыс. т [Инишева и др., 2009]. Эта торфяная залежь может служить источником топлива для местных нужд, а также использоваться в сельском хозяйстве в качестве органико-минерального удобрения.

Возраст болотных накоплений, залегающих на поверхности, и в частности торфа, определяется поздним голоценом.

По материалам, любезно предоставленным нам В.П. Галаховым, Д.В. Золотовым и Д.В. Черных, на правом берегу реки Карагай в 6,4 км ниже села Карагай на абсолютной высоте 1142 м радиоуглеродный возраст торфа, отобранного в 2009 г. с глубины 0,28–0,32 м, определён в 370 ± 20 лет (СОАН-7824). Причём ещё 10 июля этот торф глубже 0,28 м находился в мёрзлом состоянии.

Для сравнения, в высокогорной Тархатинской котловине Юго-Восточного Алтая радиоуглеродный возраст образца торфяника, отобранного нами из его основания на глубине 1 м, определён Л.А. Орловой в 435 ± 35 лет (СОАН-7410) [Русанов, 2010а].

Рассмотрев особенности строения, распространения и возраста верхнеплейстоценовых отложений ледникового комплекса, мы считаем, что на данной территории можно выделить новый Коксинско-Абайский ледниковый страторайон эпохи последнего (позднеюрмского, сартанского) оледенения.

По Е.В. Девяткину [2002], «ледниковый страторайон – это территория, где хорошо видны пространственное (плановое) соотношение разных моренных, флювиогляциальных, озёрных комплексов, геоморфология их поверхности, в первую очередь степень денудированности, имеются полные сложно построенные разрезы и «абсолютные» датировки по ним» (с. 73–74). Бассейн верхнего течения реки Коксы, по нашему мнению, удовлетворяет этим требованиям.

Ископаемые остатки крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса, обнаруженные в ледниковых, флювиогляциальных и селевых отложениях, свидетельствуют о том, что в теплые периоды межледниковий и межстадиалов позднего плейстоцена, эти животные, вслед за отступавшими ледниками, могли подниматься по долинам далеко и высоко в горы. В холодные периоды ледниковий и стадийных подвижек ледников на этапе деградации, двигаясь перед фронтом

наступавших ледников, они постепенно мигрировали в предгорно-низкогорную часть Алтая [Русанов, Шпанский и др., 2010].

Стратиграфо-генетическая схема расчленения верхней части разреза четвертичных отложений бассейна верхнего течения реки Коксы, предложенная нами, требует дальнейшего уточнения и детализации. В то же время мощная (более 100 м) толща четвертичных и, возможно, плиоценовых отложений, выполняющая Абайскую котловину и, вероятно, котловинообразные расширения долин, до сих пор остаётся совершенно неизученной, «немой». Для изучения вещественного состава, определения генезиса и стратиграфического расчленения этой толщи в целях палеогеографических реконструкций необходимо пройти, хотя бы два буровых картировочных профиля вдоль и поперёк Абайской котловины, с детальным описанием керна и его комплексным опробованием.

Глава 4.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЛАНОВОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ НА МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ КОКСЫ

Полученный нами новый фактический материал, изложенный в предыдущих главах, однозначно свидетельствует о значительно более широком распространении последнего оледенения в бассейне верхнего течения реки Коксы, чем это отражено на существующих схемах. Однако прежде, чем перейти к его реконструкции с учётом этих данных, мы считаем необходимым вначале изложить свою точку зрения по некоторым спорным до сих пор вопросам:

- во-первых, это время последнего оледенения Горного Алтая;

- во-вторых, существующие схемы распространения ледников на его максимум;

- в-третьих, о применимости морфологического анализа конечно-моренных комплексов, не подтверждённых датировками абсолютного возраста отложений, для целей реконструкции размеров древних оледенений;

- наконец, в четвертых. О чем, собственно, могут говорить сами уже полученные датировки: о возрасте отложений и датированной органики, или о возрасте событий, которые послужили причиной их образования и захоронения.

4.1. Время последнего оледенения Горного Алтая

Среди исследователей Алтая существуют определённые разногласия о времени начала и максимума последнего оледенения.

На основе схемы времени цикличности климата А.В. Шнитникова, Е.В. Максимов [1972], полагает, что все стадийные конечные морены – результат одного 1850-летнего

климатического ритма, а своего максимума последнее оледенение Алтая достигло 13–14 тыс. лет назад.

Эту точку зрения разделяет и П.А. Окишев [1982], считая, что максимум последнего оледенения был около 13 тыс. лет назад. Это время, рассчитано им исходя из того, что многие ледниковые долины Алтая имеют восемь конечно-моренных комплексов. Согласно А.В. Шнитникову [1963], время одного климатического цикла, за который формируется соответствующий моренный комплекс, составляет около 1800–1850 лет. Таким образом, получается, что максимум последнего оледенения должен был наблюдаться 12600 лет назад.

По мнению Б.А. Борисова и Е.А. Мининой [1989], последнее оледенение началось около 20 тыс. лет назад и было минимальным по своим размерам.

Однако и косвенные, и прямые факты, как в Горном Алтае, так и в других регионах свидетельствуют, что всё это не так.

Исследования динамики покровных и горных оледенений показывают, что они не имеют тенденции хронологически последовательного сокращения от более древних к современным, как это предполагалось А.В. Шнитниковым и Е.В. Максимовым [Баков, 1996].

По мнению, Л.Н. Ивановского [1981], во-первых, стадийные конечные морены могут отражать климатические ритмы и другой продолжительности. Во-вторых, абсолютно монотонного изменения климата прошлого не было, а значит можно предположить возможность больших или меньших по амплитуде и длительности периодических колебаний климата. В-третьих, любой ледник реагирует на изменения климата с некоторым запаздыванием. Следовательно, только лишь на основе «номера» морены нельзя судить о её абсолютном возрасте [Соломина, 1999].

Е.В. Девяткин [1965], исходя из стратиграфического положения ледниковых отложений последнего оледенения, мас-

штабов его распространения, прекрасно выраженных форм ледникового рельефа, сопоставляет это оледенение на юго-востоке Горного Алтая с сартанским оледенением Западной Сибири. Его возраст в настоящее время определяется в интервале 25–10 тыс. лет назад, и отвечает четвертой ступени верхнего звена плейстоцена [Унифицированная региональная..., 2000].

В 1977 г. А.С. Ревушкин [1979] в левых истоках реки Мугур (массив Монгун-Тайга, Юго-Западная Тува) на поверхности размываемой и осыпающейся морены на абсолютных высотах 3300 и 2800 м обнаружил два обломка древесных стволов, радиоуглеродный возраст которых определен в 27500 ± 180 лет (КИ-912) и 25100 ± 160 лет (КИ-913). По его мнению, стволы этих деревьев были погребены мореной наступающего ледника, которая в настоящее время постепенно осыпается и размывается весенними водами, поэтому погребённая древесина оказалась на поверхности.

Позднее здесь же в этих моренах были обнаружены ископаемые обломки стволов лиственниц, древесина которых датируется по радиоуглероду в интервале 57810 (ЛУ-3666) – 48800 (ЛУ-3668) лет [Чистяков и др., 2000], что отвечает началу каргинского или бельтирского (среднеюрмского) межледниковья Алтае-Саянской области, которое сопоставляется с третьей стадией кислородно-изотопной шкалы [Четвертичная система, 2008].

В.В. Бутвиловский [1993] отмечает, что «позже 25 тыс. л. н. интерстадиальное потепление предледникового этапа сменяется в разрезах этапом начала развития последнего оледенения. В альпийских высокогорьях литолого-стратиграфических свидетельств этого периода почти нет, исключая, возможно, высокогорье массива Монгунтайга, где в моренах захоронены стволы деревьев, датированные 27–25 тыс. л.; т. е. позже 25 тыс. л. н. началось активное образование и выдвижение ледников с альпийских высокогорий вниз

по долинам в межгорные впадины и среднегорные долины» (с. 27).

Широко известна радиоуглеродная датировка 25300 ± 600 лет (МГУ–ИОАН-65), полученная по мелким углистым обломкам древесины из озёрно-ледниковых ленточных алевроитов в долине реки Чаганузун, [Свиточ и др., 1976; Разрез..., 1978], и фиксирующая, по мнению этих авторов, начало активной деградации позднеплейстоценового ледника. На основании этой датировки Н.И. Глушанкова и Т.Н. Воскресенская [2008] также считают, что накопление ленточных отложений относится к одной из начальных стадий деградации позднеплейстоценового горно-долинного ледника. По мнению же Б.А. Борисова и Е.А. Мининой [1989], это озёрные отложения второго позднечетвертичного (бельтирского или каргинского, среднеююрмского) межледниковья. С каргинским межледниковьем Западной Сибири их сопоставляет и Б.М. Богачкин [1981]. Эти же отложения, но уже на основании термолюминесцентных и нанациклитных датировок, В.С. Шейнкман [2002] также рассматривает как межледниковые и сопоставляет их с тёплой третьей кислородно-изотопной стадией или второй половиной каргинского межледниковья [Гибшер и др., 2009]. Согласно представлениям П.А. Окишева и П.С. Бородавко [Окишев, 1982; Окишев, Бородавко, 2001] в этом разрезе выделяются два «лимностадиала». Время формирования первого от древнее 45 до 35 тыс. лет назад, второго – от 32 до 20 тыс. лет назад, что соответственно отвечает первой половине каргинского межледниковья и второй половине этого межледниковья – максимуму сартанского (последнего) оледенения.

Однако исследователи, по нашему мнению, упускают из виду одну существенную деталь. Это возраст древесных угольков, а не вмещающих озёрно-ледниковых отложений. Где-то выше по долине рос лес, который сгорел. Через какое-то время древесные угольки были захвачены наступающим

ледником, и перенесены, на какое-то, вероятно, значительное расстояние. Затем вытаяли из толщи льда, и попали в озеро. На всё это нужно было время. Таким образом, эта датировка свидетельствует, что наступание и рост ледников последнего оледенения началось после 25 тыс. лет назад, а возраст озёрно-ледниковых ленточных алевроитов Чаганузуна должен быть существенно моложе, и отвечать эпохе его деградации.

Абсолютные датировки дропстоунов и дилювиальных глыб по космогенному изотопу ^{10}Be , появившиеся в последнее время, показывают, что ледниково-подпрудные озера в Курайской и Чуйской котловинах бассейна реки Чуи существовали, по крайней мере, уже до 16 тыс. лет назад [Рудой и др., 2006; Рудой, Земцов, 2010; Reuther et. al., 2006]. Примерно такое же время (15,6 тыс. лет назад) показывают радиоуглеродные датировки начала накопления органики в моренно-подпрудных озёрах на Улаганском плато в бассейне реки Чибитки [Blyakharchuk et al., 2004]. В долине реки Есконго радиоуглеродный возраст озёрно-ледниковых отложений определен в 13630 лет, отвечая одному из межстадиальных потеплений времени деградации последнего оледенения [Русанов, 2009б].

Следовательно, можно вполне определённо утверждать, что ранее 16 тыс. лет назад ледники Алтая уже достигли своего максимума и в долинах и межгорных котловинах возникли ледниково-подпрудные озёра.

Если учесть, что какое-то время было необходимо для начала дегляциации палеоледников, а также – время релаксации ледников относительно климатических колебаний (об этом чуть ниже), то можно предположить, что максимум последнего оледенения Алтая соответствует общепринятому возрасту 18–20 тыс. лет назад [Зимы..., 1982; Гросвальд, 1999 и др.]. Этот же возраст указывают В.В. Бутвиловский [1993] и А.Н. Рудой [1995а].

Таким образом, в отличие от представлений Е.В. Максимова [1972], П.А. Окишева [1982], А.А. Свиточа и других [1976; Разрез..., 1978] необходимо признать, что Горный Алтай ничем не выделяется в Атлантико-Азиатской гляциологической провинции. Последнее оледенение началось около 25 тыс. лет назад и достигло своего максимума около 18–20 тыс. лет назад. Деградация его началась, по-видимому, около 16–17 тыс. лет назад. По нашим данным, в интервале 17–16,2 тыс. лет назад в горах Алтая произошло очень резкое и сильное (не менее чем на 4 °С относительно современного) потепление климата [Русанов, 2007]. Этот процесс известен под названием терминация [Боуэн, 1981], а А.Н. Рудой называет его «тепловым ударом» [Рудой и др., 2000].

В настоящее время постановлением Межведомственного стратиграфического комитета возраст последнего оледенения в Алтае-Саянской области определяется в интервале 24–11 тыс. лет назад, что отвечает четвёртой ступени верхнего звена плейстоцена, и сопоставляется со второй холодной стадией кислородно-изотопной шкалы [Четвертичная система, 2008].

4.2. Существующие схемы распространения ледников в бассейне Верхней Коксы на максимум последнего оледенения

Среди исследователей Горного Алтая до сих пор нет единого мнения о количестве, возрасте и масштабах четвертичных оледенений. «Имеющиеся к настоящему времени данные позволяют рисовать картину былого оледенения ещё только в самых общих чертах, часто противоречивых у отдельных авторов. В частности, до настоящего времени не имеется даже единой точки зрения на количество оледенений на Алтае» [Мягков, 1936, с. 85]. Эти слова, написанные более семидесяти лет назад, актуальны и сегодня. Ещё более категоричен был А.Н. Рудой [1995а].

Подавляющее большинство исследователей Алтая считают, что максимальным было среднеплейстоценовое оледенение, а позднеплейстоценовое было гораздо меньшим по своим размерам. Причём, и В.А. Обручев [1914], В.П. Нехорошев [1958], М.В. Тронов [1966] и другие неоднократно писали, что их исследования в большой мере ограничивались лишь последним (вюрмским) этапом ледниковой эпохи, так как следы более древнего оледенения теряют свою определённую и в значительной степени были денукдированы ранее. Ещё в 1915 г. Г. Гранэ также отмечал, что в Русском Алтае нижние конечные морены, оставленные долинными ледниками, очень неясны, а метод Пенка и Брюкнера, позволивший им выделить в Альпах четыре четвертичных оледенения, здесь не применим.

Реконструкции оледенения Алтая в среднем плейстоцене, существующие на сегодняшний день, нельзя принимать в расчёт, так как они не имеют сколько-нибудь надёжного фактического обоснования [Бутвиловский, Прехтель, 2000]. Недостаток надёжных данных и доказательств ставит под сомнение наличие среднеплейстоценовых ледниковых отложений [Михайлов, 2005]. За исключением районов вулканической деятельности, в мире повсюду имеются огромные пробелы в данных для среднего и раннего плейстоцена [Боуэн, 1981].

По мнению О.М. Адаменко, Е.В. Девяткина и С.А. Стрелкова в Горном Алтае, «наблюдающаяся ныне ледниковая морфоструктура создана в основном на этапе позднечетвертичного оледенения, которое по масштабам развития ледников мало уступало среднечетвертичному» [Алтае-Саянская..., 1969, с. 120]. В.С. Шейнкман [2002, 2008] доказывает, что максимальным по своим размерам было оледенение в начале позднего плейстоцена, а минимальным – в его конце (последнее). Эту точку зрения разделяет и Н.Н. Михайлов [2005].

Не отрицая неоднократности оледенения Горного Алтая на протяжении плейстоцена, мы разделяем точку зрения Н.А. Ефимцева [1961], Л.Н. Ивановского [1981], В.В. Бутвиловского [1993] о том, что этот вопрос до сих пор слабо обоснован и в настоящее время нет серьезных оснований для выделения в Горном Алтае ледниковых комплексов древнее вюрмского.

В одной из своих последних работ Л.Н. Ивановский [1998] утверждает, что допозднеплейстоценовое (среднеплейстоценовое – *Г.Р.*) оледенение на Алтае было представлено ледниками малых форм, даже не выходивших в долины, а потому нельзя согласиться с исследователями, считающими крупновалунные и глыбовые скопления в долинах Чуи и Катуня следами оледенения, без учёта высокой сейсмичности района и селевой деятельности рек во время деградации ледников.

На палеогляциогидрологической схеме А.Н. Рудого [1995а] граница ледниковых комплексов вероятного предела распространения льда в эпоху последнего ледникового максимума (18–20 тыс. лет назад) нанесена, исходя из положения снеговой линии на 1200 м ниже современной. Эта граница, судя по схеме, проходила примерно по фасу Алтая, а по долинам Ануя и Песчаной ледники короткими языками выдвигались на Предалтайскую равнину. В долине Катуня ледник оканчивался ниже устья реки Иша, а в долине Бии – между селом Удаловка и устьем реки Ульмень. Однако ледниковые комплексы здесь отсутствуют, по крайней мере, они до сих пор не установлены.

При таких снижениях снеговой линии (1200 м) последнее оледенение должно было носить покровный и сетчатый характер, и выходить в предгорья [Гросвальд, 1999], что и нашло отражение на схеме А.Н. Рудого.

По мнению В.В. Бутвиловского [1993], оценка депрессии снеговой линии в 1200 м для максимума оледенения вряд ли завышена, а на западе Горного Алтая она, возможно, опускалась до абсолютного уровня 1000–1200 м.

По расчётам Л.А. Варданянца [1938], депрессия снеговой линии для эпохи вюрмского оледенения Алтая составила 1150–1200 м, однако при таком снижении границы питания ледники должны были быть гораздо больше и оканчиваться значительно ниже, чем показано на его схеме, на что справедливо указывал М.В. Тронов [1966].

Однако метод определения депрессии снеговой линии не настолько строг и точен, чтобы на его основе делать обобщающие палеогляциологические, палеогеоморфологические и палеогеографические реконструкции. Он сыграл положительную роль в начальный период становления палеогляциологии, когда господствовавшая долгое время схема ритмического сокращения оледенения позволяла восстанавливать последовательное развитие природной обстановки древних ледниковых эпох [Баков, 1996].

В настоящий момент известны несколько схем распространения ледников в позднем плейстоцене, охватывающие и бассейны верхнего течения реки Коксы. Следует отметить, что почти все эти схемы выполнены в очень мелком масштабе, а потому использовать их для различных оценок очень сложно, неизбежны значительные погрешности.

По Г. Гранэ [1915], во время второго плейстоценового оледенения ледники с хребтов Холзун и Коргонский спускались по долине Коксы до долины Катуня, сливались с Катунским ледником и заполняли Уймонскую котловину. Во время последнего оледенения на вершинных поверхностях этих хребтов были развиты лишь отдельные фирновые поля, а в долинах – долинны ледники.

На первой государственной геологической карте листа М-45-ХIII масштаба 1:200000 верхнеплейстоценовые ледниковые отложения показаны отдельными фрагментами в карах, цирках и самых верховьях долин лишь на северо-восточном макросклоне хребта Холзун [Геологическая карта..., 1961].

На схеме О.А. Раковец и Г.А. Шмидт [1963] незначительное горно-долинное оледенение было развито только в верховьях долин рек Хайдун, Карагай и Красноярка.

На схемах Б.М. Богачкина [1981] и Б.А. Борисова [1984; Решения..., 1983] небольшие по площади области максимального распространения позднечетвертичного оледенения показаны на хребтах Холзун и Коргонский, занимал ледник и верховья долины реки Коксы, оканчиваясь намного выше устья долины реки Хайдун.

На схеме П.А. Окишева [1982], в максимум первого позднеплейстоценового оледенения (ранневюрмского, или первого мегастадиала, по его терминологии) оледенением был охвачен хребет Холзун, а ледники, спускавшиеся с него по долинам, даже не доходили до долины реки Коксы, и оканчивались на высотах 1400–1500 м.

Однако, по его же данным, депрессия снеговой линии во время этого оледенения составляла здесь 700 м, следовательно, на этих абсолютных высотах должна была проходить снеговая линия, а в таком случае ледники должны были оканчиваться значительно ниже. О продвижении ледников в максимум последнего (поздневюрмского, или второго мегастадиала) он ничего не говорит.

Судя по схеме А.Н. Рудого [1995а], последнее оледенение в максимум своего развития было покровным, а на этапе его деградации (14 тыс. лет назад), в пределах рассматриваемой нами территории, оледенением был охвачен лишь хребет Холзун, контуры которого практически совпадают с максимумом первого позднеплейстоценового оледенения на схеме П.А. Окишева [1982].

Ещё одна схема распространения оледенения – это карта, опубликованная в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира [1997]. Однако выполнена она в масштабе 1:5000000, а потому использовать её для различных оценок практически невозможно.

Последняя наиболее детальная схема распространения следов позднеюрмского оледенения в бассейне Коксы и верховьях Катуня составлена В.В. Бутвиловским в масштабе 1:500000 [1993]. В рассматриваемом нами районе, положение моренных валов было проконтролировано В.В. Бутвиловским и Н. Прехтелем [2000] полевыми наблюдениями в бассейнах рек Сугаш, Татарка, Красноярка и Абайской котловине. По их данным, в пределах Абайской котловины, а также на днищах и склонах речных долин ниже 1350 м по малым долинам и ниже 1250 м в крупных трогах следы выдвигания древних ледников в рельефе пока не обнаружены. Они считают, что активные ледники не достигали межгорных впадин и долинных расширений ниже 1300–1200 м, поэтому там и отсутствуют ледниковые отложения и аккумулятивные ледниковые формы рельефа.

«Выраженные в рельефе наиболее удаленные от областей питания ледников конечно-моренные накопления приурочены к одному, гипсометрически выдержанному уровню (1300–1400 м абс. высоты) практически по всей весьма разнообразной в геоморфологическом и высотном отношении периферии системы Уймонской и Абайской впадин. Его высота слабо зависит от гипсометрии областей питания ледников... Единственно возможным вариантом объяснения данного феномена может быть только признание длительного развития (в том числе и в ходе неоднократных оледенений четвертичного периода) в пределах среднегорья данного района и его межгорных впадин единого озёрного бассейна с уровнем водного зеркала в пределах 1400–1300 м абс. высоты. Именно этим уровнем и могло ограничиваться продвижение ледников, независимо от высот областей их питания, так как при внедрении ледяных языков в озеро неизбежен айсберговый отдел и прекращение собственно ледниковой деятельности» [Бутвиловский, Прехтель, 2000, с. 36].

По распространению на рассматриваемой территории близместных эрратических валунов можно реконструировать на хребтах Холзун и Теректинский мощное полупокровное и горно-долинное оледенение, а на Коргонском хребте – покровное оледенение с радиальным типом растекания льда [Бутвиловский, 1993].

Таким образом, по данным В.В. Бутвиловского [1993], А.Н. Рудого [1995а], М.Г. Гросвальда [1999], максимальным по своим масштабам должно было быть последнее (позднеюрмское) оледенение, или, по крайней мере, не меньшим, чем среднеплейстоценовое. Наши новые данные по бассейну верхнего течения Коксы подтверждают это.

Как было показано в третьей главе, в Абайской котловине в интервале абсолютных высот 1100–1140 м нами обнаружена основная морена, датированная по радиоуглероду концом максимума последнего оледенения, содержащая ископаемую позднеплейстоценовую фауну крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса, а также флювиогляциальные и озёрно-ледниковые отложения не моложе 12 тыс. лет.

На абсолютных высотах менее 1100 м позднеплейстоценовая основная морена в последние годы обнаружена и в смежной Усть-Канской котловине, относящейся к бассейну реки Чарыш [Галахов, 2004; Зольников и др., 2007, 2008; Постнов и др., 2006]. Правда, радиоуглеродных датировок этой морены пока нет, а потому В.П. Галахов относит её просто к позднему плейстоцену, а И.Д. Зольников и А.В. Постнов с соавторами – к первому позднеплейстоценовому (раннеюрмскому, ермаковскому) оледенению.

В долине среднего течения реки Хайдун толщина ледника превышала 300 м, что позволяло части льда перетекать через водораздел, на котором обнаружена основная морена с эрратическими валунами из её верховьев, в долину реки Карагай [Русанов, Рудой, 2008; Русанов, 2009; 2009г].

Однако большинство исследователей, и не только Алтая, считают, что в эпоху последнего оледенения при сравнительно высоком положении снеговой линии климат был очень сухим и холодным, что и определило его незначительные размеры и горно-долинный характер [Окишев, 1982; Шейнкман, 2008; Кривоногов, 2010 и др.]. В это время сток алтайских рек, имевших ледниковое питание, был значительно ниже современного [Окишев, 1982].

Даже деградация оледенения, по мнению Н.И. Глушанковой и Т.Н. Воскресенской [2008], в горах Алтая была связана не с потеплением климата, а с увеличением его сухости.

В то же время на климатические условия последнего оледенения и его масштабы есть и другие прямо противоположные, и достаточно убедительные, на наш взгляд, мнения. Вот лишь некоторые из них.

На юге Сибири и в Центральной Азии в это время произошло похолодание на 8–9 °С. Этого было достаточно, чтобы вдвое уменьшить потери на испарение, температуры же оставались сравнительно высокими. Климат был не полярным, а лишь умеренно-холодным с довольно длинным сезоном летнего таяния [Гросвальд, 1999].

Климатологами установлено, что между высотой снеговой линии и температурами воздуха существует линейная связь, причём падение температуры на 0,6° равнозначно снижению этой линии на 100 м [Гросвальд, 2009]. Следовательно, даже при похолодании на 6–8° снеговая линия должна была располагаться на 1000–1300 м ниже современной. А чем ниже снеговая линия, тем больше площадь питания ледников, соответственно увеличиваются размеры и площади самих ледников. В свою очередь увеличивается площадь абляции, а значит и величина талого стока с ледников.

Расчёты показали, что во время последнего оледенения Горного Алтая объём талого стока с ледников только бассейна реки Чуи был в 30 раз больше современного, а его доля в

питании рек составляла 80 % [Рудой и др., 1989]. Даже на равнинах внеледниковой зоны расходы рек в это время превышали современные в десятки раз [Волков, 1989].

Только максимальными размерами последнего оледенения в Полярном бассейне Арктики и горах Евразии, в том числе и Сибири, можно объяснить снижение уровня Мирового океана на 135–140 м [Гросвальд, 2009].

Изучая историю развития флоры Алтайской горной страны, Р.В. Камелин [1998] пришел к выводу, что периоды оледенений в горах характеризовались значительно большими суммами осадков, чем сейчас.

Изучая погребённые почвы археологической стоянки Карабом в Еловской (Урскульской) котловине Центрального Алтая, М.И. Дергачёва [1997] отметила, что по совокупности педогенных признаков климатические условия последнего оледенения сначала были холодными и влажными, во второй половине – криоаридными, которые вновь сменились более влажным периодом.

В Монголии, например, климат также был влажным и холодным, испарение уменьшалось, а расходы рек увеличивались [Девяткин, Мурзаева, 1981].

Как на Русской равнине, так и в Сибири ледниковый климат оставался гумидным с высоким речным стоком [Гросвальд, 1999; Ендрихинский, 1982 и др.]. Это увлажнение, по мнению М.Г. Гросвальда [1999], одно из следствий климатических связей между Центральной Азией и Арктикой, в том числе – воздействий полярных ледниковых щитов. Эти щиты, создавая циркумполярную зону высокого давления, отклоняли на 20° к югу атлантические циклоны [Kutzbach, Wright, 1985], что, в свою очередь, способствовало увеличению атмосферных осадков и росту оледенения в горах на юге Сибири и в Центральной Азии.

Изучая условия атмосферной циркуляции в плейстоцене, Н.К. Барашкова [1992; 1993] пришла к выводу, что процесс

похолодания сопровождался расширением циркумполярного вихря и перемещением на юг планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ), в пределах которой наблюдаются погодные условия необходимые для развития и стабильного существования оледенения. По её данным, наивысший пик плейстоценового похолодания приходится на поздний плейстоцен, когда ПВФЗ достигла юга умеренной и севера субтропической зон. Именно тогда в пределах ПВФЗ оказался горный пояс Сибири и Средней Азии. При приближении к районам предельного распространения ПВФЗ (горы Южной Азии) максимумы похолодания и оледенения должны были сближаться и становиться практически синхронными. Поэтому горы юга Сибири должны были лишь однажды испытать этап крупного оледенения, максимального по интенсивности, которое пришлось на период позднего плейстоцена.

На западных, юго-западных и юго-восточных наветренных склонах Высокой Азии (Памиро-Алай, Гиндукуш, Каракорум, Гималаи и др.) годовая сумма твёрдых осадков во время последнего оледенения превышала современную более чем на 100 % [Лебедева, 2010].

Кроме того, наличие на большей части территории Западно-Сибирской равнины во время последнего оледенения огромного приледникового Мансийского озера способствовало формированию к востоку и юго-востоку от него влажного морского (или близкого к морскому) климата [Галахов и др., 2002; 2005], в зону влияния которого попадал и рассматриваемый нами район Горного Алтая.

По мнению В.В. Бутвиловского [1993], в начале последнего оледенения климат в Горном Алтае приближался к морскому, с холодным коротким летом и мягкой зимой, а к его максимуму произошло общее выхолаживание и аридизация.



Рис. 4.1. Язык аргентинского ледника Перито-Морено. Ледник обрывается в водоём и не формирует конечных морен (Фото Mariano Cecowski), <http://commons.wikimedia.org/wiki/User:Marianoceowski>

В первой главе уже отмечалось, что Западный Алтай – зона предвосхождения влагонесущих воздушных потоков. В результате вынужденного подъёма воздушных масс усиливается процесс конденсации влаги в воздушных массах и выпадение осадков [Казакова, Севастьянов, 2009; Сухова, 2009]. В связи с этим бассейн верхнего течения реки Коксы один из наиболее увлажнённых районов Горного Алтая в настоящее время, возможно, что таким же он был и во время последнего оледенения [диссер мой].

Палеогляциологические схемы, рассмотренные выше, составлены на основе морфологического метода, а потому без определения абсолютного возраста отложений ледникового комплекса вызывают определенные сомнения в достоверности. Существенно различается даже высотное положение ко-

нечно-моренных комплексов, относимых к максимуму оледенения.

При составлении большинства этих схем не учитывался и тот факт, что в Абайской котловине и долине Коксы неоднократно возникали и прорывались ледниково-подпрудные озера, в которые спускались языки Абайского и Коксинского ледников. Они быстро разрушались волноприбойными процессами и термоэрозией. Собственно же ледниковые языки, выходящие в водоёмы, конечных морен не продуцируют, контактируя с озёрами обрывами-барьерами (рис. 4.1). Субаквальная морена таких, «шельфовых», ледников не формирует привычного грядово-западного контрастного рельефа, а в большинстве случаев и вовсе не диагностируется геоморфологически. Поэтому в аквальных условиях конечно-моренные комплексы максимума оледенения сформироваться не могли. Следовательно, нижние по долинам конечно-моренные комплексы, выраженные в рельефе, отражают не максимум этого оледенения, а уже одну из поздних стадий его деградации [Русанов, 2009д]. К сожалению, до настоящего времени для исследуемой части Горного Алтая не было прямых радиоуглеродных датировок моренных комплексов максимума последнего (позднеюрмского) оледенения.

4.3. О применимости морфологического анализа моренных отложений

для целей реконструкции размеров древних оледенений

Для оценки размеров бывших оледенений или их стадий при дегляциации геоморфологи и геологи-четвертичники, как правило, используют конечно-моренные комплексы. Многие из них считают, что площади распространения более молодых оледенений Горного Алтая последовательно уменьшались, и в периоды деградации оледенения формировались морфолито-логические комплексы последовательного сокращения ледников [Борисов, Минина, 1989; Девяткин, 1965; Разрез новей-

ших..., 1978; Раковец, Шмидт, 1963; Окишев, 1982 и др.]. Изучение морфологии моренного рельефа в ледниковых долинах позволяет оценить не только максимальное распространение ледников, но и оценить стадии их деградации [Окишев, 1980].

Как отмечал Л.Н. Ивановский, «основой таких сопоставлений конечных морен продолжает оставаться морфология. В долинах устанавливается число конечных морен, их положение в долине и морфология, исследуется состав обломочного материала, его выветрелость и характер мелкозёмистой части. Описывается последовательность расположения конечных морен от конца ледника и от наиболее древней конечной морены (максимальной фазы), одновременно изучается характер соотношения конечных морен с речными террасами. Подсчитывается депрессия снеговой линии (где это возможно) и приводятся сравнения полученной депрессии по долинам горной страны» [1981, с. 118]. Однако далее он писал, что сопоставление конечных морен затруднительно, когда в долинах одной горной страны их неодинаковое количество и они имеют разную морфологию.

На примере альпийской ледниковой схемы Пенка и Брюкнера Д. Боуэн [1981] показал, что количество ледниковых эпох, зафиксированных в рельефе и отложениях, основанных лишь на морфологических данных, слабо контролируемых стратиграфией и абсолютной геохронологией, являются ошибочными и не отвечают действительности. Ещё в 1915 г. Г. Гранэ писал, что метод Пенка и Брюкнера, позволивший им выделить в Альпах четыре оледенения, не применим в Русском Алтае.

К сожалению, отсутствие органики в алтайских ледниковых отложениях и, соответственно, радиоуглеродного датирования, приводит к неоднозначному толкованию времени формирования моренных образований. Один из основоположников гляциальной геоморфологии гор Л.Н. Ивановский [1981], развивая морфологический метод, в результате своих

многолетних исследований пришёл к выводу, что «к настоящему времени все палеогеографические построения, основанные на морфологическом методе, требуют подтверждения путём определения абсолютного возраста отложений. При отсутствии абсолютных датировок возраст одних и тех же конечных морен оценивается различно» (с. 119).

«Свежесть» рельефа – это, конечно, довольно наглядный показатель, который позволяет различать разновозрастные моренные валы. Но по этому признаку ни в коем случае нельзя датировать ни рельеф, ни отложения. Даже одни и те же древние моренные комплексы, при отсутствии их абсолютно датирования, разными исследователями могут быть отнесены не только к разным стадиям, но и разным оледенениям, не говоря уже о количественном выделении самих комплексов, пишет работающий в основном в высокогорье Тянь-Шаня [Баков, 1996, с. 116].

В то же время один из сторонников морфологического метода оценки максимума распространения последнего оледенения П.А. Окишев [1982] указывает, что «как и в других горных странах..., на Алтае позднеплейстоценовый ледниково-аккумулятивный рельеф в основном существенно отличается от образований предшествующей, среднеплейстоценовой ледниковой эпохи незначительным преобразованием своих типичных морфологических признаков» (с. 7). В одной этой фразе сразу бросаются в глаза две несвязанные формулировки: «... в основном существенно отличается ...» и «... незначительным преобразованием...». Очевидно, что на основе такого «существенного отличия», как «незначительное преобразование» очень даже легко можно спутать разновозрастные конечно-моренные комплексы.

Далее П.А. Окишев пишет, что «в большинстве случаев граница максимального распространения позднеплейстоценовых ледников фиксирована более или менее значительными конечными моренами, ниже которых строение придонной

части долин заметно изменяется: исчезают поперечные валобразные нагромождения обломочного материала, не связанные с выносом его из боковых долин или оползнями; днище долин расширяется или его плановая чёткообразность становится менее выраженной; верхние аккумулятивные террасы контактируют непосредственно с коренными склонами долин, а не с прибортовыми шлейфами рыхлых отложений; появляются высокие камовые террасы, не характерные, как правило, для участков долин в пределах позднеплейстоценового оледенения; русла временных водотоков выходят непосредственно к урезу реки или на низкие надпойменные террасы, а не заканчиваются конусами выноса на склонах долин; продольный профиль русла реки выравнивается, исчезают резкие перепады его уклона на коротких расстояниях» [1982, с. 7].

Всё бы хорошо, но опять-таки, используя морфологический метод, можно размытые и пролювиально переотложенные моренные образования, и просто сели, оползни, каменные потоки (а также отложения супрагляциального комплекса [Каплянская, Тарноградский, 1993]) легко спутать и принять за конечные морены [Ивановский, 1967].

О такой ошибке в одной из долин Северо-Чуйского хребта говорил Л.Н. Ивановский [1993]: «Все четыре приведённые даты свидетельствуют о молодости каменных потоков, спускавшихся сюда уже после отступления ледника Ян-Карасу, конечные морены которого расположены значительно ниже по долине. Интересно отметить, что вышерасположенный каменный поток оказался древнее почти на 3000 лет нижерасположенного, по-видимому, граница леса 6000 лет назад была ещё выше, чем 3000 лет назад. Это также свидетельствует о том, что описанные каменные потоки не были связаны с древним ледником и полностью питались продуктами выветривания склонов, и заключение П.А. Окишева [1982], принявшего их за конечные морены, ошибочно» (с. 62–63).

Часто ледник в ходе деградации и отступления оставляет в котловине или транзитной долине поля «мёртвого» льда, потерявшие подвижность. При дегляциации таких полей наряду с основной мореной, отложившейся под ледником в ходе его движения, формируется супрагляциальный комплекс на её поверхности [Каплинская, Тарноградский, 1993].

На поверхности «мёртвых» ледяных массивов, которые могут достигать по толщине многих десятков метров, возникают ложбины и колодцы. «В этих ложбинах и колодцах формируются аквагляциальные отложения и диамиктоны абляционных оплывневых морен за счет вытаивания и оплывания обломочного материала из мореносодержащего «мёртвого» льда. При окончательном таянии там, где в кровле «мёртвого» льда были ложбины и колодцы, формируется инверсионный холмисто-грядовый рельеф. Эти холмы и гряды проецируются на поверхность основной (базальной) морены, образовавшейся в прогрессивную стадию развития ледника. Основываясь только на геоморфологических наблюдениях, далеко не всегда на местности легко отличить инверсионные моренные гряды от конечно-моренных валов или от ребристой базальной морены. Поэтому важной диагностической характеристикой является внутреннее строение инверсионных абляционно-моренных гряд» [Зольников, Мистрюков, 2008, с. 31–32].

В последние годы стало ясно, что схемы стадияльной последовательности отдельных морен в горных долинах и предгорьях, когда каждая последующая моложе предыдущей да к тому же на одинаковый отрезок времени, в большинстве случаев не соответствуют действительности [Агатова и др., 2002; Баков, 1996; Ганюшкин, 2001; Рудой и др., 2000; Селиверстов, 1999; Соломина, 1999; Чистяков, 2001, 2008 и др.].

В случае постепенных повышения температур и деградации последнего оледенения ледники Алтая не могли сократиться до своего современного состояния. Они имели бы в

настоящее время намного большие размеры и оканчивались бы значительно ниже [Галахов, Мухаметов, 1999].

По результатам исследований последних лет в горах Алтая и Внутренней Азии было установлено, что «... сокращение ледников не было планомерным постепенным таянием с временными задержками пассивного типа, а носило характер активного сопротивления ухудшающимся для сохранения оледенения условиям окружающей среды. В результате в периоды относительного похолодания, особенно если оно сопровождалось и увеличением количества выпадающих атмосферных осадков, ледники не просто останавливались и формировали стадияльные морены, а имели возможность продвигаться вперед, подчас занимая потерянные площади или даже превосходя их. В последних случаях наблюдаются вложения и перекрытия молодыми моренами древних» [Селиверстов, 1999, с. 43].

Стало быть, вполне определённо можно говорить о возвратно-поступательном сокращении горного оледенения Алтая [Селиверстов, 1999], носившего, согласно мнению А.Н. Рудого, характер быстрых ледниковых подвижек – сёрджей [Рудой и др., 2000; Rudoy, 1998]. В результате более ранние морены не только перекрывались, но зачастую уничтожались и создавались новые, которые часто (работы П.А. Окишева, Е. В. Девяткина и мн. др.) принимались за древние, фиксирующие максимальное положение концов ледников последнего оледенения. Отсюда уже производились заведомо ложные палеоклиматические реконструкции.

В бассейне Башкауса плановые очертания морен в ряде случаев свидетельствуют в пользу напорно-пульсационного образования морен для большинства комплексов и отдельных валов (процессы пушинга), обычно бесследно денудировующих более ранние следы аккумулятивной деятельности ледников в этих долинах. Пушинг-морены этапов деградации вюрмского оледенения массива Монгун-Тайга зарегистрированы и Д. А.

Ганюшкиным [2001] на юго-западе Тувы. отмечает и Д.А. Ганюшкин. Здесь, отмечает этот автор, молодые морены в большинстве долин надвинуты, а на юге массива и полностью перекрывают и/или частично срезают ледниково-аккумулятивный рельеф более ранних стадий, спускаясь на 50–250 м гипсометрически ниже последнего (выдвинувших по латерали на 5 км ниже по долине).

В долине реки Есконго (северный склон Айгулакского хребта) конечно-моренные комплексы отсутствуют, хотя её днище выполняет толща ледниковых отложений видимой мощностью до 20 м. Изучение обнажений показало, что накапливались они во время деградации последнего оледенения. Нижняя часть их может быть отнесена к стадияльному похолоданию раннего (древнего) дриаса. Во время межстадиального потепления бёллинг ледник отступил далеко вверх по долине Есконго. Во время похолодания среднего дриаса он вновь продвинулся вниз по долине, заняв практически прежнее положение, а его морена перекрыла морену предыдущей стадии [Русанов, 2009б].

Возвратно-поступательный (пульсирующий) характер деградации предполагается нами и для ледника, заполнявшего во время последнего оледенения долину реки Кубадру в бассейне Башкауса [Русанов, Рудой, 2005; Русанов, 2010б].

В устье Куэختанара всю правобережную часть долины реки Чуи перегораживает мощный прекрасно выраженный конечно-моренный комплекс Куэختанарского ледника, термолюминесцентный возраст которого 30 и 18–20 тысяч лет [Carling et al., 2002]. По мнению В.В. Бутвиловского [1993], основная морена этого ледника аккумулярована здесь уже в период деградации последнего оледенения. Из озёрно-ледниковых отложений, накапливавшихся перед этим комплексом, получены термолюминесцентные датировки позднесартанского (позднебурмского) времени: 14 ± 2 и 12 ± 2 тысячи лет [Шейнкман, 1993], а в более поздней работе эти же датировки

указаны как $14,5 \pm 1,5$ и $13,5 \pm 1,5$ тысячи лет [Шейнкман, 2002]. Понятно, что и этот конечно-моренный комплекс отражает положение Куэхтанарского ледника не в максимум последнего оледенения, как было принято считать [Девяткин, 1965; Окишев, 1982, и др.], а в одну из стадий эпохи деградации, возможно, даже в позднем дриасе [Русанов, 2007].

Новые данные вполне подтверждают предположение В. В. Бутвиловского о том, что периоду деградации оледенения принадлежат, очевидно, практически все выраженные в рельефе отложения собственно ледникового комплекса и парагенетически связанные с ними осадки [Бутвиловский, 1993, с. 53].

Таким образом, морфологический метод определения максимального распространения последнего оледенения в целом, и особенно для бассейна верхнего течения реки Коксы, где ледниковые отложения развиты достаточно широко, а конечно-моренные комплексы отсутствуют, пока не даёт приемлемых результатов.

Это связано с тем, что в районах со значительной снежностью (даже в настоящее время зимой на хребте Холзун глубина снежного покрова до 6–8 м), энергия оледенения была существенно больше, чем в Центральном и Юго-Восточном Алтае, на примере которых этот метод разрабатывался. Например, район г. Белухи, Катунский, Курайский, Северо- и Южно-Чуйский, Чихачёва и другие хребты характеризуются ярко выраженными конечно-моренными комплексами. Район наших исследований (бассейн Верхней Коксы) вследствие значительного годового количества современных осадков (900–1000 мм и более) характеризуется отсутствием выраженных морфологических признаков былого оледенения гипсометрически ниже распространения молодых позднеголоценовых конечно-моренных комплексов.

В соответствии с исследованиями П.А. Окишева [1982], конечные морены наблюдаются в долинах хребта Холзун

лишь на абсолютных высотах около 1400–1500 м. По В.В. Бутвиловскому и Н. Прехтелю [2000], активные ледники не достигали межгорных впадин и долинных расширений ниже 1300–1250 м. И П. А. Окишев, и В. В. Бутвиловский и Н. Прехтель безоговорочно увязывали абсолютные отметки зафиксированных ими этих конечных морен с границами максимального распространения ледников позднего вюрма..

По нашим же данным, в разных долинах этого хребта морфологически выраженные в рельефе конечно-моренные комплексы не опускаются ниже 1400–1730 м, и относятся к ледниковым стадиям позднего голоцена, о чём говорилось выше, при рассмотрении четвертичных отложений. Их высотное положение зависит от глубины и уклона долин, их ориентировки, экспозиционной приуроченности ледниковых каров и цирков. Однако, самое главное обстоятельство, определяющее наличие или отсутствие морфологически выраженных конечных морен – это физический характер контакта ледниковых языков любого возраста с водными бассейнами, а также – с существование таких морфогенетических типов ледников, как наледные ледоёмы, нередко – с пойманными озёрами.

И ледниково-подпрудные озёра, и ледоёмы всех типов открытых и описанных А. Н. Рудым [Рудой, 2001; Rudoy, 1998, и др.], уверенно реконструируются и в Абайской котловине, и вообще в большей части расширений всей долины реки Коксы, включая и долину её главной реки – Катуня с Уймонской котловиной [Рудой, 1990]. Геологическая роль этих недавно открытых образований ещё изучается, главным образом – в Канаде [].

Результаты изучения четвертичных отложений, изложенные в третьей главе, показывают, что в Абайской котловине, где отсутствуют конечно-моренные комплексы, тем не менее сохранилась основная морена, в которой обнаружен обломок черепа бизона радиоуглеродным возрастом 18 590 лет. Следовательно, возраст самой морены должен быть несколько мо-

ложе, вероятно, не более 18000–17500 лет, и отвечать концу максимума последнего оледенения.

Таким образом, ледники этого максимума в бассейне верхнего течения реки Коксы были во много раз больше и спускались значительно ниже (не менее 300–400 м), чем по данным П.А. Окишева [1982] и других геоморфологов и геологов-четвертичников.

Ещё 30 лет назад Д. Боуэн [1981] отмечал, что «традиционные методы датирования и корреляции на континентах безнадежно устарели, и новые проблемы большей частью находятся за пределами их разрешающей способности. В силу этого вся тяжесть датирования и корреляции ложится почти исключительно на радиометрические и геомагнитные методы» (с. 248).

Об этом тогда же, независимо от Д. Боуэна, говорил и Л.Н. Ивановский [1981]: «Применение морфологического и многих геологических методов сопоставления конечных морен в горах оказывается только полумерой. Решение проблемы возраста и сопоставления конечных морен нужно искать в массовом определении абсолютного возраста отложений по ^{14}C и др. ... Все сказанное, однако, не означает, что нужно отказаться от других методов исследования» (с. 122).

За прошедшие 30 лет такие «другие» методы, а главное – новые научные парадигмы, разумеется, не могли не появиться и вполне успешно работают.

Один из таких методов – метод имитационного моделирования в палеогляциологии – был разработан В.П. Галаховым [2001] по материалам многолетних исследований в Горном Алтае. Этот метод рассматривается ниже применительно к бассейну верхнего течения Коксы. Методика В. П. Галахова в определенном смысле помогла нам в интерпретации полевых материалов и в основном подтвердила наши заключения о палеогеографии района в рассматриваемый хронологический интервал.

4.4. О критике «традиционной моренной геоморфологии»

В 2001 году в журнале «Геоморфология» увидела свет статья одного из сибирских геологов¹. В этой интересной теоретической статье, кроме прочего, отмечается, что А.Н. Рудой предлагает отказаться от геоморфологических методов в палеогляциологических реконструкциях и перейти на расчётные балансовые методы (в частности – на методы имитационных моделей). Далее автор пишет, что любая модель – это не более чем продукт усилий человеческого мозга, поэтому основным в палеогляциологии должен быть наблюдаемый в натуре факт, а все остальные «продукты» могут этот факт как угодно дополнять, но, ни в коем случае не заменять. Примечательно, что эти рассуждения приведены в разделе под заголовком «Принципы неполноты геологической летописи», что само по себе подразумевает заведомо возможное отсутствие фактов: летопись неполна (фактов нет), а «продукт усилий мозга» – не более чем продукт. Так, что же, выхода в случае «неполноты геологической летописи», по автору статьи, нет? Выход, по автору статьи, есть, и заключается он (отмечено в конце раздела) в логике интерпретации фактов сохранившихся.

Например, если в геологическом разрезе одна моренная толща с глубоким размывом залегает на другой, то исследователь может говорить лишь о том, что на данной территории было две ледниковые фазы. Исследователя, по логике упоминаемого геолога, не должно смущать, что продолжительность перерыва осадконакопления может на порядок и больше пре-

¹ Сознательно не приводим ссылку, поскольку упоминаемая работа действительно интересна, серьёзна, но в отмеченных моментах не выверена, а в аспекте обсуждаемой в данной книге проблемы представляет интерес лишь методологический, и поучительна с точки зрения творческого типа психологии личности каждого отдельного исследователя, или их группы, а также выбора ими научного инструментария или заведомо апробированной («хрестоматийной») парадигмы для решения сложных задач палеогеографии, которые в русле этой, традиционной парадигмы, как показало время, решения не имеют.

вышать продолжительность накопления двух сохранившихся пачек. Ведь все события, которые произошли во время денудации (или просто – отсутствия аккумуляции), по мнению этого геолога, не более чем «продукт усилий человеческого мозга».

Думать вредно, это известно. И А.Н. Рудой не стал бы обращаться к этой работе, если бы ссылка на публикацию А.Н. Рудого (хочется надеяться, что случайно) не была сделана в такой форме, что возможный читатель статьи в «Геоморфологии» этого геолога о том, что же пишет А.Н. Рудой на самом деле, проверить при всём желании не сможет. Не сможет, потому что работы с такими выходными данными на свете не существует. Но и это было бы не ужасным, есть и другие опубликованные работы А.Н. Рудого.

Всё это, повторимся, не имело бы вообще никакого значения, если бы в последние годы не утвердилась бы какая-то легкомысленная привычка некоторых научных работников ссылаться не на первоисточник, а на ссылку на первоисточник, этот факт никак не оговаривая (это называется – «ссылка на ссылку»). Как с сожалением замечал Ю.Б. Виноградов, потом, с годами, уже и концов не найдёшь, кто же, когда и что именно утверждал [Виноградов, 1977], особенно в тех случаях, когда авторы публикаций уже не живы, и у них не спросишь. У А.Н. Рудого спросить пока вполне можно, и этой возможностью ответить ещё раз на недобросовестную компиляцию, а главное – прокомментировать авторскую позицию, мы вновь с удовольствием пользуемся.

Начнём с того, что А.Н. Рудой никогда не предлагал «отказываться и переходить», как писала автор комментируемой статьи («Геоморфология», 2001, с. 7). Здесь приходится обратить внимание читателя на некоторые последние работы, в которых, и написано, в каких именно случаях для палеогляциологии создание объективных численных **актуалистических** балансовых моделей представляется задачей первосте-

пенной важности [Рудой, 1997а, 1997б]. Однако, полагая вопросы, обсуждаемые в комментируемой статье принципиальными, позволим себе ещё раз коротко остановиться на методологической стороне проблемы палеогляциологических реконструкций.

На протяжении столетий, начиная с первых публикаций основателей ледниковой теории, моренные отложения (тилл) и сами моренные формы рельефа служили почти единственным и уж во всяком случае – решающим доказательством бóльших, чем современные, размеров древних ледников. Первоначально положение былого оледенения реконструировалось по эрратическим глыбам в горных долинах. Позднее, во второй половине XIX века, обнаруженные скопления чуждых валунов (морены) на равнинах Европы и Северной Азии позволили сделать самые первые предположения и о наличии гигантских ледниковых покровов Евразии в целом. Дальнейший подсчёт на земной поверхности таких скоплений – конечных (фронтальных) морен – привёл к реконструкциям плановых очертаний ледниковых лопастей и, главное, позволил сделать вывод о множественности ледниковых экспансий. Поэтому морены – несомненно, важнейший источник палеогляциологической информации. Это подробно описано в тысячах работ и во всех учебниках, старых и новых.

Таким образом, суть "традиционной моренной геоморфологии"², упрощённо, можно представить следующим образом. Способом геологической съёмки или другим образом исследователь, или их группа обнаруживает скопление рыхлого материала, устанавливает разными методами, что это скопление является мореной, делает попытку датирования этой морены, и в пределы всеми установленной морены на палеогео-

² Это словосочетание А.Н. Рудой впервые применил в совместном с В.П. Галаховым (разработчиком имитационных моделей) докладе на гляциологическом симпозиуме в Алма-Ате, когда впервые была показана важность балансовых моделей в ледниковой геоморфологии [Рудой, Галахов, 1989].

графические карты помещает палеоледник. Если же данное скопление рыхлого материала мореной не признаётся, то ледник не "рисуеться". Если морены на поверхности нет, то ледник не реконструируется тем более. Если данное скопление одной группой исследователей признаётся за морену, а другой группой исследователей за морену не признаётся – начинается научная дискуссия.

Ещё короче эту традицию можно выразить таким образом: если морена есть – ледник был, если морены нет – ледника не было. Ну, и далее, если "морена" – это морена, значит ледник был, отсюда следуют определённые палеоклиматические выводы. Если "морена" – не морена, то ледника не было, откуда следуют столь же определённые, но абсолютно иные палеоклиматические выводы. Таким же образом, по такой же логике, строились и реконструкции колебаний высоты снеговой линии – то есть от морен (если, повторяю, они таковыми признавались).

Эта, сознательно нами утрированная, метода действительно долгое время применялась, как единственная для палеогляциологических реконструкций. Потому она и была названа А.Н. Рудым "традиционной". Но также традиционно она вызывала и споры, поскольку была всегда неясна геологическая однозначность генетической диагностики морен, а во-вторых, неясен был и иерархический ранг даже твёрдо установленных морен. Такие задачи могли быть решены, главным образом, на основе изучения механизмов геологической работы современных ледников. А для этого, вообще говоря, нужны были знания основ ледниковой гляциологии и гидрологии. Ну, а поскольку реконструкциями занимались, в основном, геологи, то таких знаний у них в принципе быть не могло (конечно, не без приятных исключений).

Поэтому "традиционная моренная геоморфология" также традиционно была отделена от гляциологии (палеогляциологии). Геологи и геоморфологи, едва ли видевшие, мы уже не

говорим о том, что едва ли изучавшие, современные ледники различных морфодинамических типов, тем не менее, не смущаясь, "восстанавливали" динамику ледников, ныне не существующих (с существующими ледниками они поступают куда как осторожнее). Конечно, всё это прекрасное поле для "научных дискуссий". Договорившись о том, что какой-нибудь вал является мореной, одни увлечённо рассуждают о величинах испарения с поверхности гипотетического ледника, другие так же увлечённо рассказывают о механизмах движения этого самого ледника. Обсуждение получается продолжительным и бурным. И длится вся эта увлечённая дискуссия до тех пор, пока не появляются третьи и не доказывают, что данный вал это вовсе не морена, да и вообще ледников в плейстоцене на данной территории просто не могло быть в силу некоторых гидроклиматических причин.

Примеров таких и подобных обсуждений несть числа. Повторим лишь самые, на наш взгляд, показательные.



Рис. 4.2. Рельеф гигантской ряби течения в Курайской межгорной впадине. На гребне одной из гряд стоит автомобиль ГАЗ-66 (Фото А.Н. Рудого, август 2004 г.)

В 1970-е годы геологи Б.А. Борисов и Е.А. Минина [1979, 1980] охарактеризовали все выявленные на сегодня поля гигантских знаков ряби течения (имеющих, как, видимо, сейчас уже всем известно, флювиальное происхождение) как ребристый рельеф основной морены. Ну, а раз есть морена, то можно, как было сказано выше, действовать дальше. П.А. Окишев [1982], по выделенным коллегами "моренам", восстановил положение позднеплейстоценовых ледников и посчитал по известным формулам депрессию снеговой линии. Сейчас эти поля гигантской ряби на Алтае известны всему миру (рис. 4.2), но речь вот о чём: пока были "морены", были и "ледники", но как только "морен" не стало, так что: и ледников не было? По комментируемой из «Геоморфологии» статье – не было, и думать об этом не стоит, потому что "геологическая летопись неполна", а всё остальное – от лукавого, "продукты..."



Рис. 4.3. Фрагмент продольного разреза оза в центре Уймонской котловины. (Фото Г.Г. Русанова, июль 2006 г.)

Второй хрестоматийный пример. В начале прошлого века В.А. Обручев [1914] изучил в Уймонской котловине на Алтае длинный, извилистый в плане вал, ранее принимавшийся за морену, и пришёл к выводу, что в действительности этот вал является озом (см. рис. 4.3). Наличие озов в центре межгорной впадины должно однозначно свидетельствовать о том, что впадина занималась глетчерным льдом, то есть была ледоёмом.

Позднее при геологической съёмке геологи пришли к выводу, что ледники окружающих гор до впадины не доходили, а потому "оз Обручева" – не оз, а эрозионное образование, либо береговой вал древнего озера [Девяткин и др., 1963].

Оба этих примера из области не отсутствия, а "излишков" геологической информации. Не было бы "оза Обручева" и "морен Борисова" – не было бы и проблем, остались бы одни "продукты усилий человеческого мозга", каковые, по мнению автора обсуждаемой работы из «Геоморфологии», не более чем продукты. Хороши также, по логике той же статьи, только озы и морены, но без умственного напряжения. Плохо только всё вместе – и факты, и разум.

В целом, обращаясь к геолого-геоморфологическим следам доказательств существования древних ледников, можно убедиться, что их традиционный набор в инструментарии геологов и некоторых геоморфологов очень невелик. Этот набор, помимо фронтальных морен, включает в себя толщи ленточных "глин", а также кары, цирки и трог с их элементарными присущими микроформами, причём последние, не подкреплённые ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, лишь как не основной аргумент могут иметь очень широкий спектр интерпретаций.

По представлениям очень многих современных специалистов-геологов, если нет морен, озёрно-ледниковых отложений, каров и цирков, то нет, или не было и ледников. Однако, хорошо известно, что многие типы оледенения не формируют

ни одного из перечисленных, "классических", образований. Причём речь не идёт о малых формах оледенения, таких, как, скажем, склоновые ледники или ледники кулуаров. Речь идёт о ледниках плоских вершин с выводными лопастями и ледниковых покровах.

Из первых на Алтае известен ледник Купол на Северо-Чуйском хребте в массиве Биш-Иирду, продуцирующий на склоны различной экспозиции и плоские выводные ледники, и каровые ледники, и долинные ледники. Ледник Водопадный, питаемый Куполом, имеет широкий плоский язык, стекающий на пенепленезированный фрагмент слабо наклонённого в сторону трога Актру водораздела. Уклон современной поверхности ледника Водопадный $10-12^\circ$, таков же и уклон ложа (рис. 4.4).

Хорошо видно, что «традиционного» геоморфологического набора – каров, трогов, моренных валов и пр. здесь нет и не было. После полного исчезновения ледника сторонники традиционных парадигм «реконструируют» здесь палеоклимат, в соответствие со своими убеждениями.

Несмотря на такой относительно большой уклон, во фронтальной части ледника Водопадного никаких морен нет, как нет их и вообще на самом водоразделе, что хорошо видно и в поле, и на приведённом рисунке. Плоское водораздельное пространство занято заболоченными каменными полигонами, солифлюкционными валиками, вытянутыми в полосы по уклону и, на незадернованных выступах, элювиальной щебёнкой по глинистым сланцам.

Непосредственно у края ледника, ближе к его правой части, имеются скопления холмов, цепочки которых образуют гряды, вытянутые в общем согласно движению льда. Эти гряды-холмы (аналоги "муравьиных куч"), ориентированные согласно уклону, имеют максимальную высоту около 2 м, сложены ржавобурым суглинком (грязью кирпичного цвета) и

дресвой метаморфизованных песчаников. Льда в основании этих холмов не обнаружено.



**Рис. 4.4. Конец ледника Водопадный ледниковой системы.
Купол массива Биш-Иирду на Алтае**

Нередко, особенно у крупных форм, в дистальных частях залегают крупные, в несколько метров в диаметре, глыбы, как бы бронирующие дистальные склоны холмов.

В теле ледника контрастных нарушений (глубоких трещин, разработанных русел наледникового стока и т.п.) нет, поэтому происхождение указанных образований не вполне ясно. Вероятнее всего, это вытаявшая донная морена по дезинтегрированным песчаникам, локализованная к коренным выходам последних под ледником среди более устойчивых к экзарации вулканогенных пород.

Небольшие мореноподобные субконцентрические ступени обнаружены по периферии ледника. Эти ступени обрамляют уступ плато Водопадного. Однако, эти моренные осцилляционные (?) гряды, несмотря на свою чрезвычайную молодость,

уже сейчас едва фиксируются и интенсивно разрушаются обильным ручейковым стоком.

Конец ледника Водопадного активно сокращается, и если представить себе то, не очень, видимо, отдалённое время, когда ледник Купол с притоками деградируют полностью (а гляциолог В.П. Галахов "отпускает" на этот процесс всего несколько десятилетий, если сохранятся современные тенденции [Галахов, 2001]), то никаких перечисленных выше, "традиционных моренных" свидетельств существования этого, сегодня величественного, ледникового комплекса не останется. Редкая же ледниковая штриховка, как известно [Кукал, 1987], исчезает в таких случаях практически одновременно с оледенением. А в районе ледника Водопадного штриховка имеется лишь на стенках и ригеле разрушающегося кара, расположенного гипсометрически ниже ледника (так называемая Зелёная гостиница). Но и в этом плоскодонном заболоченном каре морен нет.

Многие геологи в такой ситуации просто вынуждены будут придумывать "неполноту геологической летописи" (хотя о какой "полноте" здесь может идти речь, дело ведь просто в существенно ином механизме геологической работы ледника непривычного для этих негляциологов динамического типа!) и настаивать на отсутствии в этом районе оледенения. "Усилия человеческого мозга", которые показали бы неизбежность существования в массиве Биш-Иирду крупного оледенения в силу благоприятных ороклиматических условий, они бы полагали "продуктами", которые требуют доказательств в виде усвоенных ими несложных признаков былого оледенения: наличия морен, каров, трогов с плечами и пр.

Таких ледников плоских вершин и куполов только на одном хребте Монгольский Алтай – большинство. Всё позднечетвертичное оледенение северо-восточного Сайлюгема давало именно такой тип оледенения – куполов и плоских вершин. Именно поэтому там можно обнаружить лишь денудирован-

ную маломощную морену во вскрышных карьерах в виде прозрачного перлювиального чехла под солифлюиционными натечными формами на слабо развитых руслах рек Уландрык, Большие Шибеты и других [Рудой, Кирьянова, 1996].

Да, конечно, совсем рядом, в долинах рек Юстыд и Бар-Бургазы отлично выражены конечно-моренные холмисто-западинные поля. Но ведь и оледенение там было горно-долинным и брало (и берёт сейчас) начало из "классических" каров и цирков хребта Чихачёва. Однако даже и горно-долинные ледники часто, не оставляя конечных морен, формируют только основную морену, которая по литологическим признакам никак не укладывается в известные "классические, традиционные" описания.

Отступающий долинный ледник Малый Актру залегает на донной морене, состоящей из тёмно-серого слоеватого суглинка с очень незначительным присутствием щебня и дресвы. В 2001 и 2004 гг. у нас была возможность изучить контакт ледникового льда и подстилающей его морены (рис. 4.5 и 4.6).



Рис. 4.5. Конец ледника Малый Актру и вскрывающаяся донная преимущественно глинистая слоеватая морена. 16 июля 2001 г. (Фото А.Н. Рудого.)

Понятно, что если бы ледник Малый Актру явно не перекрывал слоистые моренные суглинки, то только исходя из вещественного состава последних реконструировать здесь быстрое оледенение было бы, исходя из традиционных представлений, весьма затруднительным.



Рис. 4.6. Конец ледника Малый Актру в начале августа 2004 года. Хорошо видна вытаявающая на глазах слоистая преимущественно глинистая основная морена.
(Фото А. Н. Рудого)

Другим убедительным примером существования оледенения без "традиционной моренной геоморфологии" является край современного антарктического ледникового покрова на побережье в районе станций Мирный и Молодёжная (рис. 4.7).

Опять то же самое: ни моренных гряд, ни каров. Только эрратические валуны на экзарированной базальтовой и гранито-гнейсовой поверхности свободных ото льда пространств. И если взойти на одну из сопкок острова Хасуэлл и повернуться к ледниковому барьеру спиной: с позиций "традиционной моренной геоморфологии" перед исследователем предстанет

"классическая" слаборасчленённая каменистая тундра. А за спиной – самое большое оледенение на Земле (рис. 4.7). А растай (тьфу-тьфу) антарктический ледниковый покров, да приди туда геолог с «классическим» образованием? "Неполнота геологической летописи", или никакого антарктического ледника не было? Ну, а валуны принесли льдины, море – рядом



**Рис. 4.7. Обсерватория «Мирный», установленная на базальтоидных нунатаках у барьера моря Дэйвиса, Восточная Антарктида.
(Фото А.Н. Рудого, 1979 г.)**

Огромное количество выводных ледников опускаются в морские заливы-фьорды и в ледниково-подпрудные озёра. Здесь формируются особые, совершенно иные, нежели "обычные" фронтальные морены, краевые образования, часть из которых тоже давно и подробно описаны [Гросвальд, 1983; Рудой, 2001a; Бутвиловский, 1993; Elson, 1957; Норре, 1952 и др.].

В Горном Алтае такие взаимоотношения между ледниками и котловинными ледниково-подпрудными озёрами были описаны для позднечетвертичных Чуйской, Курайской и Уймонской впадин, которые к моменту выдвигения в них ледников с окружающих гор уже были заняты озёрами [Рудой, 2001a].

Таким образом, ледники в максимумы кульминаций всплывали (то-есть возникали "шельфовые ледники", которые, соединившись на плаву, прогрессировали в "пойманные озёра", а террасированные конечные морены якобы ледниковых максимумов были оставлены гораздо более поздними ледниковыми осцилляциями при более низких положениях уреза озёр и при более высоком положении границы питания ледников [Рудой, 1987, 2001a; Рудой, Земцов, 2010].

Сами ледниковые долины, таким образом, являются висячими по отношению к днищам озёрных впадин (например, известные долины Актру до конца поймы и Корумду на Северо-Чуйском хребте, и практически все долины на противоположном, Курайском, хребте).

Ну, и, наконец, в четвёртых. Речь пойдет о магистральных долинах стока из гигантских четвертичных ледниково-подпрудных озёр. На том же Алтае ни в одной из крупнейших речных долин не закартировано ни одной единодушно установленной морены, хотя даже согласно самым "минималистским", самым "антигляциалистским" реконструкциям долина р. Чуи и часть долины р. Катунь должны были заниматься крупным долинным ледником, причем неоднократно. Тем не менее, кроме комплекса "чибитских морен", других, так сказать, общепризнанных морен в этих речных долинах большинством последователей "традиционной моренной геоморфологии" не обнаружено.

Сегодня уже многими описаны следы грандиозных дилювиальных суперпаводков-фладстримов, которые и уничтожили материальные (в первую очередь – аккумулятивные) следы ледников в этих долинах, создав, в свою очередь, собствен-

ные дилювиально-аккумулятивные комплексы [Рудой, 1995б, 2001б, 2001в; Бутвиловский, 1993; Парначёв, 1999; Зольников, Мистрюков, 2008; Carling, 1996; Carling et al., 2002; Hergel, 2005 и др.].

Относительно молодые радиоуглеродные датировки "чибитской морены" (4970 ± 90 и 4300 ± 100 лет – СОАН-439 и СОАН-440, соответственно) [Фирсов и др., 1985], которые ранее представлялись слишком молодыми и поэтому – неверными, в действительности укладываются в концепцию ледниковых подвижек-сёрджей, как одного из механизмов ледникового подпруживания главных долин и формирования ледниково-подпрудных озёр.

Кроме этого, в "традиционной моренной геоморфологии" пока не очень учитываются моменты инерции ледников относительно климатических изменений. А на больших ледниках и ледниковых комплексах, подобных алтайскому, они могли быть очень продолжительными (об этом – в следующем разделе).

Ярким современным примером вышесказанного является долина реки Ванч в Горном Бадахшане. Верховья этой долины в месте слияния её истоков рек Хирсдара и Абдукагор, буквально завалены протаивающим моренным материалом – реликтом многочисленных подвижек ледника Медвежий. В 3–4 км от устья реки Дустироз вниз по течению Ванча долину почти перегораживает отлично сохранившийся конечно-моренный комплекс ледника Русского Географического Общества (РГО). Этот комплекс представляет собой, по существу, активный каменный глетчер, под моренным чехлом которого, залегает интенсивно тающий в последние годы ледниковый лёд. А ведь только в течение 20-го столетия Абдукагорское озеро прорывало ледниковую плотину не менее семи раз: в 1910, 1937, 1951, 1963, 1973, 1985 и в конце 90-х годов. Вероятны были и катастрофические прорывы ледниково-подпрудного озера РГО (возможно, в 1911 году), возникавшие

го, судя по ленточным отложениям и озёрным террасам выше по Ванчу от конца ледника РГО, неоднократно.

Зато, ещё ниже ледника РГО по течению Ванча долина практически полностью вычищена гляциальными прорывными паводками, которые возникали при прорывах Абдукагорского ледниково-подпрудного озера. Здесь можно встретить почти весь известный геоморфологический набор следов этих потоков: подрезанные конусы выноса; выположенное днище самой долины, покрытое огромными, в несколько метров в диаметре глыбами и валунами, вытянутыми согласно простиранию долины в виде вложенных друг в друга шлейфов; маргинальные каналы стока по коренным бортам долины; эвразионные впадины "сухих водопадов" (например, красивейший и экзотический каскад Куйзопских эвразионных котлов по маргинальному каналу на левом берегу Ванча напротив устья ледника РГО) и т.д. Всё это можно увидеть и на Алтае – в долинах Чуи, Катуня, Чулышмана, Кадрина и др.

Поэтому традиционные поиски "традиционных" конечно-моренных валов в таких долинах ничего не дадут, если конечно, эти морены не окажутся гораздо моложе дилювиальных процессов. Но и в этом случае надо отдавать себе отчёт в том, что моложе будут лишь морены, а не климатические причины, вызвавшие формирование этих морен (речь опять-таки идёт о скорости реакции оледенения на климатическое событие и, соответственно, о периоде релаксации).

Ну, и в заключение, о методе имитационных моделей, равнодушие к которым раздражает автора упоминаемой статьи в журнале «Геоморфология». Как только что было показано, никакой неполноты геологической летописи в приведённых примерах нет. Есть лишь отсутствие конечных морен, объясняемое различными механизмами геологической работы ледников разных морфогенетических типов и постледниковыми геофизическими явлениями, либо не очень надёжные диагностика и датировки самих морен.

Именно в таких случаях и применимы расчётные методы, которые вполне объективны и строятся на соотношении величин абляции-аккумуляции на высоте границы питания современных и древних ледников. Причём последняя рассчитывается не по конечным моренам, как полагают отдельные геологи, а более сложным, но и более корректным комплексом методов вероятностной и статистической оценок [Галахов, 2001]. Разумеется, палеобалансовые методы дополняют все другие геофизические методы (но конечно не заменяют их), однако, зачастую, именно эти методы остаются единственным инструментом палеогеографических реконструкций. Единственным, но отнюдь не ложным.

Некоторая странная ирония в ситуации видится и в том, что настоящий автор, разработчик и патриот имитационного моделирования, В.П. Галахов, совсем недавно и попенял А.Н. Рудому на недооценку его метода [Галахов, 2001]! А пенял он с помощью цитаты из работы же А.Н. Рудого (в соавторстве с В.П. Галаховым) [Рудой и др., 1989] в защиту достоинств и необходимости этого метода, особенно в условиях недостаточности геоморфологической изученности или неполноты геологического разреза. Гидролог и гляциолог В.П. Галахов, в общем, прав, потому что А.Н. Рудой, как геоморфолог-гляциолог, профессионально и сам не до деталей понимает, каким именно образом рассчитываются палеобалансовые кривые. Но как физикогеограф он отдаёт должное важности расчётных методов, как в географических реконструкциях, так и в географических прогнозах. При этом думается, "продукт усилий человеческого мозга" никак не может мешать, если мозг функционирует нормально. Если же нет, то и морены не помогут, и уж тем более не поможет даже такая солидная научная компания, как Чарльзы Дарвин и Лайель.

Поэтому А.Н. Рудой, совместно с автором комментируемой статьи из журнала «Геоморфология», никак не может хлопнуть Ч. Дарвина по плечу, дескать, все мы правы: вы, сэр,

сто пятьдесят лет тому назад констатировали неполноту геологической летописи, а мы в начале XXI века назвали эту констатацию научным принципом.

Не может потому, что нельзя же возводить в научный принцип самую обычную и очевидную неполноту геологической образованности.

4.5. О «стадиальности» деградации ледников, абсолютных датировках ледниковых отложений и о действительном возрасте климатических событий

Горные ледники являются очень чуткими индикаторами климатических изменений. Именно поэтому маркировке концов ледников и датированию моренных отложений прошлого придаётся всегда и всеми исключительно важное значение. Приобретшая в последние семьдесят с лишним лет, со времени работ Л.А. Варданянца [1938], определённую популярность местная алтайская палеогляциологическая шкала предусматривает не менее семи-восьми последовательно поднимающихся вверх по долинам стадиальных морен, фиксирующих позднеплейстоцен-голоценовые подвижки или остановки в целом деградировавших ледников (например, [Окишев, 1982]). Действующая по «принципу русской матрёшки», эта шкала долгое время представляла собой настоящее прокрустово ложе для исследователей, обречённых разыскивать весь «законный» набор из семи или восьми конечных морен, или объяснять отсутствие какой-нибудь из них («выпадение») из этого набора в конкретных долинах. Лет тридцать пять назад, под руководством П.А. Окишева, дисциплинированно искали в долинах Алтая и Саян такие конечные морены и мы.

Однако, следование этой старой доброй «классической альпийской схеме» последней стадиальной дегляциации, когда каждое последующее оледенение должно было оказываться по площади меньше предыдущего, при палеогеографи-

ческих и других реконструкциях не увенчалось успехом, да и не должно было быть успешным.

Действительно, общей главной тенденцией изменений горных ледников в поздне-последледниковое время является их отступление, соответствующее общему потеплению, и, возможно, аридизации. На фоне этого имело место несколько наступаний, которые, вероятно, можно связывать с сильными похолоданиями (до -2 °С среднелетних многолетних температур по сравнению с современными). Многочисленные материалы из различных современных горно-ледниковых районов показывают, что во время этих кратковременных подвижек горные ледники часто выдвигались далеко за свои прежние границы и налегали или полностью перекрывали более древние конечные морены.

Такую ситуацию, например, для горных ледников Тянь-Шаня описывает Д.В. Севастьянов [1998]. О.Н. Соломина [1999] пишет, что на Алтае морены максимума малого ледникового периода XVIII–XIX веков частично перекрывают более старые морены времени 1200–1350 лет назад. К.В. Чистяков и Ю.П. Селиверстов [2000] отмечают, что на Алтае, во многих долинах плоскогорья Укок и в долине реки Ак-Коль (левый исток реки Чаган) молодые морены стадии фернау (актру) погребают под собой морены исторической стадии. То же самое наблюдается и в древнеледниковых долинах массива Монгун-Тайга [Ганюшкин, 2001].

Ю.П. Селиверстов [1999], показывая возвратно-поступательный характер стадийного сокращения ледников, в сущности, описывает быстрые ледниковые подвижки-сёрджи, после которых более молодые «морены-шлейфы» оказываются наложенными и даже вложенными в более древние конечно-моренные комплексы. Можно с большой долей уверенности ожидать, что многие древние морены могли быть полностью погребены под более молодыми моренными или водно-ледниковыми образованиями («выпадение») или про-

сто уничтожены более поздними наступаниями ледников и их талыми водами.

Вместе с тем, возможность плейстоценовых и голоценовых сёрджей в традиционной палеогеографии практически не учитывается, хотя сейчас установлена их повсеместность и частая повторяемость не только в горах, но и на территориях современных четвертичных ледниковых покровов [Гросвальд, 1999; Захаров, 1994]. Именно поэтому весьма примечательны известные радиоуглеродные датировки конечных морен в районе пос. Чибит [Фирсов и др., 1985].

Здесь в моренных отложениях инженерного разреза вдоль Чуйского тракта были обнаружены уже упоминавшиеся выше линзообразные прослои хорошо сохранившегося древесного угля, по которым было получено две даты: 4970 ± 90 (СОАН-439) и 4300 ± 100 лет (СОАН-440) [Фирсов и др., 1985]. Эти датировки большинством исследователей ранее не принимались в расчёт и отбрасывались, как слишком «юные», а потому – ошибочные. Однако, если иметь ввиду реальность плейстоценовых сёрджей, и, если учитывать, возможно, значительный период запаздывания реакции у большого ледника, находившегося в суперпозиции с синхронными ему гидрометеорологическими условиями, на прошлые климатические изменения (об этом – ниже), то эти датировки не представляются ложными и экзотическими, как было уже сказано ранее, а напротив, вызывают большой интерес [Рудой и др., 2000].

Палеогеографическое значение реконструкций сёрджей имеет ещё один важный аспект. Подавляющее большинство современных ледниково-подпрудных озёр, испытавших катастрофические сбросы, подпруживаются пульсирующими ледниками³. Каждому очередному заполнению межгорных впа-

³ Известный пример-исключение – ледниково-подпрудное озеро Мерцбахера на Тянь-Шане, механизм подпруживания которого определяется необычной морфологией ледниковых долин. Здесь возникает вопрос: могло ли современное исключение быть правилом в ледниковые эпохи? Если все четвертичные ледниково-подпрудные озёра переживали лишь один, катастрофический, сценарий сбросов

дин талыми водами предшествовала очередная подвижка подпруживавшего ледника так, как это было показано на примере Абдукагорского ледниково-подпрудного озера в Горном Бадахшане [Рудой и др., 2000]. Если сёрджей не происходило, то озера не возникало, т.е. не было его прорыва, как, разумеется, не было и дилювиальных потоков.

Только в пределах Горного Алтая в последнюю ледниковую эпоху существовало несколько десятков крупных (площадью свыше 100 км² каждое) и тысячи небольших ледниково-подпрудных озёр, которые занимали межгорные впадины и речные долины различных морфологических типов, расположенные почти равномерно по всей территории горной страны. Это означает, что пульсирующие ледники, которые подпруживали эти озёра, были равным образом характерны для всех высотно-климатических зон Алтая (по крайней мере – в позднеледниковое время, т.е. позднее 16–18 тыс. лет назад). Это же означает, что четвертичные и голоценовые сёрджи в горах были не исключением, а правилом, и поэтому ожидать в ледниковых долинах какого-то определённого количества конечных морен единого стадийного ранга – бессмысленно.

Ещё более бессмысленными такие подсчёты выглядят в свете первого постулата дилювиальной теории, который говорит о том, что многократные дилювиальные потоки-фладстримы, которые продуцируются при сбросах ледниково-подпрудных озёр (обязанных своим образованием сёрджам), полностью или частично уничтожают следы самих ледников,

воды (первый постулат теории дилювиального морфолитогенеза), и если механизм подпруживания межгорных котловин был тоже лишь единственным – посредством сёрджей (второй постулат дилювиальной теории), то тогда известные методы геоморфологии, палеогеографии и четвертичной геологии горных (и равнинных) территорий оказываются совершенно недостаточными для реконструкций природных событий в плейстоцене и для их прогноза. Несовершенство этих методов объясняется и определяется и сменой парадигм: от постепенного, эволюционного к скачкообразному, катастрофическому сценариям геологической истории гор.

то есть эродируют на большом протяжении при определённых условиях конечные морены в магистральных долинах стока. Процессы же дилювиальной эрозии и аккумуляции в большинстве современных палеогеографических работ пока лишь только упоминаются или декларируются [Рудой, 2005; Рудой и др., 2000, и др.].

Указанная общая тенденция к отступанию концов ледников в поздне-последледниковье, косвенно подтверждаемая в настоящей работе моделями В.П. Галахова, совсем не означает, что горные ледники испытывают в настоящее время самое большое за весь голоцен (и плейстоцен) уменьшение площади и массы. В то же время В.П. Галахов (устное сообщение) полагает, что современные климатические условия (влагообеспеченность и радиационный, главным образом – тепловой) баланс в горноледниковых бассейнах не являются достаточными для начала оледенения и достижения ледниками их настоящих размеров и положения. Иными словами, современные ледники не соответствуют современным климатическим условиям.

С другой стороны, для того, чтобы горные ледники сократились, например, от «аккемской стадии» (по алтайской шкале) до их современного положения, напротив, необходимы гораздо более высокие средние годовые и среднелетние температуры воздуха, чем сейчас, то есть необходим «тепловой удар», о необходимости которого мы говорили выше. Вообще, конкретные гидрометеорологические условия будут вызывать различный эффект у ледников, находящихся в фазе устойчивого наступания, и у деградирующих ледников.

Сказанное означает, что палеогляциологические исследования, базирующиеся исключительно на принципе соответствия современных ледников современному климату, не могут быть корректными. Это следует и из работ М.В. Тронова, который писал, что эволюция оледенения в общем случае не может считаться процессом, подчинённым климату, хотя все-

гда связана с его изменениями [Тронов, 1972, и др.]. Подчинённость климату есть лишь частная, хотя и обычная характеристика ледникового процесса.

Из этих двух замечаний, высказанных в данном разделе, вытекает и третье.

Сведения о перемещениях концов ледников, полученные независимыми (инструментальными, геоморфологическими, ботаническими и другими) методами показывают, что периоды их стабилизации, наступания или отступления не совпадают по времени с текущими климатическими событиями, отличаются от последних по продолжительности и масштабам, и не всегда с ними коррелируются: некоторые ледники наступают в периоды потеплений и отступают в холодные интервалы [Голубев, 1997]. Не редкость наличие в одном и том же горно-ледниковом бассейне одновременно и отступающих и наступающих ледников.

В начале 1960-х годов В.М. Котляков проанализировал значение различных географических факторов в динамике ледников и сделал вывод об инерции реакции оледенения на изменения климата. В.М. Котляков установил зависимость запаздывания колебаний поверхности и концов ледников, и запаздывания реакции фронта последних в ответ на вызывавшие их климатические события. Эти запаздывания зависят от размеров ледника, его высотного и широтного положения, а синхронность оледенения и климата прослеживается только лишь в геологическом масштабе времени. Для синхронизации кратковременных колебаний ледников разных горных стран с современными изменениями климата нет достаточных оснований, а в пределах, по крайней мере, 30 лет надёжной связи между изменениями баланса массы ледников и динамикой их фронтов не наблюдается [Котляков, 1964].

Представления о запаздывании реакции ледников на климатические изменения, либо о её синхронности, пишет В.Н. Голубев [1997], становятся совместимыми, если принять по-

ложение о продолжительном воздействии климатического события на динамику ледника, а реакцию гляциальной системы подразделить на синхронную составляющую, по продолжительности и интенсивности совпадающую с масштабами события, и эпихронную, реализующуюся в период, пока образовавшийся во время события лёд остаётся составной частью системы. Под климатическим событием понимается значимое по сравнению со средними величинами изменение характеристик климатической системы в течение длительного промежутка времени, достаточного для изменения средних многолетних значений этих характеристик.

Синхронная реакция, по В.Н. Голубеву, это одновременные с климатическим событием изменения аккумуляции и абляции, и связанные с ними изменения снеговой линии, баланса массы ледника, его температурного режима и условий льдообразования. Эпихронное воздействие климатического события может меняться последующими климатическими изменениями, в первую очередь – за счет изменения интенсивности абляции, а реакция фронта ледника – это результат суперпозиции климатических условий, существовавших во время события и отделенных от него на величину, равную периоду запаздывания или времени релаксации.

Наступание или отступление ледника будут наибольшими, если синхронное воздействие текущего климатического события наложится на эпихронное воздействие климатического события, аналогичного современному, но отдалённого от него на величину периода запаздывания. Если же будет иметь место совпадение (суперпозиция) событий различного знака, то можно ожидать замедления наступания, деградации или стабилизации его фронта в зависимости от соотношения масштаба совпавших климатических событий. Так, по данным М. Эллена и Е. Хэррен ([1993], цит. по Голубеву [1997]), до 40% ледников Швейцарских Альп отступает в периоды похолодания и не менее 10 % наступает во время потепления. В по-

следнее десятилетие наступание более чем половины ледников совпадает здесь с периодом интенсивного потепления.

«Различие времён релаксации предполагает, что периоды наступания ледников и формирования моренных гряд могут быть не синхронизированы даже для одного горного региона и не обязательно должны совпадать с волной похолодания. Поэтому в окрестностях крупных ледников и ледниковых покровов при их колебаниях будут происходить изменения термического режима, которые могут отличаться от глобальных изменений условий климата. Миграция зон растительности в таких случаях отражает лишь отступление или наступание ледников. Разброс датировок стадияльных морен радиоуглеродным, лихенометрическим и дендрохронологическим методами отчасти можно объяснить неодновременностью и разномасштабностью колебаний ледников, что в свою очередь обусловлено суперпозицией разных климатических событий» [Голубев, 1997, с. 6].

Почти 50-летней давности вывод В.М. Котлякова [1964] о прямой зависимости времени релаксации и периода запаздывания реакции ледников от их размеров получил подтверждение и развитие в дальнейших исследованиях российских и зарубежных гляциологов.

В настоящее время динамика горного оледенения определяется суперпозицией современного потепления и эпихронного воздействия климатических событий малого ледникового периода. При этом фронты наиболее крупных и медленно движущихся ледников со временем релаксации около 500 лет находятся под эпихронным воздействием потепления XVI века и отступают. Концы средних по размеру ледников, имеющих время релаксации около 400 лет, находятся под воздействием похолодания XVII века и наступают или находятся в стационарном режиме. Небольшие ледники со временем релаксации до 200 лет, наступавшие в XIX веке, при суперпозиции похолоданий XVII и XIX веков, сейчас также отступают

вследствие суперпозиции событий одного знака: современного потепления и потепления XVIII века. Наконец, малые ледники со временем релаксации порядка 100 лет наступают или находятся в стационарном состоянии, но в последующем, при сохраняющейся тенденции климатических изменений, должны отступать. Если же, предполагает В.Н. Голубев, периодичность в 180–200 лет сохранится, то в XXI веке можно ожидать похолодания климата, которое, правда, может быть сглажено за счет антропогенного влияния. В этом случае ледники со временем релаксации 300–400 и 150–200 лет должны будут активно продвигаться вперед.

Другими словами, как указывает А.Н. Рудой [Рудой и др, 2000], различные элементы ландшафта с различной скоростью реагируют на кратковременные и продолжительные изменения климата. Перигляциальная растительность и некоторые виды лишайников практически синхронно с дегляциацией осваивают освобождающиеся ото льда территории вслед за деградирующим ледником. Понимая этот процесс, нужно понимать также и то, что, **датируя различными способами древние конечные морены, исследователь датирует не климатические события, которым соответствует фронт ледников, оставивших эти морены, а лишь сами морены и моренные отложения.** Ошибка будет равна времени релаксации конкретного, восстановленного по моренам, ледника, и эта ошибка будет тем больше, чем большие размеры имел ледник. Для ледниковых комплексов, подобных позднеюрмскому оледенению Алтая в максимальные и постмаксимальные этапы развития, эта ошибка может составлять интервалы порядка тысячелетий.

*4.6. Упрощенная модель расчета
планового положения ледника
в Абайской котловине
на максимум последнего оледенения*

В своих работах М.В. Тронов [1966, 1972 и др.] неоднократно писал, что без балансовых реконструкций палеогляциологические реконструкции невозможны. В 2001 г. вышла в свет монография В.П. Галахова «Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае)». В.П. Галахов, применяя разработанный им метод имитационного моделирования баланса современных горных ледников Алтая, попытался рассмотреть баланс ледников максимума последнего позднеплейстоценового оледенения и их деградации по шести ледниковым долинам: Актуру, Аккем, Мульта, верховья Катунь, Чаган-Узун, Машей.

Естественно, что столь детальное моделирование применимо не ко всякой ледниковой долине. Для этого необходимы достаточно подробные метеорологические, снегомерные и гляциологические работы в этой ледниковой долине, или, как минимум, – подтверждение аналогичности полученных зависимостей в долине-аналоге. На основе подробного моделирования баланса горных ледников В.П. Галаховым разработана, в частности, упрощённая схема расчёта планового положения горных ледников на максимум последнего оледенения.

Алгоритм этого расчёта следующий [Галахов, 2001; Галахов, Русанов, 2008].

По карте современной абляции–аккумуляции (рис. 4.8) на рассчитываемом участке определяется величина снегонакопления на высоте современной фирновой границы.

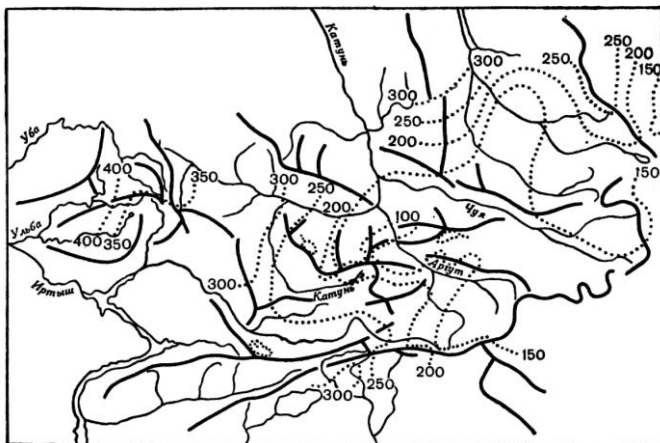


Рис. 4.8. Поле аккумуляции (г/см^2) на высоте границы питания ледников в ледниковой системе Алтая [Кренке, 1982]

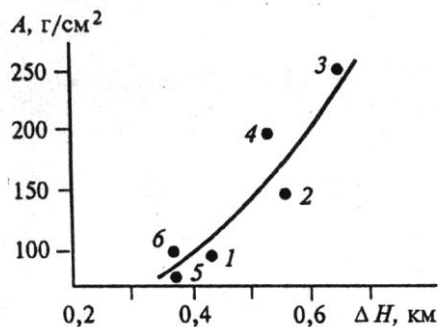


Рис. 4.9. Зависимость депрессии снеговой границы (ΔH) в позднем плейстоцене (18 тыс. лет назад) от величины современной абляции-аккумуляции (A) [Галахов, Руденко, 1993]. Бассейны: 1 – Актру, 2 – Аккем, 3 – Мульты, 4 – Катунь, 5 – Чаган-Узун, 6 – Машей [Галахов, 2001]

Эта величина характеризует снежность (или косвенно энергию оледенения) данного района. По этой величине находится депрессия снеговой границы (рис. 4.9) и ледниковый коэффициент (рис. 4.10) – отношение площади фирнового бассейна к площади языка ледника [Гляциологический словарь, 1984].

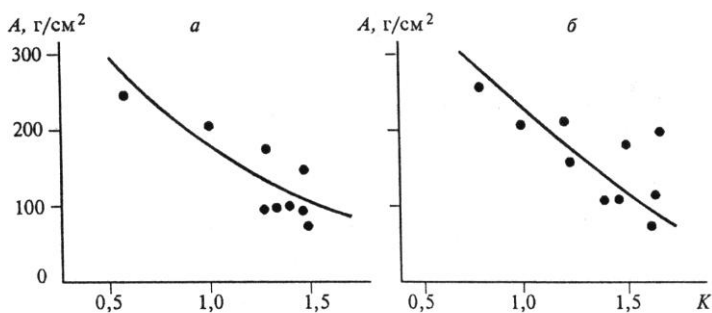


Рис. 4.10. Зависимость отношения площади фирнового бассейна к площади языка ледника (K) от величины современной абляции-аккумуляции (A) [Галахов, Руденко, 1993],
а – 18 тыс. лет назад, **б** – современное время [Галахов, 2001]

Зная современную высоту региональной фирновой границы (определяется по крупным ледникам) и её депрессию, можно найти площадь фирнового бассейна палеоледника. Ниже, на рис. 4.11 приводится положение современной фирновой границы, определённое как по крупным ледникам (региональная фирновая граница), так и по мелкому дисперсному оледенению (локальная фирновая граница).

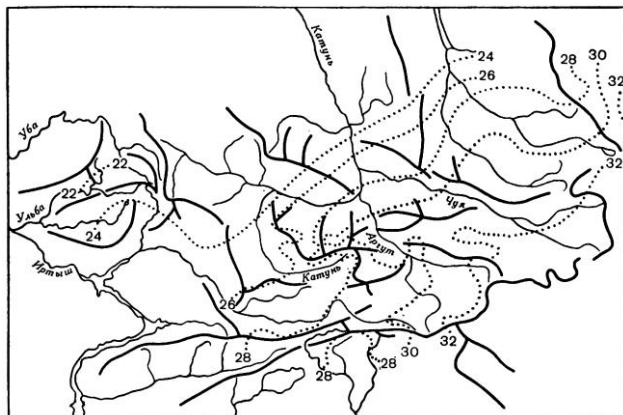


Рис. 4.11. Поле высоты (сотни метров) границы питания ледниковой системы Алтая [Кренке, 1982]

Далее, зная площадь фирнового бассейна и ледниковый коэффициент можно найти площадь языка палеоледника на рассчитываемый период.

При плановом построении палеоледников периода последнего оледенения необходимо учитывать следующее.

Первое – толщину палеоледников необходимо принимать не менее 250 м для крупных ледников и не менее 150 м для районов с современным дисперсным оледенением. Поскольку современные карты отражают современный рельеф, плановое положение фирновой границы последнего оледенения необходимо «опустить» на толщину палеоледников в современной картине рельефа.

Второе – для районов с дисперсным и малым оледенением величину депрессии фирновой границы, полученную по рис. 4.8, необходимо уменьшить на 150 м. Хотя некоторые исследователи [Messerli, 1967], рекомендуют уменьшать её на 25–30 % для районов с локальной снеговой границей по сравнению с региональной.

Третье – на склонах южной экспозиции, и тяготеющих к южному румбу, депрессию фирновой границы необходимо ещё раз уменьшить на 150 м.

Естественно, что отрисовка фирнового бассейна и языка палеоледника должна проводиться с учетом рельефа долины и принятой толщины ледника.

Наиболее резкую критику в данной схеме моделирования В.П. Галахова вызывает различная величина депрессии фирновой границы в одной горной стране и даже в одном горном хребте [Окишев, 2002, 2003]. Однако ещё в 1965 г. Л.Н. Ивановский писал следующее: «Подобное различие депрессии снеговой линии в разных климатических условиях не является для науки новым. У нас первым на это особое внимание обратил К.К. Марков (1937), который считает, что недоучёт местных условий приводит к серьезным ошибкам при реставрации ледников прошлого. В настоящее время весьма интересные сравнения по величинам депрессии снеговой линии для разных горных хребтов Европы и Азии сделал Н.М. Сватков (1962). В приведённых им цифрах, взятых из иностранных и советских работ, ясно видно возрастание депрессии снеговой линии в морском климате и уменьшение её при нарастании континентальности климата» (с. 63).

В последние годы установлено, что высота снеговой линии даже в пределах одного хребта и его макросклона в силу разных причин непостоянна, что в зависимости от метеоусловий летнего периода высота снеговой линии в пределах одного хребта может измениться на 400 м [Баков, 1996 и др.].

Очевидно, что величина современной абляции–аккумуляции на высоте фирновой линии характеризует именно континентальность климата. Что касается различного соотношения ледникового коэффициента, который также зависит от степени континентальности, то попробуем представить два совершенно одинаковых фирновых бассейна (абсолютная высота, площадь, экспозиция), но с различной величиной сне-

гонакопления на этих ледниках. Например, в первом случае это 250 г/см^2 , а во втором – 100 г/см^2 . Не надо быть крупным специалистом в области современных балансов ледников, чтобы понять, что площади языков этих двух ледников будут весьма различны: чем больше величина снегонакопления, тем больше должна быть площадь языка ледника и, соответственно, меньше ледниковый коэффициент.

В качестве ледниковой долины для подробного анализа применимости метода расчёта планового положения ледников в бассейне верхнего течения реки Коксы в период максимума последнего оледенения обратимся к долине реки Абай (Абайская котловина) [Галахов, Русанов, 2008].

В соответствии с рис. 4.8 абляция–аккумуляция на высоте современной фирновой границы в бассейне равна 350 г/см^2 . Тогда, депрессия фирновой границы на максимум последнего оледенения, в соответствии с рис. 4.9, будет равна 750 м. Высоту современной фирновой границы, в соответствии с рис. 4.11, в бассейне реки Абай можно принять равной 2200 м. Поскольку в районе исследований в настоящее время наблюдается малое и дисперсное оледенение, депрессию фирновой границы необходимо уменьшить, в соответствии с рекомендацией [Messerli, 1967], на 30 % (220 м).

Таким образом, на склонах, тяготеющих к северной экспозиции, высота фирновой границы на максимум последнего оледенения должна была находиться на абсолютной высоте 1670 м.

Если принять толщины древних ледников в 150 м, то для нанесения на современные карты планового положения фирнового бассейна и подсчёта его площади, древний фирновый бассейн мы должны выделять по водораздельной линии, а непосредственно в самой долине провести эти границы по горизонтали 1520 м.

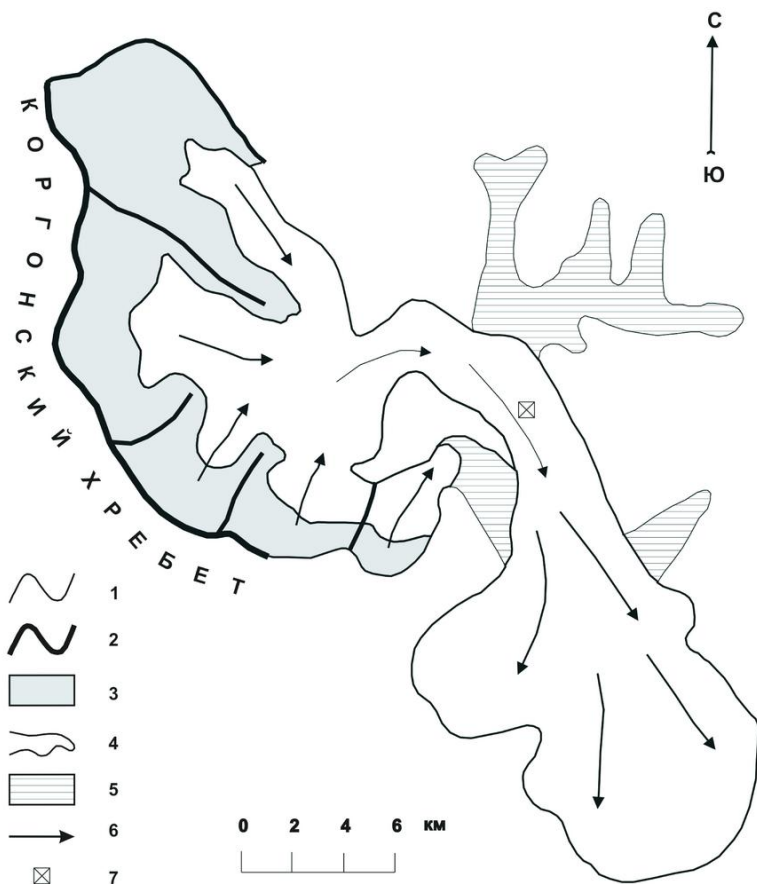


Рис. 4.12. Схема планового положения палеоледников в бассейне реки Абай в максимум последнего оледенения, рассчитанная по упрощённой схеме моделирования [составил В.П. Галахов].

Условные обозначения: 1 – фирновая граница, 2 – хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны палеоледников, 4 - языки палеоледников, 5 –ледниково-подпрудные озера, 6 – направление движения льда, 7 – место отбора пробы в донной морене 14С - датирование

На склонах, тяготеющих к южной экспозиции, высота 1520 м должна быть увеличена на 150 м. Примем, что и язык ледника имел среднюю толщину 150 м. В соответствии с современным рельефом на карте мы можем провести боковые границы древнего ледника, начиная от фирнового бассейна вниз по долине. В соответствии с современной абляцией–аккумуляцией ледниковый коэффициент (отношение площади фирнового бассейна к площади языка ледника) можно принять равным 0,4 (см. рис. 4.10а). Обобщим выполненные расчёты (рис. 4.12).

Результаты расчётов по упрощённой модели показывают, что в долине реки Абай во время максимума последнего оледенения должен был существовать ледник площадью около 246 км² (табл. 1).

Таблица 1

Площади фирновых бассейнов и языков ледников в бассейне реки Абай на максимум последнего оледенения
(составил В.П. Галахов)

Бассейн реки	Площадь фирнового бассейна, км ²	Площадь языка ледника, км ²
Абай	70	176
Юшта	2	6

Язык этого Абайского ледника должен был оканчиваться в районе села Абай на абсолютной высоте 1050 м, то есть занимать почти всю долину реки Абай. Однако в момент формирования палеоледника и при его деградации в Абайской котловине должно было существовать ледниково-подпрудное озеро с глубиной у ледниковой плотины минимум 150 м.

Общеизвестно [Дайсон, 1966 и др.], что в аквальных условиях языки ледников разрушаются примерно в четыре раза

интенсивнее, чем, если бы они таяли на суше. Таким образом, язык древнего Абайского ледника должен был быть существенно меньше, по крайней мере, в пределах Абайского ледниково-подпрудного палеоозера, что и подтверждает положение основной морены в Абайской котловине на абсолютной высоте 1110 м.

4.7. Плановое положение ледников в бассейне Верхней Коксы на максимум последнего оледенения

Материалы, изложенные выше, подтвердили правомочность применения, разработанной В.П. Галаховым методики моделирования планового положения ледников на максимум последнего оледенения. Ещё раз напоминаем о необходимости помнить, что *разработанная методика даёт лишь приближённое, а не точное положение языков ледников*. Эта модель является важным, но дополнительным, а в ряде случаев – и лишь вспомогательным инструментом, «рисующим» тенденцию, которая подтверждает или отрицает авторские парадигмы.

Если сравнить, полученные расчётные характеристики для бассейна реки Абай (депрессия снеговой границы 750 м, с учётом на современную локальную снеговую границу депрессия меньше на 30 % и равна 530 м, высота снеговой границы на максимум последнего оледенения для склонов северной экспозиции без учёта толщины ледников – 1670 м), и материалы П.А. Окишева [1982] – депрессия снеговой границы 700 м, высота снеговой границы на максимум позднеплейстоценового оледенения 1600–1650 м, то, в общем, они примерно одинаковы. Правда П.А. Окишев не уточняет, что он понимает под позднеплейстоценовым оледенением в данном случае. Это максимум «первого мегастадиала», по его терминологии, или «второго», то есть поздневюрмского (сартанского)?

Для расчёта планового положения ледников бассейна Верхней Коксы примем следующее. Для левобережных притоков реки Коксы выше устья реки Абай (реки Таловка, Большой и Малый Улужай, Татарка) и для бассейна реки Ночная примем те же самые характеристики, что и для долины Абая.

Для бассейнов рек Хайдун и Карагай (см. рис. 4.8 и 4.11) высоту современной локальной фирновой границы примем равной 2300 м. Абляцию–аккумуляцию на высоте современной фирновой границы – 350 г/см². Для бассейнов рек Банная и Красноярка высоту современной локальной фирновой границы примем равной 2300 м, абляцию–аккумуляцию на высоте современной фирновой границы – 235 г/см². Для бассейнов рек Аюлу и Юстик высоту современной локальной фирновой границы примем равной 2300 м, абляцию–аккумуляцию на высоте современной фирновой границы – 310 г/см².

Материалы планового моделирования показали следующее. Ледники максимума последнего оледенения в бассейнах рек Таловка, Большой и Малый Улужай (см. рис. 4.14), Аюлу (см. рис. 4.19) не доходили до долины реки Коксы и имели свои собственные языки ледников (табл. 2).

Таблица 2

Площади фирновых бассейнов и языков ледников не доходивших до долины реки Коксы, и имевших собственные языки на максимум последнего оледенения.

(составил В.П. Галахов)

Бассейн реки	Площадь фирнового бассейна, км ²	Площадь языка ледника, км ²
Таловка	5,8	14,4
Большой Улужай	19,7	49,1
Малый Улужай	16,0	40,0
Аюлу	18,4	36,8

Ледники максимума последнего оледенения в бассейнах рек Татарка, Ночная, Хайдун, Карагай, Банная, Красноярка, Юстик выходили в долину реки Коксы (см. рис. 4.13–4.19), формируя общий язык суперледника, и не имея своих собственных языков ледников (табл. 3).

Таблица 3

Площади фирновых бассейнов и языков ледников, вышедших в долину реки Коксы, и не имевших собственных языков на максимум последнего оледенения.

(составил В.П. Галахов)

Бассейн реки	Площадь фирнового бассейна, км ²	Площадь языка ледника, км ²	Площадь языка ледника до выхода в долину Коксы, км ²
Татарка	30,7	76,8	57,4
Ночная	72,8	181,9	91,5
Хайдун	146,4	365,9	124,0
Карагай	149,0	372,3	131,5
Банная	184,2	460,3	174,2
Красноярка	80,2	200,3	142,4
Юстик	45,3	90,6	57,9

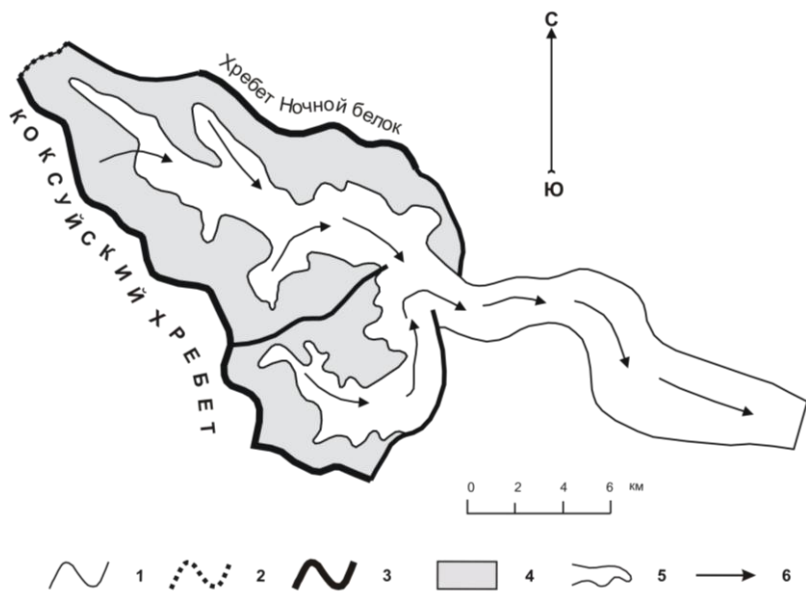


Рис. 4.13. Плановое положение ледников в бассейне реки Ночная (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В.П. Галахов] (Условные обозначения на рис. 4.14)

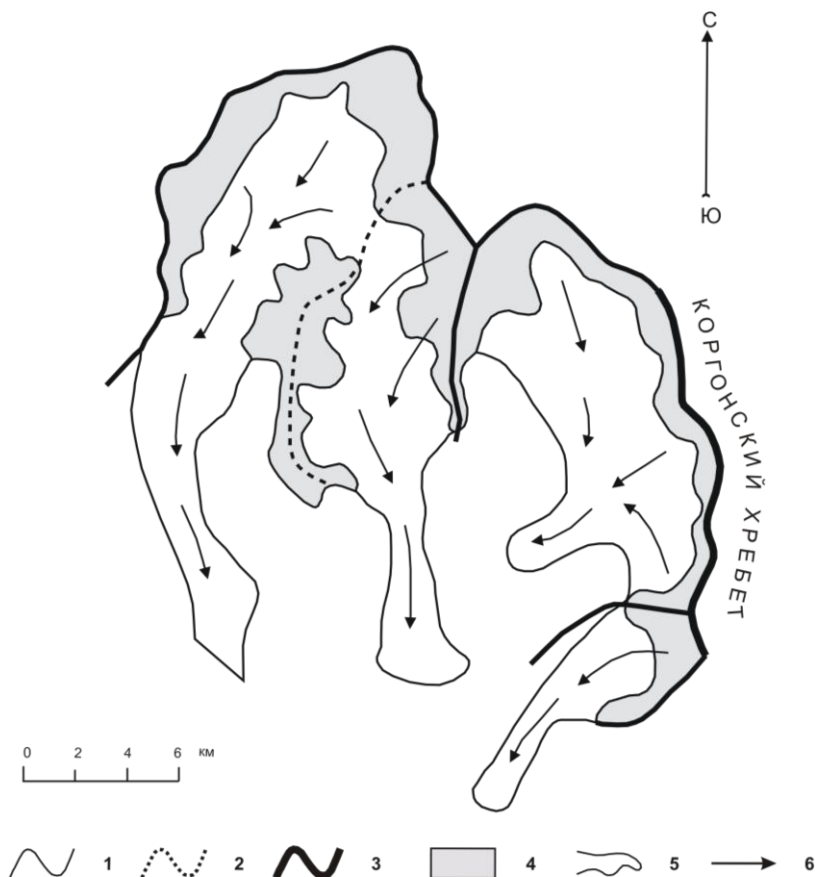


Рис. 4.14. Плановое положение ледников в бассейнах рек Таловка, Большой и Малый Улужай, и Татарка (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В.П. Галахов]:

- 1 – снеговая граница на леднике, 2 – ледоразделы,
 3 – основные хребты и их отроги, 4 – фирновые бассейны ледников,
 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

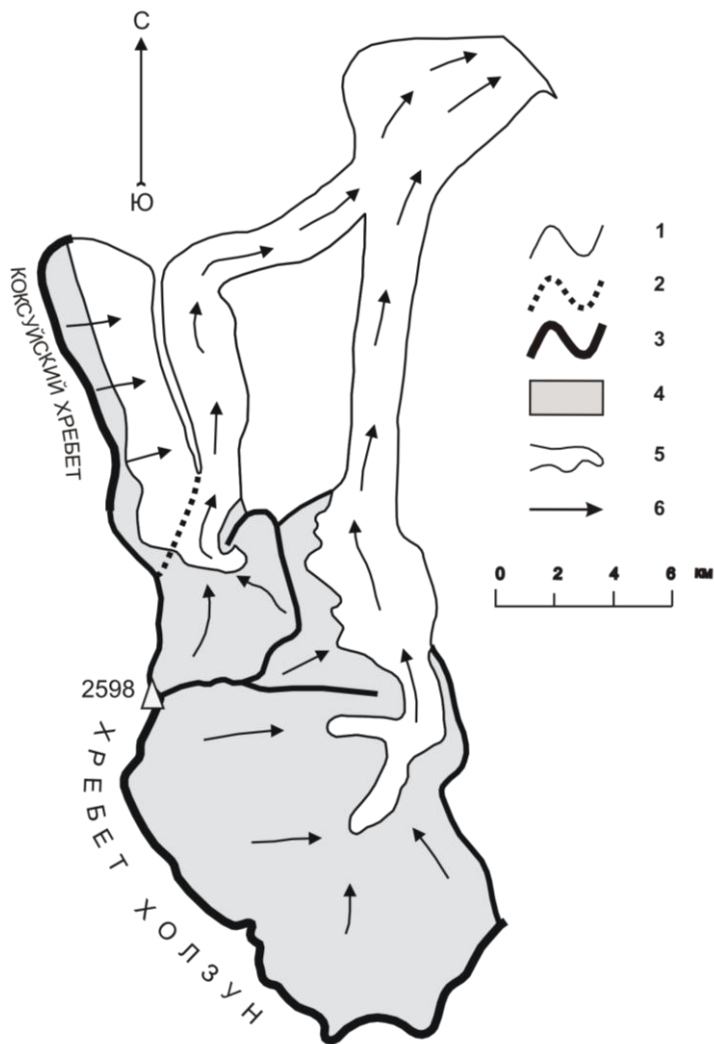


Рис. 4.15. Плановое положение ледников в бассейне реки Хайдун (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В.П. Галахов] (Условные обозначения на рис. 4.14)

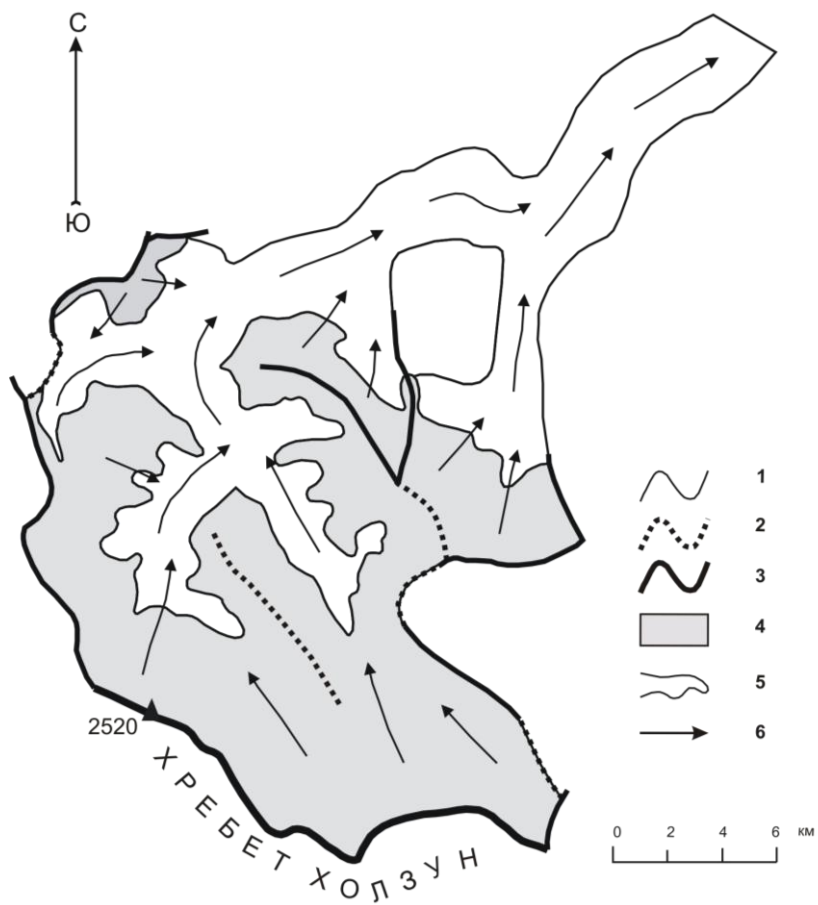


Рис. 4.16. Плановое положение ледников в бассейне реки Карагай (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В.П. Галахов]. (Условные обозначения на рис. 4.14)

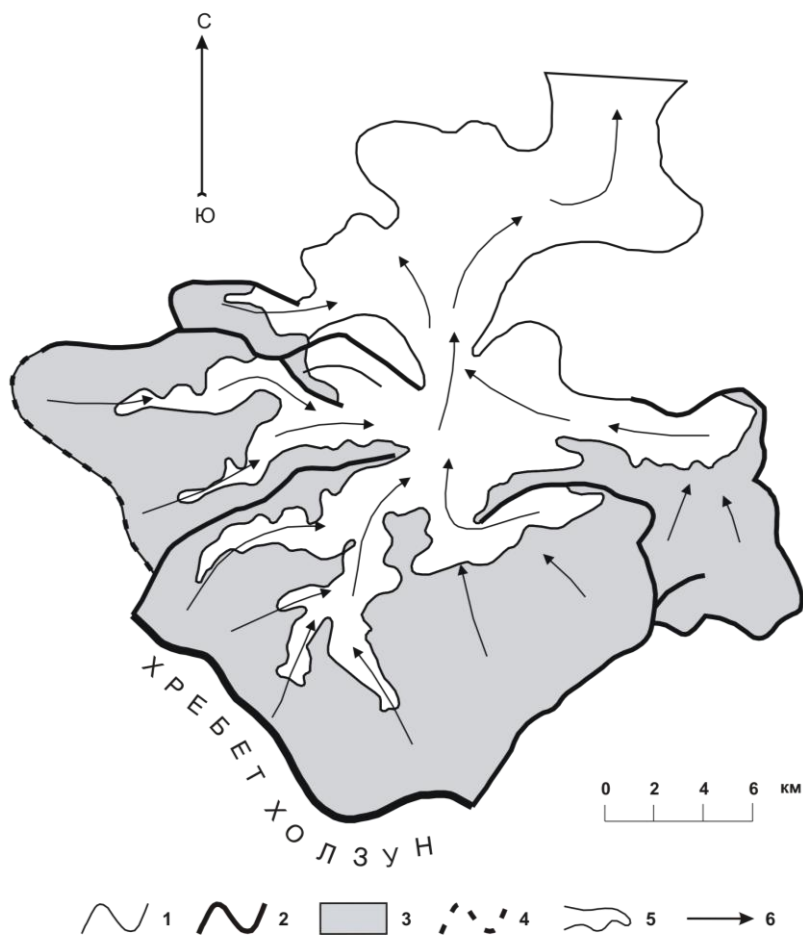


Рис. 4.17. Плановое положение ледников в бассейне реки Банная на максимум последнего оледенения (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) [составил В.П. Галахов]:
1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – ледоразделы, 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

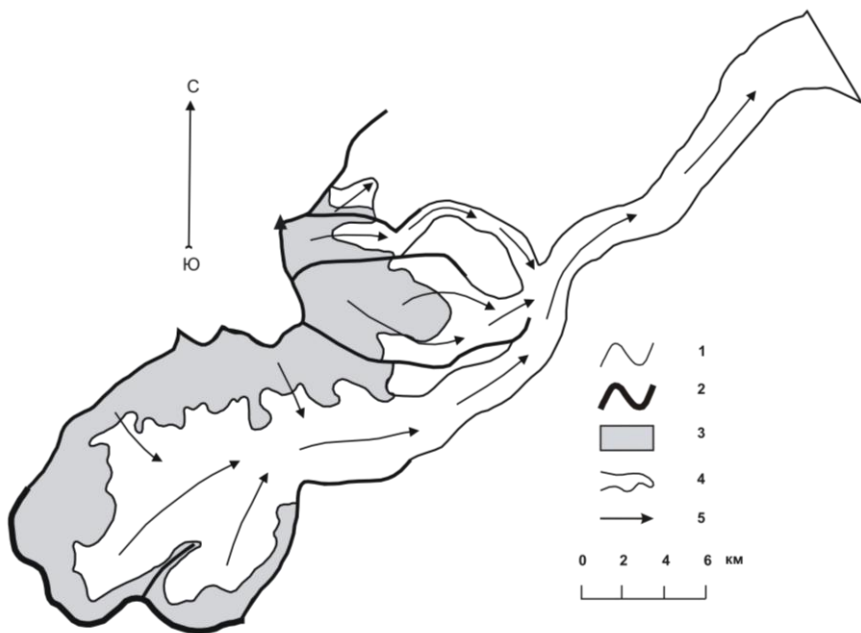


Рис. 4.18. Плановое положение ледников в бассейне реки Красноярки на максимум последнего оледенения (до выхода языка ледника в долину реки Коксы).

[составил В.П. Галахов]:

- 1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги,
3 – фирновые бассейны ледников, 4 – языки ледников,
5 – направление движения льда**

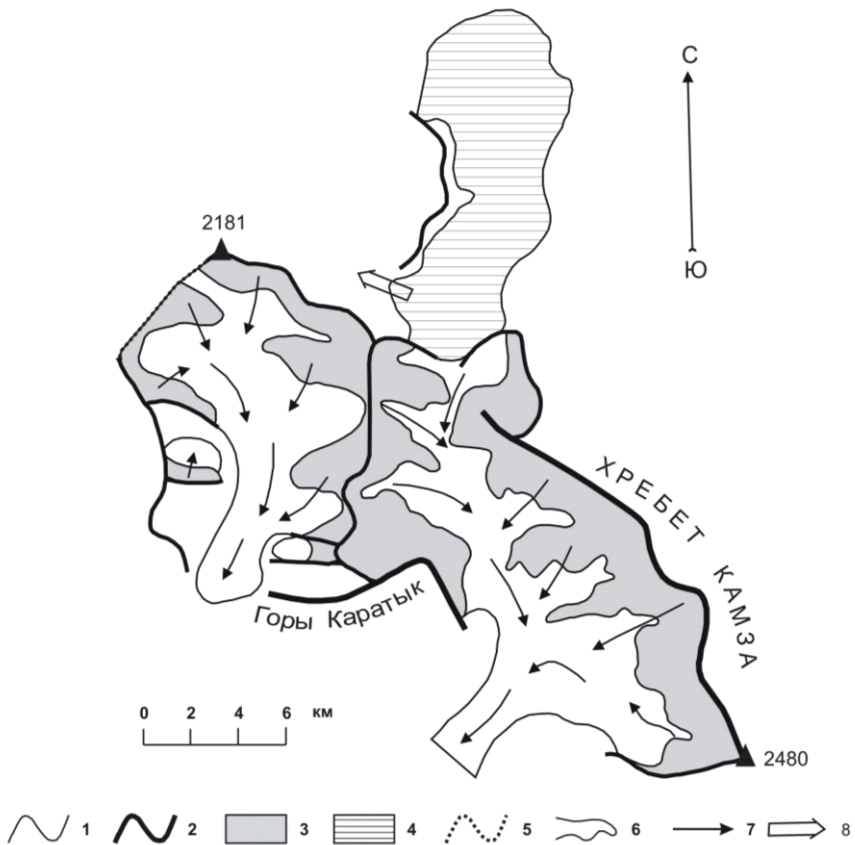


Рис. 4.19. Плановое положение ледников в бассейнах рек Аюлу и Юстик (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В.П. Галахов]:

1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – ледниково-подпрудные озера, 5 – ледоразделы, 6 – языки ледников, 7 – направление движения льда, 8 – направление сброса воды из ледниково-подпрудного озера Тюгюрюк

Таким образом, язык «суперледника» долины реки Коксы должен был быть площадью около 970 км². Язык «суперледника» долины Коксы до устья реки Банной составлял примерно 150–155 км². Собственно Абайская котловина, которая заполнялась льдом в максимум развития палеоледников, имеет площадь 200 км². От устья реки Юстик до выхода в Уймонскую котловину долина Коксы составляет около 30 км. При средней ширине долины 3 км площадь остатка палеоязыка (до выхода в Уймонскую котловину) составит около 100 км². Получается, что около 500 км² льда языка палеоледника должно было сбрасываться в Уймонскую котловину в районе села Берёзовка через низкий (200 м) водораздел (сквозную долину, заполненную мореной) междуречья Коксы и Катуня.

В целом результаты этой реконструкции почти полностью соответствуют схеме Г. Гранэ [1915] на время, выделяемого им, второго четвертичного оледенения, когда, по его мнению, ледники с хребтов Холзун, Коргонский и Теректинский спускались по долине Коксы и сливались с Катунским ледником, при этом вся Уймонская котловина заполнялась льдом. Единственное отличие в том, что Г. Гранэ ни слова не говорит о наличии ледниково-подпрудных озёр в долине Коксы, Абайской и Уймонской котловинах.

Отсутствие конечно-моренных комплексов максимального распространения ледников в рассматриваемом районе со значительной снежностью, не означает, что древнего оледенения здесь не было. В нашем случае получилось как раз наоборот. С помощью моделирования планового положения ледников установлено, что последнее оледенение в бассейне Верхней Коксы было настолько большим, что следы этих конечно-моренных комплексов, если бы они сохранились, надо было бы искать в Уймонской котловине (где их быть не может, поскольку и сама Уймонская котловина в это время была либо

ледоёмом, либо ледниково-подпрудным озером [Рудой, 2001a]).

Результаты расчёта планового положения ледников, геоморфологические особенности территории и распространение отложений ледникового комплекса, позволяют утверждать, что в максимум последнего оледенения Абайская котловина представляла собой типичный ледоём, который мы выделяем здесь впервые.

В научный обиход понятие и термин «ледоём», по материалам своих исследований на Алтае, впервые ввёл В.П. Нехорошев, который главным аргументом реальности существования четвертичных ледоёмов считал наличие ледниковых и флювиогляциальных отложений и рельефа на днищах межгорных впадин [Нехорошев, 1930].

Позднее Е.В. Девяткин с соавторами [1963] выделили основные диагностические признаки, характерные для ледоёмов Горного Алтая во время максимального развития оледенения:

- 1) наличие питающих центров в окружающих котловину хребтах с большим количеством ледниковозакрационных форм;
- 2) широкое развитие основной морены, выстилающей всё днище котловины и представленной валунными суглинками и супесями. Преобладающий в морене материал вынесен из окружающих хребтов;
- 3) обилие флювиогляциальных внутриледниковых образований – озов, камов, камовых террас, создающих специфический рельеф и свидетельствующих о широком развитии «мёртвых» льдов в период деградации ледников;
- 4) наличие в наиболее пониженных участках котловины горизонтальнослоистых озёрноледниковых отложений;
- 5) широкое развитие ледниковых озёр разных размеров и ориентировки;
- б) многочисленные следы ледникового сглаживания;

7) наличие в краевых частях ледоёма маргинальных каналов, свидетельствующих об обилии талых ледниковых вод во время деградации ледников.

Из сказанного вытекает, что ледоёмами можно называть только такие внутригорные котловины, в которых имеется комплекс ледниковых и флювиогляциальных образований, свидетельствующий о заполнении котловин массами льда, дававшими начало отдельным долинным ледникам» (с. 72–73).

Четыре (первый, второй, четвёртый и шестой) из этих семи основных признаков весьма типичны и для Абайской котловины. Правда, ледниковых озёр здесь в настоящее время нет, а маргинальные каналы, озы, камы и камовые террасы также пока не установлены, но зато имеются мощные флювиогляциальные зандры. Однако главным признаком ледоёма Е.В. Десяткин и др. [1963] всё-таки считают наличие основной морены в котловине. Именно такая морена и выявлена в Абайской котловине нашими детальными геолого-съёмочными работами последних лет.

Мы отдаём себе отчёт в том, что не все следы оледенения, выделяемые геологическими и геоморфологическими методами, бесспорны. Некоторые из них могут только имитировать ледниковые формы и толщи, будучи по сути своей неледниковыми [Гросвальд, 2009]. Однако Дж. Чарльзворт ещё в 1957 г. писал, что, «если перед вами не отдельные объекты, похожие на ледниковые, а их *ансамбли*, если вы имеете дело с *комплексами парагенетически связанных форм и образований*, то вопрос об их генезисе можно считать решённым, они – ледниковые» [цит. по: Гросвальд, 2009, с. 18].

Глава 5. **ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ АБАЙСКО-КОКСИНСКОЕ** **ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНОЕ ОЗЕРО**

В соответствии с некоторыми из рассмотренных выше палеогляциологических схем, бассейн Абайской котловины никогда не подвергался оледенению, а, следовательно, здесь не было и ледниково-подпрудного озера [Богачкин, 1981; Окишев, 1982]. Отсутствует оледенение в долине верхней Коксы и в бассейне Абайской котловины и на схеме О.А. Раковец и Г.А. Шмидт [1963], тем не менее, на ней показано крупное озеро, которое занимало Абайскую котловину, долину Коксы до устья реки Карагай и низовье долины последней. Точно такое же ледниково-подпрудное озеро, существовавшее здесь в позднем плейстоцене, показано и на палеогляциогидрологической схеме А.Н. Рудого [1995а]. В соответствии со схемой Б.А. Борисова [1984; Решения..., 1983] бассейны верхнего течения реки Коксы и Абайской котловины в среднем плейстоцене подвергались покровному оледенению, однако ледниково-подпрудного озера здесь никогда не было.

На схемах В.В. Бутвиловского [1993; Бутвиловский, Претхель, 2000] в позднем плейстоцене огромное единое ледниково-подпрудное озеро занимало Уймонскую и Абайскую котловины, и всю долину реки Коксы с низовьями долин притоков до абсолютной высоты 1390 м. По данным Л.В. и И.Л. Байлагасовых [2008], максимальный уровень этого озера в Абайской котловине и долине Коксы прослеживается до абсолютных отметок 1270–1280 м в районе сёл Амур, Банное, Соузар, Карагай и Сугаш.

В соответствии с фактическим материалом, изложенным выше, и выполненными реконструкциями по упрощённой модели расчёта планового положения ледников на максимум последнего оледенения, долина реки Коксы и Абайская котловина заполнялись льдом, и значит, озёр в них не должно было бы быть. Подтверждением этого тезиса, по мнению В.П. Галахова (устное сообщение), является то, что ни озёрных террас, ни других морфологических признаков озёрной деятельности здесь, в отличие от Курайской и Чуйской котловин

Горного Алтая, не обнаружено. «Очевидно, что горнотаёжная местность Абайской впадины, отрогов Холзунского, Катунского и Теректинского хребтов неблагоприятна для сохранения прибойных уровней, тем более, что на значительной своей части она неблагоприятна и для их образования [Бутвиловский, Прехтель, 2000, с. 40].

Принимая во внимание, что в аквальных условиях, как уже отмечалось выше, лёд разрушается в 4 раза быстрее, чем на суше [Дайсон, 1966], попытаемся показать возможность существования ледниково-подпрудного озера в максимум последнего оледенения и на этапе его деградации в Абайской котловине и долине верхнего течения реки Коксы.

5.1. Абайско-Коксинское озеро в максимум последнего оледенения

Рассмотрим вероятное разрушение языка Абайского палеоледника, размеры которого приведены в табл. 1.

В соответствии с расчётами, выполненными В.П. Галаховым, даже при абсолютной высоте зеркала Абайского палеоозера в 1150 м (глубина у ледниковой плотины минимум 150 м) примерно 120 км² языка ледника должно было быть погружено в озеро. При его разрушении волноприбойными процессами и термозрозией он должен был быть не 176, а 86 км² ($56 + 120/4 = 86$). В этом случае язык Абайского палеоледника должен был бы оканчиваться в районе устья речки Талда. Основная морена максимума этого оледенения закартирована нами в Абайской котловине в 2 км выше устья этой речки [Федак и др., 2008].

Кроме Абайского палеоледника, в озеро должен был наблюдаться сброс льда с языка палеоледника бассейна верхнего течения реки Коксы, исключая бассейн реки Красноярки, устье долины которой находится значительно ниже Абайской котловины. Расчёты планового моделирования языка Коксинского ледника от устья реки Банной показывают, что площадь

его должна составлять около 800 км². Площадь же всей Абайской котловины составляет около 200 км², то есть, как раз ту величину, которая должна остаться при разрушении языка этого «суперледника» в аквальных условиях.

Таким образом, согласно этим расчётам получается, что, скорее всего, в максимум распространения ледников Абайская котловина полностью заполнялась льдом, то есть была ледоёмом, и палеоозера в ней не должно было быть. В это время могли существовать лишь небольшие приледниковые озёра в низовьях долин рек Юшта, Сугаш и Талда (см. рис. 4.12).

Однако, по нашему мнению, для рассматриваемой территории всё усугубляется ещё и возможностью существования в Абайской котловине и долине верхней Коксы в период максимума последнего оледенения, наледных ледоёмов [Рудой, 1990; Rudoy, 1998].

На начальном этапе оледенения ледники, спускавшиеся с Теректинского хребта по долинам рек Юстик и Тюгурюк, и с хребта Холзун по долине реки Красноярка, блокировали узкую долину Коксы мощной толщей льда ниже Абайской котловины. Выше этой подпруды в долине Коксы до устья Банной, и в нижней части Абайской котловины, возможно, до села Абай или даже до устья речки Талда должно было возникнуть ледниково-подпрудное озеро. Верхнюю часть этой котловины и долину Коксы занимали мощные ледники.

При максимально возможной депрессии снеговой линии в 1300 м (максимум среднеплейстоценового оледенения [Окишев, 1987]) или 1200 м (максимум последнего оледенения [Рудой, 1995a]), в любом случае долина Коксы и Абайская котловина в пределах этого ледниково-подпрудного озера, даже без учёта его глубины, были бы вовлечены в зону питания ледников.

В результате здесь должны были возникнуть «сложные образования, состоящие из первоначально мощной линзы талых

вод, бронированной озёрными, наледными, глетчерными льдами и снежно-фирновой толщей» [Рудой, 1990, с. 50], которые можно рассматривать как ледоёмы особого, наледного, типа. В климатических условиях максимума ледниковых эпох, замёрзшие озёра тысячелетиями могли не вскрываться ото льда, и на их поверхности, вероятно, могли формироваться самостоятельные очаги оледенения [Рудой, 1990]. Позднее А.Н. Рудой основательно разработал свою концепцию формирования ледоёмов разного типа и «пойманных озёр» [Рудой, 2001а, 2005]. Эти работы полностью подтверждают наши новые реконструкции. Наглядно механизм образования «пойманных озёр» и наледных ледоёмов на примере Чуйской и Курайской котловин Горного Алтая демонстрирует рис. 5.1.

При дальнейшем понижении границы питания ниже уреза озёр вода в них может сохраняться очень долго, как за счёт тепла, накопленного ранее, так и за счёт тепла, поступающего из недр. По мере же образования и накопления на поверхности замёрзших озёр снежно-фирновой толщи и её диагенеза озёра окажутся вне пределов влияния сезонных колебаний температуры воздуха, то есть превратятся в водяные линзы [Рудой, 1995а]. В результате котловинные ледниково-подпрудные озёра превращались в замкнутые бассейны, подобные подлёдному озеру Восток в Центральной Антарктиде, расположенному под 3–4-километровой толщей льда.

Таким образом, в максимум последнего оледенения ледниково-подпрудное озеро в нижней части Абайской котловины консервировало её выровненное днище, предохраняя от деформаций эрозионными процессами, и главное от заполнения ледником. Видимо, поэтому здесь ниже устья речки Талда и нет моренных образований максимума оледенения. Не потому, что это оледенение не было достаточно мощным (в предыдущих разделах показано, что оно как раз было очень мощным). Скорее всего, потому, что к моменту потенциального заполнения всей долины Коксы и Абайской котловины

ледниками горного обрамления, они уже могли быть вовлечены в зону питания, то есть превратиться в «наледный» ледоём.

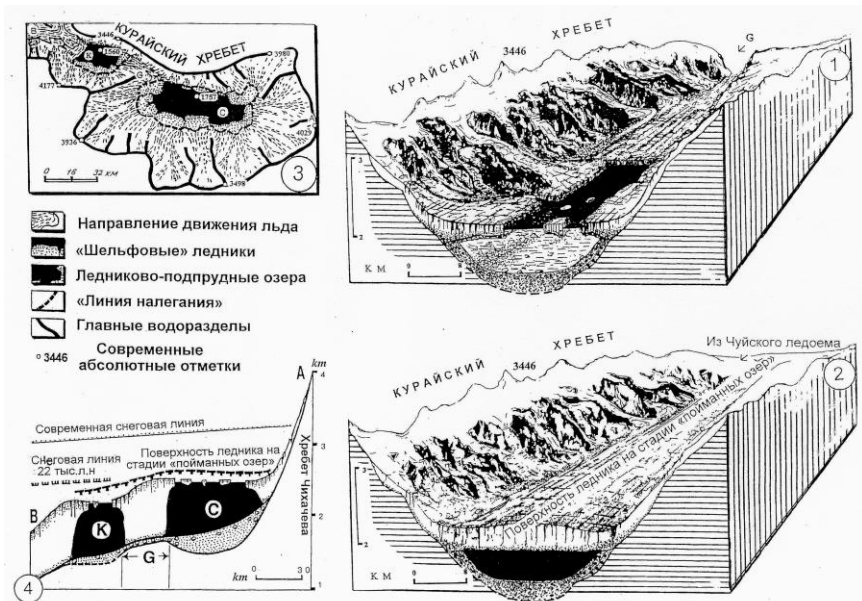


Рис. 5.1. Этапы формирования «пойманных озёр» и наледных ледоёмов в межгорных котловинах Алтая (составил А.Н. Рудой):
К – Курайское и **С** – Чуйское ледниково-подпрудные озёра;
Г – ущелье р. Чуи между Чуйской и Курайской котловинами;
1 – трансгрессии ледниково-подпрудных озёр в межгорных котловинах были синхронны наступанию ледников. В максимум трансгрессии горные ледники достигали уровня озёр в котловинах и всплывали; **2** – соединившиеся на плаву «шельфовые» ледники полностью бронировали поверхность ледниково-подпрудных озёр, которые трансформировались в «пойманные озёра». Дальнейшее понижение снеговой линии приводило к тому, что в межгорных котловинах возникали самостоятельные ледниковые центры, состоящие из линзы озёрных вод, перекрытой ледниковыми, озёрными и наледными льдами, и снежно-фирновой толщей; **3** – схема позиции (1) в плане; **4** – профиль по линии А–В через Чуйскую и Курайскую котловины (см. рис. 5.1.3)

Однако есть и третья точка зрения на развитие ледников и ледниково-подпрудных озёр в максимум последнего оледенения в бассейне реки Коксы.

Для её характеристики приведем обширную цитату из работы В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [2000]: «в свой максимум оледенение района представляло собой несколько небольших высокогорных ледниково-фирновых покровов-куполов с радиальным растеканием льда, по периферии переходящих в горно-долинные ледники (выводные лопасти), ограниченные огромным периодически замерзавшим подпрудным озером Рериха и малыми подпрудными водоёмами, и обрамлённые среднегорным «эмбриональным» оледенением в виде снежно-фирновых полей на склонах и водоразделах, небольших склоново-висячих ледников нивальных ниш, долинных ледничков, снежников и крупных наледей.

Сравнительно малые размеры оледенения были обусловлены не только кратковременностью (4–6 тыс. лет) сниженного положения хионосферы, но главным образом по причине противоречий, возникающих в ходе собственного развития оледенения. Дело в том, что выдвигающиеся в среднегорья ледники долин-притоков, достигая крупных поперечных своему движению главных долин, вынуждены их перегораживать и подпруживать, создавая в последних подпрудные озёра. Подпрудные водоёмы, в свою очередь, если получают достаточное количество талых и метеорных вод, быстро поднимают свой уровень и начинают размывать ледниково-моренную подпрудную или катастрофически быстро её прорывают, уничтожая огромные массы льда и исчезая сами, тем самым не давая леднику возможности наращивать свою длину и мощность. И так может повторяться многократно, а успех в этой «борьбе» зависит от энергии ледника, климатических условий, рельефа прилегающей территории, определяющего возможность роста объёма и уровня подпрудного водоёма, а также энергию оледенения. Именно особенности географиче-

ского положения мезоформ рельефа оказались главным решающим фактором в развитии оледенения и озёр Усть-Коксинского района. Наибольшие высоты питавших ледники высокогорий приурочены здесь к крайнему востоку территории, к самому нижнему положению долин и впадин. Поэтому главным выводным ледником, запиравшим сток громадного бассейна р. Катунь и Коксы, оказался Аккемский ледник, обладавший самой большой на Алтае энергией оледенения. Он оказался способен периодически удерживать один из крупнейших на Алтае палеоводоёмов, максимальная глубина которого могла быть не менее 500 м. В свою очередь спиллвей Сугаш–Карлык не позволял водоёму увеличить эту глубину, поэтому в максимум оледенения создалась возможность относительно длительного существования стабильного уровня озера (1390 м), наращивания мощности подпруды (не менее 700 м) и размеров Аккемского ледника» (с. 44–45).

Получается, что в максимум оледенения Аккемский ледник, первым достигнув долины Катунь, перекрыл по ней сток, постоянно наращивая свою мощность. Это привело к образованию гигантского подпрудного «озера Рериха» длиной около 150 км, занимавшее Тюнгурскую, Катандинскую и Уймонскую котловины, долину Катунь до устья Бируксы, долину Коксы, Абайскую котловину и бассейн реки Сугаш до абсолютных высот 1390–1400 м, до которых на всем его протяжении прослежены озёрно-ледниковые отложения [Бутвиловский, Прехтель, 2000].

Однако на этот счёт есть и другое мнение: на основании своих геолого-геоморфологических исследований Л.Н. Ивановский [1981] считает, что конечная морена ниже устья реки Аккем в действительности не является конечной мореной Аккемского ледника, а была вынесена из висячей долины реки Уйгон.

В реконструкции В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [2000] сразу бросается в глаза одно существенное, на наш взгляд,

несоответствие. Устье Аккема находится на абсолютной высоте 811 м, максимальная глубина озера была 500 м и контролировалась спиллвеем Сугаш–Кырлык, а его стабильный уровень был 1390 м. В таком случае получается, что уровень озера был почти на 100 м выше его максимальной глубины.

Сторонниками этого озера являются Л.В. и И.Л. Байлагасовы [2007, 2008]. Однако, по их данным, максимальный уровень озера в долине Катуня у села Огнёвка установлен на абсолютной отметке 1273 м, а у села Кайтанак – 1275 м. В бассейне верхней Коксы и Абайской котловине этот уровень прослеживается до абсолютных отметок 1270–1280 м в районе сёл Амур, Банное, Соузар, Карагай и Сугаш. Компьютерным моделированием, исходя из предполагаемой отметки водного зеркала 1276 м и нахождения ледниковой плотины в устье реки Аккем, ими установлено, что максимальная глубина озера у плотины была 465 м, площадь его составляла 2296 км², а объём воды 450 км³ при максимальной длине и ширине в 168 и 37 км соответственно [Байлагасов, Байлагасова, 2007, 2008].

Наличие озёрно-ледниковых отложений в Абайской котловине и бассейне верхнего течения реки Коксы выше устья реки Банной нами установлено практически во всех долинах и крупных логах до абсолютной высоты 1300 м.

Этот высотный уровень всего на 20 м отличается от данных Л.В. и И.Л. Байлагасовых, и почти на 100 м от данных В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля.

Даже если допустить, что максимальный уровень этого озера действительно был 1390 м, то и тогда ни при каких условиях излишки озёрных вод не могли сбрасываться через спиллвей Сугаш–Кырлык (Кырлыкский перевал) в Усть-Канскую котловину. На топографической карте масштаба 1:50000, изданной в 1984 г., абсолютная отметка этого перевала **1472 м**. В атласе Республики Алтай масштаба 1:200000,

изданном Новосибирской картографической фабрикой в 2008 г., его отметка **1471 м.**

На водоразделе, разделяющем верховья р. Кырлык (бассейн Усть-Канской котловины) и р. Сугаш (бассейн Абайской котловины) есть ещё три чётко выраженных сквозных долины–спиллвея, но все они имеют абсолютную отметку более **1440 м.**

Таким образом, абсолютные отметки днищ спиллвеев на этом водоразделе более чем на 50–80 м выше максимального (по Бутвиловскому и Прехтелю) уровня этого озера.

Для того чтобы начался сброс излишков вод Уймонского («озеро Рериха», по В.В. Бутвиловскому) озера через эти спиллвеи в Усть-Канскую котловину, его максимальная глубина у Аккемской плотины должна была превысить 630–660 м, а максимальный уровень располагаться на абсолютной высоте более 1440 м.

Впрочем, не исключена вероятность, что эту разность между отметками днищ спиллвеев и максимальным уровнем ледниково-подпрудного озера можно объяснить разной интенсивностью неотектонических движений за постледниковое время в пределах различных морфоструктур. Но в таком случае вызывает сомнение выдержанный по всему периметру древнего озера уровень 1390 м. Однако этот вопрос пока остаётся открытым, так как этой проблемой здесь до сих пор никто не занимался.

Сток озёрных вод через эти спиллвеи на водоразделе Сугаш–Кырлык без сомнения был. Но он был, по нашему мнению, не в максимум оледенения, когда верхняя часть Абайской котловины была занята мощным ледником, а её нижняя часть – «наледным ледоёмом», а несколько позднее, в самом начале его деградации. И этот сток был направлен как раз в обратном направлении – из Усть-Канской котловины в Абайскую и далее по долине Коксы в Катунь. В это время могло произойти вскрытие Усть-Канского «наледного» ледоёма и

его быстрое переполнение талыми водами, излишки которых и сбрасывались через этот спиллвей.

В пользу такого заключения свидетельствует хотя бы то, что долина Кырлыка на всем протяжении от устья до водораздельных спиллвеев имеет очень пологий уклон (13,5 м/км), и на всем протяжении зачехлена толщей рыхлых отложений.

Верховье долины Камдыта (правый приток Сугаша), выходящее к этим спиллвеям, на протяжении первых 3 км имеет крутой (в среднем 63 м/км) уклон и ступенчатый продольный профиль с многочисленными выходами сильно эродированных коренных пород, и западинами, напоминающими эвразийские котлы. Далее вниз по долине происходит её резкое выполаживание (14 м/км) в сторону Абайской котловины.

По мнению А.Н. Рудого, сток излишков озёрных вод через водораздельные спиллвеи Сугаш–Кырлык периодически мог осуществляться как из Абайской котловины в Усть-Канскую, так и в обратном направлении, что нашло отражение на его палеогляциогеологической схеме [1995а].

В целом же надо признать, что вопрос о направлении и времени стока излишков озёрных вод через эти спиллвеи требует специального и более детального изучения, как и вопрос об интенсивности неотектонического воздымания хребтов и впадин в данном районе за постледниковое время.

В свете выше изложенного, нам представляется следующее.

По своей протяжённости узкие и глубокие (более 500 м) долины рек Аккем (36 км), Красноярка (34 км), Тюгурюк (34 км) и Юстик (30 км) вполне сопоставимы. Однако средние уклоны их долин различны: Аккем – 44 м/км, Красноярка – 30 м/км, Тюгурюк – 14,6 м/км и Юстик – 20 м/км. Устья долин Юстика, Красноярки и Тюгурюка находятся на близких абсолютных отметках – 1080 м, 1050 м и 1040 м соответственно, а устье Аккема значительно ниже, на высоте 811 м, что почти на 230 м ниже устья Тюгурюка.

Поэтому вполне вероятно, что в максимум оледенения Аккемский ледник действительно мог первым достигать долины Катуня, наглухо блокируя её мощной ледяной плотиной, выше которой образовывалось подпрудное озеро. Для того, чтобы воды этого озера достигли хотя бы устья Тюгурюка, необходимо было заполнить Тюнгурскую, Катандинскую и Уймонскую котловины, участок долины Катуня выше села Усть-Кокса на протяжении 25 км почти до устья речки Пологой, и долину нижнего течения реки Коксы на протяжении не менее 14 км, а глубина его у ледниковой подпруды должна была превысить 230 м. Для этого уровень озера должен был подняться до абсолютной высоты не менее 1040 м. Однако на то, чтобы заполнить до этого уровня такой громадный бассейн, потребовались бы годы и годы.

За это время языки ледников Красноярки, Юстика и Тюгурюка успели бы выдвинуться в долину Коксы и слиться между собой, заполнив её мощной (не менее 300 м) толщей льда протяжённостью не менее 22 км (расстояние от устья Юстика до устья Тюгурюка). Кстати, эта ледниковая подпруда максимума последнего оледенения показана на палеогляциогидрологической схеме А.Н. Рудого [1995а]. В результате выше этой подпруды должно было образоваться самостоятельное озеро, занимающее нижнюю часть Абайской котловины и частично долину Коксы.

Выше уже говорилось о величине депрессии снеговой линии в максимум последнего оледенения. Поэтому даже при минимальной глубине в 150 м у плотины поверхность Абайского озера оказалась бы выше снеговой линии, попав в зону питания ледников. Оно должно было замёрзнуть на сотни и даже тысячи лет, превратившись в «наледный» ледоём, на поверхности которого наращивалась бы ледово-фирновая толща, а сам водоём трансформировался бы в так называемое «пойманное озеро», по А.Н. Рудому [Rudoy, 1998, 2002; Рудой, 2001]. Сегодня концепция А.Н. Рудого о «пойманных

озёрах» нашла своё подтверждение и на североамериканском континенте в Британской Колумбии [Lesemann, Brennard, 2009].

По В.В. Бутвиловскому и Н. Прехтелю [2000], максимальный уровень «озера Рериха» у Аккемской ледниковой подпруды достигал 500 м. Однако в максимум последнего оледенения снеговая линия в этом районе Горного Алтая могла опускаться до абсолютной высоты 1000–1200 м [Бутвиловский, 1993]. В таком случае уже при глубине этого озера в 200 м, а тем более в 400 м, его зеркало должно было находиться на уровне снеговой линии и выше, попав в зону питания ледников. В результате оно тоже замёрзло бы и, возможно, частично промёрзло бы, превратившись в «наледный» ледоём. К слову, эти авторы отмечают, что «озеро Рериха» периодически замерзало, правда, не указывая при каком уровне и на какой срок.

Таким образом, в начале максимума оледенения долину Катуня в районе устья Аккема и долину Коксы между Юстиком и Тюгурюком перегораживали мощные ледниковые подпруды, выше которых возникали самостоятельные приледниковые озера, не соединявшиеся в одно целое. По мере роста их уровня они попадали в зону питания ледников и замерзали на длительное время, превращаясь в своеобразные «наледные» ледоёмы.

5.2. Абайско-Коксинское озеро на этапе деградации последнего оледенения

Начало главной эпохи деградации последнего оледенения приходится на период несколько ранее 16–17 тыс. лет назад [Бутвиловский, 1993]. По нашим данным, в северной части Горного Алтая в интервале 17–16,2 тыс. лет назад произошло очень сильное и резкое потепление климата, когда летние температуры были выше современных на 4 °С [Русанов, 2007]. Период быстрого таяния льда, получивший название

терминации [Боуэн, 1981] или «теплого удара» [Рудой и др., 2000], носил исключительно драматичный, быстротечный и во многом катастрофический характер [Бутвиловский, 1993; Архипов, Волкова, 1994].

В это время шло очень интенсивное и повсеместное таяние ледников, вскрытие ледниково-подпрудных озёр – «наледных» ледоёмов, их переполнение тальми и атмосферными водами. Всё это приводило к быстрому разрушению ледяных плотин и катастрофическому опорожнению водоёмов, что, в свою очередь, могло способствовать резкому усилению неотектонических движений и сейсмичности территории Горного Алтая.

В эпоху позднеледниковья (позднее 16 тыс. лет назад) остаточные ледники продолжали функционировать в узких глубоких долинах, стадияльные подвижки которых, приуроченные к похолоданиям и увлажнениям древнего, среднего и молодого дриаса, носили возвратно-поступательный (пульсирующий) характер. Очевидно, в эти периоды подвижки Аккемского ледника вновь блокировали долину Катуня, а ледники Красноярки, Юстика и Тюгурюка – долину Коксы. Вновь возникали крупные ледниково-подпрудные озёра в Уймонской и Абайской котловинах.

Во время этих подвижек ледники, спускавшиеся по долинам рек Банная, Карагай, Таловка, Улужай, Татарка, Хайдун, Шельдян, Ночная уже не достигали не только долины Коксы, но и низовья их долин были свободны ото льда.

Интенсивный сток талых и атмосферных вод вместе с отступанием окружающих ледников приводили к расширению Уймонского и Абайского водоёмов и повышению их уровней.

В это время ледниково-подпрудное озеро занимало всю Абайскую котловину и низовья открывающихся в неё долин, логов, а также долину Коксы с низовьями долин её притоков до абсолютной высоты 1300 м, оканчиваясь в долине реки

Ночной в районе устья речки Ламанихи или несколько выше, где долина Ночной ещё была занята ледником.

При таком уровне Абайско-Коксинского озера объём воды только в пределах Абайской котловины ориентировочно мог быть не менее 15 км^3 , а общий объём этого водоёма составлял не менее $42,5 \text{ км}^3$, при максимальной глубине у ледниковой подпруды до 220 м.

Однако во время этих подвижек языки ледников Красноярки, Юстика и Тюгюрюка, выдвигаясь в долину Коксы и блокируя её, уже не сливались между собой в единую ледяную плотину. Они образовывали три мощные, но разрозненные ледниковые подпруды, между которыми, в свою очередь, возникали небольшие глубокие изолированные озёра, на что указывают фрагментарно сохранившиеся здесь озёрно-ледниковые отложения.

Ледяные перемычки в долине Коксы, отделявшие друг от друга Уймонское и Абайское озера, и в свою очередь, разделённые небольшими, но глубокими озёрами, контактируя с двух сторон (сверху и снизу по долине) с озёрными водами, были неустойчивы и быстро разрушались термоэрозией. В результате воды Абайско-Коксинского озера сбрасывались в Уймонское, что быстро приводило к переполнению последнего, прорыву Аккемской ледяной плотины и катастрофическому сбросу озёрных вод вниз по долине Катуня.

Л.Н. Ивановский ещё в 1967 году отмечал, что крупные ледниково-подпрудные озёра при деградации ледников вызывали образование грандиозных селей. Такие потоки прорвавшихся озёрных вод производили опустошительные наводнения и создавали формы рельефа и отложения, во многом сходные с моренными.

Очевидно, во время стадийных подвижек позднеледниковья излишки озёрных вод из Усть-Канской котловины могли сбрасываться через спиллвеи на водоразделе Сугаш–Кырлык в Абайское ледниково-подпрудное озеро, что также

способствовало его быстрому заполнению и разрушению ледниковой плотины.

Имеющиеся факты свидетельствуют, что в позднеледниковье во время стадийных подвижек крупное ледниково-подпрудное озеро могло не менее двух раз занимать Абайскую котловину и долину верхнего течения реки Коксы с низовьями долин её притоков.

Вероятно, на начальных этапах деградации этих стадийных подвижек в конце древнего и среднего дриаса происходили прорывы ледниковых плотин и сброс озёрных вод.

После прорывов ледяных плотин и сброса вод, в пределах осушённой акватории бывшего озера, у края отступавших ледников, которые до этого контактировали с водоёмом, начинали формироваться флювиогляциальные зандры [Рудой и др., 2008].

На заключительных этапах оледенения межстадийные регрессии бёллинга и аллерёда сопровождались интенсивным таянием льда, деградацией многолетней мерзлоты и мощными селями, частично разрушившими или перекрывшими отложения ледникового комплекса [Рудой и др., 2008]. Проллювиально-селевые образования, развитые практически повсеместно в бассейне верхнего течения Коксы, часто в больших количествах содержат эрратические валуны и гальки, и огромное количество глинисто-алевритового материала, что однозначно свидетельствует о размыве и переотложении ледниковых и озёрно-ледниковых отложений.

Радиоуглеродный возраст флювиогляциальных и селевых образований, залегающих на поверхности в долине Коксы и Абайской котловине (см. главу 3), свидетельствует об окончательном спуске Абайского ледниково-подпрудного озера на рубеже около 12 тыс. лет назад. Ледниково-подпрудное озеро позднее этого времени (в молодом дриасе и позже) больше здесь никогда не образовывалось.

В пользу этого может свидетельствовать и тот факт, что последний фладстрим, вызванный катастрофическим прорывом и сбросом ледниково-подпрудных озёр, прошёл по долине Катуня в конце среднего дриаса. Позднее этого времени во внеледниковом низкогорье и предгорье Алтая следы дилuviального подпруживания долин притоков Катуня не установлены [Русанов, 2007], во всяком случае, пока.

Таким образом, фактический материал, результаты радиоуглеродного датирования и расчёты планового положения ледников на максимум последнего оледенения, изложенные выше, не позволяют согласиться с выводом И.Д. Зольникова и А.А. Мистрюкова [2008], о том, что следует исключить последнее поздневиюрмское оледенение Горного Алтая как фактор формирования ледниковых плотин в горловинах межгорных впадин, а следовательно, гигантских подпрудных бассейнов и гигантских гляциальных паводков.

Заключение

Предлагаемая вниманию читателей книга – первая сводка по четвертичной геологии, геоморфологии и палеогляциологии бассейна верхнего течения реки Коксы. Этот очень интересный во всех отношениях район Горного Алтая, несмотря на хорошую доступность, до сих пор оставался одним из наименее изученных. Мы постарались собрать в ней весь скудный фактический материал по данной территории, имевшийся ранее, но главное – представить новые оригинальные авторские данные, полученные нами в процессе среднемасштабной геологической съёмки в полевой сезон 2006 года.

Интерпретацию наших новых фактических материалов в совокупности с данными других авторов, мы всё же рассматриваем, как предварительную, требующую дальнейшего уточнения и детализации, которые являются нашей текущей работой. Наши геолого-геоморфологические материалы последних лет позволили впервые дать описание генетических типов отложений ледникового комплекса. Полученные при этом палеонтологические определения ископаемой фауны крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса и радиоуглеродные датировки определённо свидетельствуют о принадлежности этого морфолитологического комплекса к эпохе последнего (позднеюрмского) оледенения.

Для непосредственного изучения были доступны лишь верхние части (4–10 м) редких естественных и искусственных разрезов. Практически неизученной, «немой», остаётся мощная (более 100 м) толща четвертичных отложений, выполняющая Абайскую котловину и, вероятно, котловинообразные расширения долин. Для изучения вещественного состава, определения генезиса и стратиграфического расчленения этой толщи в целях палеогеографических реконструкций необходимо пройти, хотя бы два буровых картировочных профиля

вдоль и поперёк Абайской котловины, с детальным описанием керна и его комплексным опробованием на различные виды анализов. Однако в современных условиях государственного финансирования геологической отрасли это вряд ли реально в ближайшие годы и, возможно, даже десятилетия.

Отсутствие конечно-моренных комплексов максимального распространения ледников в рассматриваемом районе со значительной снежностью, не означает, что древнее оледенение здесь было незначительным. В нашем случае получилось как раз наоборот. Последнее оледенение в бассейне Верхней Коксы было настолько большим, что следы этих конечно-моренных комплексов, если бы они сохранились, надо было бы искать в Уймонской котловине.

В самый постмаксимум кульминации последнего (поздне-вюрмского) оледенения Алтайский ледниковый покров начал распадаться на отдельные ледниковые комплексы и центры [Рудой, 1990]. К этому времени ледник, выходивший в Абайскую котловину, оканчивался ниже 1100 м, а долину верхней Коксы занимал сложный ледник, состоявший из слившихся языков, спускавшихся в неё ледников по долинам рек Ночной, Татарки, Хайдуна, Карагая и Банной.

Нижнюю часть котловины в начальные стадии деградации оледенения Алтая занимало ледниково-подпрудное озеро, возникавшее в результате подпруживания долины Коксы ледниками, спускавшимися с Теректинского хребта по долинам рек Юстика и Тюгурюка, и с хребта Холзун по долине реки Красноярки. В максимум это озеро представляло собой наледный ледоём с «пойманным» озером. На последующих стадиях деградации уже горнодолинных ледников Абайскую котловину, долину верхней Коксы и низовья долин её притоков до высоты не ниже 1300 м занимало ледниково-подпрудное озеро, имевшее объём не менее 42,5 км³. Этот сценарий находит подтверждение и в имитационных моделях В.П. Галахова.

Палеогляциологическая и палеолимнологическая реконструкции, предложенные нами для эпохи последнего оледенения бассейна верхнего течения реки Коксы, не могут пока считаться абсолютно бесспорными. Однако полученные результаты выглядят вполне доказательно и убедительно, и могут внести новый весомый импульс в дискуссию, продолжающуюся не одно десятилетие, но уже на более основательном фундаменте.

Авторы полагают, что, если эта небольшая по объёму работа привлечёт внимание исследователей и послужит стимулом для дальнейшего детального и всестороннего изучения до сих пор почти не исследованных западных и северо-западных территорий Горного Алтая, то они могут считать свою задачу, сформулированную во введении, выполненной.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. *Агатова, А.Р.* Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век [Текст] / А.Р. Агатова, В. Ван Хьюл, А.А. Мистрюков // Геоморфология. - № 2. - 2002. – С. 92–104.

2. *Агатова, А.Р.* Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) [Текст] / А.Р. Агатова, Е.В. Девяткин, Е.М. Высоцкий, Г.А. Скобельцын, Р.К. Непоп // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН (Новосибирск, ИГ СО РАН, 20–24 сентября 2004 г.). – Новосибирск: ИГ СО РАН, 2004. – С. 9–11.

3. *Адаменко, О.М.* Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий [Текст] / О.М. Адаменко. – Новосибирск: Наука, 1976. - 184 с.

4. Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока [Текст]. – М.: Наука, 1969. – 415 с.
5. *Архинов, С.А.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири [Текст] / С.А. Архинов, В.С. Волкова. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
6. Атлас Алтайского края [Текст]. – М. – Барнаул: ГУГК, 1978. - Т. I. – 222 с.
7. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира [Текст] / Под ред. В.М. Котлякова. – М.: РАН, 1997. – 302 с.
8. *Байлагасов, Л.В.* К вопросу об уровне и размерах Уймонского палеоозера [Текст] / Л.В. Байлагасов, И.Л. Байлагасова // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – Горно-Алтайск, 2008ю - № 1. – С. 53–59.
9. *Байлагасова, И.* Уймонское палеозеро [Текст] / И. Байлагасова, Л. Байлагасов // Где воды Катуня и Коксы слились... – Барнаул, 2007. – С. 63–65.
10. *Баков, Е.К.* Об определении депрессии снеговой линии как методе палеогляциологических реконструкций [Текст] / Е.К. Баков // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 80. - 1996. – С. 116
11. *Барашкова, Н.К.* Циркуляционный фактор позднеплейстоценового оледенения Алтая [Текст] / Н.К. Барашкова // Состояние, освоение и проблемы экологии ландшафтов Алтая: Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Часть I. – Горно-Алтайск, 1992. – С. 31.
12. *Барашкова, Н.К.* Теоретические предпосылки восстановления циркуляционных условий в плейстоцене и опыт их реализации для юга Сибири [Текст] / Н.К. Барашкова // Гляциология Сибири. Вып. 4 (19). – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – С. 160–169.

13. *Богачкин, Б.А.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое [Текст] / Б.М. Богачкин. – М.: Наука, 1981. – 132 с.
14. *Борисов, Б.А.* Алтае-Саянская горная область [Текст] / Б.А. Борисов // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полумом 2). – М.: Недра, 1984. – С. 331–351.
15. *Борисов, Б.А.* Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая [Текст] / Б.А. Борисов, Е.А. Минина // Геоморфология. - № 2. - 1979. – С. 69–74.
16. *Борисов, Б.А.* Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена [Текст] / Б.А. Борисов, Е.А. Минина // Четвертичная геология и геоморфология. – М.: Наука, 1980. – С. 21–23.
17. *Борисов, Б.А.* Плейстоценовые оледенения Алтае-Саянской области, их корреляция и реконструкция [Текст] / Б.А. Борисов, Е.А. Минина // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – С. 217–223.
18. *Боуэн Д.* Четвертичная геология [Текст] / Д. Боуэн. – М.: Мир, 1981. – 272 с.
19. *Бутвиловский, В.В.* Морфоструктурный план и плейстоценовые неотектонические движения Горного Алтая [Текст] / В.В. Бутвиловский // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тезисы докладов конференции. – Бийск, 1985. - С. 87–89.
20. *Бутвиловский, В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель [Текст] / В.В. Бутвиловский. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.
21. *Бутвиловский, В.В.* Геологический и радиоуглеродный возраст новейших карбонатных гидротермальных образований Горного Алтая [Текст] / В.В. Бутвиловский, Л.А. Орлова // Проблемы геологии Сибири: Тезисы докладов научных чте-

ний, посвящённых 100-летию со дня рождения проф. В.А. Хахлова. – Томск, 1994. - Т. I. – С. 224.

22. *Бутвиловский, В.В.* Особенности проявления последней ледниковой эпохи в бассейне Коксы и верховье Катунь [Текст] / В.В. Бутвиловский, Н. Прехтель // Современные проблемы географии и природопользования. - Вып. 2. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – С. 31–47.

23. *Варданянц, Л.А.* О древнем оледенении Алтая и Кавказа [Текст] / Л.А. Варданянц // Известия Государственного географического общества, - 1938. - Т. 70. - Вып. 3. – С. 386–406.

24. *Виноградов, Ю.Б.* Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки [Текст] / Ю.Б. Виноградов. – М.: Гидрометеоиздат, 1977. – 153 с.

25. *Волков, И.А.* Флювиальный процесс на равнинах умеренного пояса в плейстоцене [Текст] / И.А. Волков // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 69–75.

26. *Галахов, В.П.* К вопросу о существовании ледников в Канской котловине (бассейн р. Чарыш, Северо-Западный Алтай) [Текст] / В.П. Галахов // География и природопользование Сибири. - Вып. 7. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2004. – С. 97–102.

27. *Галахов, В.П.* Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае) [Текст] / В.П. Галахов. – Новосибирск: Наука, 2001. – 134 с.

28. *Галахов, В.П.* Ледники Алтая [Текст] / В.П. Галахов, Р.М. Мухаметов. – Новосибирск: Наука, 1999. – 136 с.

29. *Галахов, В.П.* Использование имитационной модели расчёта баланса ледника при палеогляциологических реконструкциях последнего похолодания на Алтае [Текст] / В.П. Галахов, И.Н. Руденко // Известия РГО. - Т. 125. - Вып. 4. - 1993. – С. 51–54.

30. *Галахов, В.П.* Расчёт планового положения ледников на максимум последнего похолодания (по исследованиям в Абайской котловине) [Текст] / В.П. Галахов, Г.Г. Русанов // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – Горно-Алтайск, 2008. - № 1. – С. 47–52.

31. *Галахов, В.П.* Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет) [Текст] / В.П. Галахов, А.Н. Назаров, Н.Ф. Харламова. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2005. – 132 с.

32. *Галахов, В.П.* Оледенение севера Евразии и его влияние на ледники Алтая и Саян в период позднеплейстоценового похолодания [Текст] / В.П. Галахов, А.Г. Редькин, О.В. Белова, А.Н. Назаров // География и природопользование Сибири. - Вып. 5. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. – С. 118–126.

33. *Ганюшкин, Д.А.* Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене [Текст] / Д.А. Ганюшкин // Автореферат диссертации ... канд. геогр. наук. – СПб., 2001. – 17 с.

34. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Алтайская. Лист М-45-ХIII. Объяснительная записка [Текст] / Е.С. Левицкий, С.Н. Баженова, А.В. Борцова и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 87 с.

35. *Гибшер, А.С.* Событийная стратиграфия неоплейстоцена Горного Алтая [Текст] / А.С. Гибшер, Л.А. Чигвинцева, В.С. Шейнкман // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода 19–23 октября 2009 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 141–144.

36. *Глушанкова, Н.И.* Реконструкции палеообстановок плейстоценового седиментогенеза в приледниковых водоёмах Горного Алтая [Текст] / Н.И. Глушанкова, Т.Н. Воскресенская // Известия РГО, - 2008. - Т. 140. - Вып. 2. – С. 49–57.

37. Гляциологический словарь [Текст] / под ред. В.М. Котлякова. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 528 с.
38. *Голубев, В.Н.* Соотношение колебаний горных ледников с климатическими событиями [Текст] / В.Н. Голубев // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 82. - 1997. – С. 3–12.
39. Горный Алтай [Текст] / под ред. В.С. Ревякина. – Томск: Изд-во ТГУ, 1971. – 252 с.
40. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка [Текст] / А.Н. Уваров, С.А. Кузнецов, Л.А. Гладких и др. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 171 с.
41. *Гранэ, Г.* О ледниковом периоде в Русском Алтае. Предварительное сообщение [Текст] / Г. Гранэ // Известия Западно-Сибирского отдела ИРГО, Омск, 1915. - Т. 3. - Вып. 1–2. – С. 1–59.
42. *Гросвальд, М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов [Текст] / М.Г. Гросвальд. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
43. *Гросвальд, М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики [Текст] / М.Г. Гросвальд. – М.: Научный мир, 1999. – 120 с.
44. *Гросвальд, М.Г.* Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания [Текст] / М.Г. Гросвальд // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 106. - 2009. – 152 с.
45. *Дайсон, Д.Л.* В мире льда [Текст] / Д.Л. Дайсон. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 232 с.
46. *Девяткин, Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая [Текст] / Е.В. Девяткин. – М.: Наука, 1965. – 244 с.
47. *Девяткин, Е.В.* Ледниковые и приледниковые страторайоны Алтая [Текст] / Е.В. Девяткин // Геоморфология гор и предгорий: Материалы Всероссийской школы-семинара (Бар-

наул – Горно-Алтайск, 24–30 сентября 2002 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. – С. 73–81.

48. *Девяткин, Е.В.* Палеогеография ледникового времени в Монголии [Текст] / Е.В. Девяткин, Е.М. Мурзаева // Гляциология Алтая. - Вып. 15. – Томск: Изд-во ТГУ, 1981. – С. 54–59.

49. *Девяткин, Е.В.* Ещё о ледоёмах Алтая [Текст] / Е.В. Девяткин, Н.А. Ефимцев, Ю.П. Селиверстов, И.С. Чумаков // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 64–75.

50. *Дергачёва, М.И.* Археологическое почвоведение [Текст] / М.И. Дергачёва. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 228 с.

51. *Ендрихинский, А.С.* Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене [Текст] / А.С. Ендрихинский // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 6–35.

52. *Ефимцев, Н.А.* Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая [Текст] / Н.А. Ефимцев. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 164 с.

53. *Захаров, В.Г.* Колебания ледников Антарктиды [Текст] / В.Г. Захаров. – М.: Аккоринформиздат, 1994. – 128 с.

54. Зимы нашей планеты. Земля подо льдом [Текст] / Б. Джон, Э. Дербишир, Г. Янг, Р. Фейрбридж, Дж. Эндрюс. – М.: Мир, 1982. – 336 с.

55. *Зольников, И.Д.* Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь [Текст] / И.Д. Зольников, А.А. Мистрюков. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 182 с.

56. *Зольников, И.Д.* Гранулометрическая и петромагнитная характеристика четвертичных отложений Усть-Канской и Ябоганской котловин для их фациально-генетической диагностики [Текст] / И.Д. Зольников, Г.Г. Матасова, О.В. Куприш и

др. // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 133–137.

57. *Зольников, И.Д.* Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене [Текст] / И.Д. Зольников, А.В. Постнов, С.А. Гуськов // Геоморфология. - № 4. - 2008. – С. 75–83.

58. *Зятыкова, Л.К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской области [Текст] / Л.К. Зятыкова. – Новосибирск: Наука, 1977. – 216 с.

59. *Ивановский, Л.Н.* Изучение речных террас Центрального Алтая [Текст] / Л.Н. Ивановский // География и природные ресурсы. - № 3. - 1998. – С. 133–140.

60. *Ивановский, Л.Н.* Экзогенная литодинамика горных стран [Текст] / Л.Н. Ивановский. – Новосибирск: Наука, 1993. – 160 с.

61. *Ивановский, Л.Н.* Педименты и поверхности выравнивания Алтая [Текст] / Л.Н. Ивановский // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тезисы докладов конференции. – Бийск, 1985. – С. 98–101.

62. *Ивановский, Л.Н.* Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока) [Текст] / Л.Н. Ивановский. – Новосибирск: Наука, 1981. – 173 с.

63. *Ивановский, Л.Н.* Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае [Текст] / Л.Н. Ивановский. – Л.: Наука, 1967. – 264 с.

64. *Ивановский, Л.Н.* Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае [Текст] / Л.Н. Ивановский // Гляциология Алтая. - Вып. 4. – Томск: Изд-во ТГУ, 1965. – С. 49–69.

65. *Ивановский, Л.Н.* Возраст конечных морен стадий «актру» и «исторической» ледников Алтая [Текст] / Л.Н. Ивановский, В.А. Панычев, Л.А. Орлова // Поздний плейстоцен и го-

лоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 57–64.

66. *Инишева, Л.И.* Экспедиции по болотам Горного Алтая [Текст] / Л.И. Инишева, М.В. Шурова, И.Р. Хмелёва, Г.В. Ларина // Современные проблемы геоэкологии и природопользования горных территорий: Материалы IV Международной научно-практической конференции 1–4 октября 2009 г. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2009. – С. 39–43.

67. *Казакова, Е.С.* Климатические условия Северо-Западного Алтая [Текст] / Е.С. Казакова, В.В. Севастьянов // Современные проблемы геоэкологии и природопользования горных территорий: Материалы IV Международной научно-практической конференции 1–4 октября 2009 г. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2009. – С. 44–48.

68. *Камелин, Р.В.* Материалы по истории флоры Азии (Алтайская горная страна) [Текст] / Р.В. Камелин. – Барнаул: Изд-во АГУ, 1998. – 240 с.

69. *Каплянская, Ф.А.* Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съёмке крупного масштаба [Текст] / Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский. – СПб.: Недра, 1993. – 328 с.

70. Карта четвертичных образований России. Масштаб 1:5000000 [Текст] / Б.А. Борисов, Н.Р. Горбачевич, В.В. Заморуев и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.

71. Каталог ледников СССР. Том 15, вып. 1, часть 4. Басейн р. Катунь. Часть 8. Бассейны рек Моген-Бурен, Каргы [Текст]. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 80 с.

72. *Кашменская, О.В.* Геоморфологический анализ и картирование в прогнозной оценке россыпной золотоносности и направлении поисков россыпных месторождений [Текст] / О.В. Кашменская // Методы геоморфологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1967. – Т. I. – С. 159–166.

73. *Котляков, В.М.* О причинах различных тенденций развития существующих ледников [Текст] / В.М. Котляков // Ма-

териалы гляциологических исследований. - Вып. 10. - 1964. - С. 121–127.

74. *Кренке, А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР [Текст] / А.Н. Кренке. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 288 с.

75. *Кривоногов, С.К.* Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене [Текст] / С.К. Кривоногов // Автореферат дисс. ... д-р геол.-мин. наук. – Иркутск, 2010. – 32 с.

76. *Кукал, З.* Скорость геологических процессов [Текст] / З. Кукал. – М.: Мир, 1987. – 246 с.

77. *Лебедева И.М.* Палеогляциологическая реконструкция оледенения и климата Высокой Азии в эпоху последнего глобального похолодания в позднем плейстоцене [Текст] / И.М. Лебедева // Лёд и снег, - №2(110), - 2010. – С. 67–84.

78. *Лоскутов, Ю.И.* О природе фаса Алтая [Текст] / Ю.И. Лоскутов // Геоморфология гор и предгорий: Материалы Всероссийской школы-семинара (Барнаул – Горно-Алтайск, 24–30 сентября 2002 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. – С. 142–148.

79. *Лоскутов, Ю.И.* Поверхности выравнивания севера Алтая и золотоносные коры выветривания [Текст] / Ю.И. Лоскутов, Н.М. Кужельный // Геоморфология Центральной Азии: Материалы XXVI Пленума Геоморфологической комиссии РАН и международного совещания (Барнаул, 10–17 сентября 2001 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2001. – С. 127–129.

80. *Максимов, Е.В.* Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе [Текст] / Е.В. Максимов. – Л.: Наука, 1972. – 296 с.

81. *Минина, Е.А.* Купольные и кольцевые морфоструктуры интрузивных массивов Юго-Западного Алтая [Текст] / Е.А. Минина // Геоморфология. - № 4. - 1974. – С. 81–86.

82. *Михайлов, Н.Н.* Последний ледниково-межледниковый цикл и его роль в формировании представлений о плейстоце-

новых оледенениях Алтая [Текст] / Н.Н. Михайлов // География и современность. - Вып. 10. - СПб., 2005.

83. *Мягков, И.М.* Морены ледников Белухи [Текст] / И.М. Мягков // Вестник Западно-Сибирского геологического треста. - Вып. 1. - 1936. - С. 85–105.

84. *Назаров, А.Н.* Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена [Текст] / А.Н. Назаров, А.Р. Агатова // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 105. - 2008. - С. 73–86.

85. *Нехорошев, В.П.* Современное и древнее оледенение Алтая [Текст] / В.П. Нехорошев // Труды III Всесоюзного съезда геологов, 20–26 сентября 1928 г. - Вып. 2. - Ташкент, 1930. - С. 371–389.

86. *Нехорошев, В.П.* Геология Алтая [Текст] / В.П. Нехорошев. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 263 с.

87. *Новиков, И.С.* Морфотектоника Алтая [Текст] / И.С. Новиков. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. - 313 с.

88. *Обручев, В.А.* Алтайские этюды. Этюд первый. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае [Текст] / В.А. Обручев // Землеведение. - 1914. - Т. 1. - Кн. 4. - 44 с.

89. *Окишев, П.А.* Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность [Текст] / П.А. Окишев // Вопросы географии Сибири. - Вып. 13. - Томск: Изд-во ТГУ, 1980. - С. 60–87.

90. *Окишев, П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене [Текст] / П.А. Окишев. - Томск: Изд-во ТГУ, 1982. - 210 с.

91. *Окишев, П.А.* К вопросу о размерах среднеплейстоценового оледенения Алтая [Текст] / П.А. Окишев // Вопросы географии Сибири. - Вып. 17. - Томск: Изд-во ТГУ, 1987. - С. 3–12.

92. *Окишев, П.А.* Горный Алтай – арена научного поиска и мифотворчества [Текст] / П.А. Окишев // Геоморфология гор

и предгорий: Материалы Всероссийской школы-семинара (Барнаул-Горно-Алтайск, 24–30 сентября 2002 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. – С. 223–228.

93. *Окишев, П.А.* Палеогляциологическое мифотворчество и его апологеты [Текст] / П.А. Окишев // География и природопользование Сибири. - Вып. 6. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2003. – С. 62–81.

94. *Окишев, П.А.* Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы [Текст] / П.А. Окишев, П.С. Бородавко // Вопросы географии Сибири. - Вып. 24. – Томск, 2001. – С. 18–28.

95. *Останин, О.В.* Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая) [Текст] / О.В. Останин // Автореферат дисс. ... канд. геогр. наук. – Барнаул, 2007. – 25 с.

96. *Парначёв, С.В.* Геология высоких алтайских террас: Яломано-Катунская зона [Текст] / С.В. Парначёв. – Томск: ИПФ ТПУ, 1999. – 137 с.

97. *Передерий, В.И.* Минеральный состав лёссовой формации Украины как индикатор палеоэкологических условий [Текст] / В.И. Передерий // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. – С. 73.

98. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Горно-Алтайская автономная область (дополнения). Буровые на воду скважины [Текст] / Составители: Т.В. Сизикова, Т.К. Никифорова, А.М. Гунова. – М., 1973. - Т. 2. – 145 с.

99. *Постнов, А.В.* Проблемы реконструкции среды обитания древнего человека на территории Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене [Текст] / А.В. Постнов, И.Д. Зольников, С.А. Гуськов // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных тер-

риторий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2006. - Т. XII. - Ч. I. – С. 224–229.

100. Разрез новейших отложений Алтая [Текст] / под ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 208 с.

101. Раковец, О.А. О роли новейших движений в формировании рельефа Горного Алтая [Текст] / О.А. Раковец // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1968. - Т. II. – С. 38–47.

102. Раковец, О.А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая [Текст] / О.А. Раковец, Г.А. Шмидт // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 5–31.

103. Ревушкин, А.С. О находке ископаемой древесины на хр. Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) [Текст] / А.С. Ревушкин // Известия Сибирского Отделения АН СССР. Серия биологическая. - Вып. 2. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 46–47.

104. Ревякин, В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области [Текст] / В.С. Ревякин. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 288 с.

105. Ревякин, В.С. Снежный покров и лавины Алтая [Текст] / В.С. Ревякин, В.И. Кравцова. – Томск: Изд-во ТГУ, 1977. – 215 с.

106. Ревякин, В.С. Современное оледенение Алтае-Саянской горной области [Текст] / В.С. Ревякин, Р.М. Мухаметов // Ледники и климат Сибири. – Томск, 1987. – С. 29–32.

107. Ревякин, В.С. Горно-ледниковые бассейны Алтая [Текст] / В.С. Ревякин, В.П. Галахов, В.П. Голещихин. – Томск: Изд-во ТГУ, 1979. – 309 с.

108. Рельеф Алтае-Саянской горной области [Текст] / Г.А. Чернов, В.В. Вдовин, П.А. Окишев, М.В. Петкевич, А.А. Мистрюков, Л.К. Зятькова, Л.С. Миляева. – Новосибирск: Наука, 1988. – 206 с.

109. 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 [Текст]. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 84 с.

110. Рудой, А.Н. Озёрно-ледниковые макроритмы на Алтае [Текст] / А.Н. Рудой // Ледники и климат Сибири. – Томск, 1987.

111. Рудой, А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения плейстоценовых ледниково-подпрудных озёр в Горном Алтае [Текст] / А.Н. Рудой // Известия ВГО. – 1988. - Т. 120. - Вып. 4. – С. 344–348.

112. Рудой, А.Н. Ледоёмы и ледниково-подпрудные озёра Алтая в плейстоцене [Текст] / А.Н. Рудой // Известия ВГО. – 1990. - Т. 122. - Вып. 1. – С. 43–52.

113. Рудой, А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии [Текст] / А.Н. Рудой // Автореферат дисс. ... д-р геогр. наук. – Томск, 1995а. – 35 с.

114. Рудой, А.Н. Геоморфологический эффект и гидравлика позднеплейстоценовых йокульлаулов ледниково-подпрудных озёр Алтая [Текст] / А.Н. Рудой // Геоморфология. – № 4. – 1995б. – С. 61–76.

115. Рудой, А.Н. Основы теории дилювиального морфолитогенеза [Текст] / А.Н. Рудой // Известия РГО. - 1997а. - Т. 129. - Вып. 1. – С. 12–22.

116. Рудой, А.Н. О связи гляциальных и дилювиальных процессов рельефообразования [Текст] / А.Н. Рудой // Известия РГО. - 1997б. - Т. 129. - Вып. 2. – С. 13–21.

117. Рудой, А.Н. Четвертичные ледоёмы Южной Сибири [Текст] / А.Н. Рудой // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 90. - 2001а. – С. 40–49.

118. Рудой, А.Н. Геологическая работа четвертичных гляциальных суперпаводков. Формы дилювиальной эрозии и эвор-

зии [Текст] / А.Н. Рудой // Известия РГО. - 2001б. - Т. 133. - Вып. 4. – С. 31–40.

119. Рудой, А.Н. Возможные гидравлические характеристики и геохронология гляциальных суперпаvoudков на Алтае [Текст] / А.Н. Рудой // Известия РГО. - 2001в. - Т. 133. - Вып. 5. – С. 30–40.

120. Рудой, А.Н. О критике «традиционной моренной геоморфологии» (комментарий к статье А.Р. Агатовой «Общегеологические принципы в геоморфологическом исследовании») [Текст] / А.Н. Рудой // Вестник Томского государственного педагогического университета. Серия: естественные и точные науки. - Вып. 6 (43). - 2004. – С. 164–169.

121. Рудой, А.Н. Гигантская рябь течения (История исследований, диагностика, палеогеографическое значение) [Текст] / А.Н. Рудой. – Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. – 228 с.

122. Рудой, А.Н. Палеогляциология континентальных горных стран: проблемы и направления исследований [Текст] / А.Н. Рудой, В.П. Галахов // Снежно-ледовые ресурсы и гидроклиматический режим внутриконтинентальных горных стран: Тезисы Гляциологического симпозиума. – Алма-Ата: АН Каз. ССР, 1989. – С. 54–56.

123. Рудой, А.Н. Моделирование гидравлических характеристик дилювиальных потоков из позднечетвертичного Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера [Текст] / А.Н. Рудой, В.А. Земцов // Лёд и снег. - № 1 (109). - 2010. – С. 111–118.

124. Рудой, А.Н. Эрозионные террасы и экзогенная геоморфология Северо-Восточного Сайлюгема, бассейн Чуйской котловины, Горный Алтай [Текст] / А.Н. Рудой, М.Р. Кирьянова // Геоморфология. - № 1. - 1996. – С. 87–96.

125. Рудой, А.Н. Реконструкция ледникового стока верхней Чуи и питание ледниково-подпрудных озёр в позднем плейстоцене [Текст] / А.Н. Рудой, В.П. Галахов, А.Л. Данилин // Известия ВГО. – 1989. - Т. 121. - Вып. 3. – С. 236–244.

126. Рудой, А.Н. О позднеюрмском оледенении бассейна Верхней Коксы в Горном Алтае [Текст] / А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов, В.П. Галахов // Теоретические и прикладные вопросы современной географии: Материалы Всероссийской научной конференции 20–22 апреля 2009 г. – Томск: ТГУ, 2009. – С. 52–53.

127. Рудой, А.Н. Новые абсолютные датировки четвертичных гляциальных паводков Алтая [Текст] / А.Н. Рудой, Э.Г. Браун, В.П. Галахов, Д.В. Черных // Известия Бийского отделения РГО. - Вып. 26. – Бийск: БПГУ, 2006. – С. 148–150.

128. Рудой, А.Н. Укок (прошлое, настоящее, будущее) [Текст] / А.Н. Рудой, З.В. Лысенкова, В.В. Рудский, М.Ю. Шишин. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – 172 с.

129. Рудой, А.Н. Позднеюрмское оледенение и приледниковые озёра Северо-Западного Алтая [Текст] / А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов, А.В. Шпанский, М.Р. Кирьянова // Гляциология от Международного геофизического года до Международного полярного года: Тезисы XIV Гляциологического симпозиума. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2008. – С. 107.

130. Русанов, Г.Г. Голоценовые травертины Юго-Восточного Алтая [Текст] / Г.Г. Русанов // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая: Тезисы докладов конференции. Часть II. – Барнаул, 1988. – С. 6–7.

131. Русанов, Г.Г. Образования минерализованных гидротерм в низкогорно-предгорной части Северо-Восточного Алтая [Текст] / Г.Г. Русанов // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Материалы региональной научно-практической конференции. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – С. 240–242.

132. Русанов, Г.Г. О возможном изменении динамики современных экзогенных процессов в долинах Северного Алтая в условиях потепления климата [Текст] / Г.Г. Русанов // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII

Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2003. – С. 138–139.

133. *Русанов, Г.Г.* Озёра и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене [Текст] / Г.Г. Русанов. – Бийск: БПГУ, 2007. – 164 с.

134. *Русанов, Г.Г.* Отложения позднеюрмского ледникового комплекса в бассейне Верхней Коксы (Горный Алтай) [Текст] / Г.Г. Русанов // Известия Бийского отделения РГО. - Вып. 29. – Бийск: БПГУ, 2008. – С. 26–30.

135. *Русанов, Г.Г.* Природно-экологические условия озера Сорлуколь в позднем голоцене [Текст] / Г.Г. Русанов // Био-разнообразие, проблемы экологии Горного Алтая и сопредельных регионов: настоящее, прошлое, будущее: Материалы Международной конференции (22–26 сентября 2008 г., г. Горно-Алтайск). Часть I. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2008а. – С. 276–279.

136. *Русанов, Г.Г.* Позднеплейстоценовое ледниково-подпрудное озеро в низовьях р. Чебдар (Горный Алтай) и особенности его отложений [Текст] / Г.Г. Русанов // Материалы гляциологических исследований, - Вып. 105. - 2008б. – С. 136–139.

137. *Русанов, Г.Г.* Позднеюрмское оледенение в Абайской котловине и в бассейне Верхней Коксы [Текст] / Г.Г. Русанов // География – теория и практика: современные проблемы и перспективы: Материалы Всероссийской научно-практической конференции (Барнаул, 15–18 апреля 2009 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2009. – С. 199–204.

138. *Русанов, Г.Г.* Климатическая трансгрессия озера Киндыктыкуль в позднем голоцене [Текст] / Г.Г. Русанов // Теоретические и прикладные вопросы современной географии: Материалы Всероссийской научной конференции 20–22 апреля 2009 г. – Томск: ТГУ, 2009а. – С. 53–54.

139. *Русанов, Г.Г.* Особенности позднеюрмского оледенения бассейна реки Есконго в Горном Алтае [Текст] / Г.Г. Русанов // Известия РГО. - 2009б. - Т. 141. - Вып. 5. - С. 52–57.

140. *Русанов, Г.Г.* Изменения климата и ландшафтов среднегорья Восточного Алтая в суббореальном периоде голоцена [Текст] / Г.Г. Русанов // Известия РАН. Серия географическая. - № 5. - 2009в. - С. 101–106.

141. *Русанов, Г.Г.* Четвертичные отложения бассейна верхнего течения реки Коксы [Текст] / Г.Г. Русанов // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». - Горно-Алтайск, 2009г. - № 2. - С. 80–95.

142. *Русанов, Г.Г.* О схемах распространения ледников в бассейне верхнего течения реки Коксы во время последнего оледенения [Текст] / Г.Г. Русанов // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». - Горно-Алтайск, 2009д. - № 2. - С. 96–101.

143. *Русанов, Г.Г.* Геоморфология котловины Тархатинского озера и озёрный литогенез в постледниковое время [Текст] / Г.Г. Русанов // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. - М.: Географический факультет МГУ, 2010а. - С. 345–346.

144. *Русанов, Г.Г.* Об особенностях строения и условиях формирования четвертичных отложений разреза Кубадру [Текст] / Г.Г. Русанов // Известия Томского политехнического университета. Науки о Земле, - 2010б. - Т. 316. - № 1. - С. 39–43.

145. *Русанов, Г.Г.* Некоторые замечания о строении, возрасте и условиях формирования четвертичных отложений в долине реки Кубадру [Текст] / Г.Г. Русанов, А.Н. Рудой // Известия Бийского отделения РГО. Вып. 25. - Бийск: РИО БПГУ, 2005. - С. 37–40.

146. *Русанов, Г.Г.* Литолого-фациальный состав позднеюрмского ледникового комплекса бассейна Верхней Коксы в Горном Алтае [Текст] / Г.Г. Русанов, А.Н. Рудой // Типы се-

диментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Материалы V Всероссийского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – Т. II. – С. 220–223.

147. *Русанов, Г.Г.* Распространение и радиоуглеродный возраст мамонтовой фауны в Горном Алтае и его предгорьях / Г.Г. Русанов, А.В. Шпанский, Л.А. Орлова // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума. – Томск: Изд-во ТГУ, 2010.

148. *Самойлова, Г.С.* Физико-географические особенности Алтае-Саянской страны [Текст] / Г.С. Самойлова // Известия Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ. – № 1. – 2008. – С. 40–64.

149. *Самойлова, Г.С.* Горный Алтай: особенности структурной организации ландшафтов [Текст] / Г.С. Самойлова // Известия Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ. – № 1. – 2008а – С. 117–124.

150. *Свиточ, А.А.* О возрасте конечной морены в долине р. Чаган-Узун (Горный Алтай) [Текст] / А.А. Свиточ, О.Г. Парунин, В.А. Ильичёв // Гляциология Алтая. – Вып. 10. – Томск: Изд-во ТГУ, 1976. – С. 102–103.

151. *Севастьянов, Д.В.* Разноразмерные ритмы и тренды в динамике увлажнённости Центральной Азии [Текст] / Известия РГО. – 1998. – Т. 130. – Вып. 6. – С. 38–46.

152. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. [Текст]. – М.: Наука, 1980. – 307 с.

153. *Селиверстов, Ю.П.* Возвратно-поступательный характер стадияльных сокращений горных ледников [Текст] / Ю.П. Селиверстов // Известия РГО. – 1999. – Т. 131. – Вып. 4. – С. 43–47.

154. *Соломина, О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене [Текст] / О.Н. Соломина. – М.: Научный мир, 1999. – 272 с.

155. *Сухова, М.Г.* Эколого-климатический потенциал ландшафтов Алтае-Саянской горной страны для жизнедеятельности населения и рекреационного природопользования [Текст] / М.Г. Сухова // Автореферат дисс. ... д-р геогр. наук. – Томск, 2009. – 40 с.
156. *Тронов, М.В.* Ледники и климат [Текст] / М.В. Тронов. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 407 с.
157. *Тронов, М.В.* Факторы оледенения и развития ледников [Текст] / М.В. Тронов. – Томск: Изд-во ТГУ, 1972. – 235 с.
158. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка [Текст]. – Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 2000. – 64 с.
159. *Фирсов, Л.В.* Каталог радиоуглеродных дат [Текст] / Л.В. Фирсов, В.А. Панычев, Л.А. Орлова. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. – 88 с.
160. Четвертичная система [Текст] // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. - Вып. 38. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – С. 115–127.
161. *Чистяков, К.В.* Ландшафты Внутренней Азии: динамика, история и использование [Текст] / К.В. Чистяков // Автореферат дисс. ... д-р геогр. наук. – СПб., 2001. – 50 с.
162. *Чистяков, К.В.* Ландшафты Горного Алтая и их современная динамика [Текст] / К.В. Чистяков // Известия Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ. - № 1. - 2008. – С. 124–133.
163. *Чистяков, К.В.* Процессы трансформации и состояние природной среды гор северо-запада Внутренней Азии [Текст] / К.В. Чистяков, Ю.П. Селиверстов // Горы и человек: антропогенная трансформация горных геосистем: Материалы конференции. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – С. 140–142.
164. *Чистяков, К.В.* Находка ископаемых лиственничников в моренных отложениях Юго-Западной Тувы [Текст] / К.В.

Чистяков, Ю.П. Селиверстов, Н.Н. Михайлов, И.Г. Москаленко, Д.А. Ганюшкин // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Материалы региональной научно-практической конференции. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – С. 221–226.

165. *Чумаков, И.С.* Кайнозой Рудного Алтая [Текст] / И.С. Чумаков. – М.: Наука, 1965. – 222 с.

166. *Шейнкман, В.С.* К проблеме древнего оледенения в горах Сибири [Текст] / В.С. Шейнкман // Гляциология Сибири. - Вып. 4 (19). – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – С. 57–69.

167. *Шейнкман, В.С.* Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мёртвого моря [Текст] / В.С. Шейнкман // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 93. - 2002. – С. 41–54.

168. *Шейнкман, В.С.* Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов [Текст] / В.С. Шейнкман // Материалы гляциологических исследований. - Вып. 105. - 2008. – С. 51–72.

169. *Шмидт, Г.А.* Новые находки неогеновых отложений в Горном Алтае [Текст] / Г.А. Шмидт // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – С. 218–222.

170. *Шмидт, Г.А.* Новейшие структуры Горного Алтая и их связь с докайнозойской тектоникой [Текст] / Г.А. Шмидт // Геология, инженерная геология и гидрогеология. - Вып. 8. – Барнаул: Алт. книж. изд-во, 1972а. – С. 94–97.

171. *Шмидт, Г.А.* О межгорных впадинах Алтая [Текст] / Г.А. Шмидт // Геология, инженерная геология и гидрогеология. - Вып. 8. – Барнаул: Алт. книж. изд-во. 1972б. – С. 98–100.

172. *Шнитников, А.В.* Изменчивость горного оледенения Евразии в поздне- и послеледниковую эпоху и абсолютная хронология [Текст] / А.В. Шнитников // Известия ВГО. – 1953. - Т. 85. - Вып. 5.

173. Шнитников, А.В. О единстве общих условий распада вюрмского оледенения горных сооружений Евразии [Текст] / А.В. Шнитников // Гляциологические исследования. - № 9. - М.: Наука, 1963. - С. 145–154.

174. Blyakharchuk T.A. Late Glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia [Текст] / T.A. Blyakharchuk, H.E. Wright, P.S. Borodavko, W.O. Van Der Knaap, B. Amman // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. - 2004. - V. 209. - № 1–4. - P. 259–279.

175. Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia [Текст] / P.A. Carling // Sedimentology, 1996. - V. 43. - P. 647–664.

176. Carling P.A. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology [Текст] / P.A. Carling, A.D. Kirkbride, S. Parnachov, P.S. Borodavko, G.W. Berger // International Association of Sedimentologists, Special Publication 32. - Oxford, England. 2002. - P. 17–35.

177. Elson J. Origin of washboard moraines [Текст] / J. Elson // Bull. Geological Society of America. - 1957. - V. 68. - P. 324–339.

178. Gellatly A.F. Thermal regime and geomorphology of plateau ice caps in northern Norway observations and implications [Текст] / A.F. Gellatly, J.E. Gordon, W.B. Whalley, J.D. Hanson // Geology. - 1988. - V. 16. - № 11. - P. 983–986.

179. Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia [Текст] / J. Herget. - Geological Society of America. Special Paper 386. Boulder, Colorado, USA, 2005. - 118 p.

180. Hoppe G. Glacial morphology and inland ice recession in Northern Sweden [Текст] / G. Hoppe // Geografiska Annaler. - 1952. - № 4. - P. 1–17.

181. *Kutzbach J.E.* Simulation of the climate of 18,000 years BP: Results for the North American – North Atlantic – European sector and comparison with the geologic record on North America [Текст] / J.E. Kutzbach, H.E. Wright // *Quaternary Science Reviews*, 1985. - V. 4. - № 3. – P. 147–187.

182. *Lesemann J-E.* Regional reconstruction of subglacial hydrology and glaciodynamic behaviour along the southern margin of the Cordilleran Ice Sheet in British Columbia, Canada and northern Washington State, USA [Текст] / J-E. Lesemann, T.A. Brennard // *Quaternary Science Reviews*, 2009. - V. 28. – P. 2420–2444.

183. *Messerli B.* Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmerraum [Текст] / B. Messerli. – Zürich: Geographica Helvetica, 1967. – S. 105–228.

184. *Reuther A.U.* Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be [Текст] / A.U. Reuther, J. Herget, S. Ivy-Ochs, P. Borodavko, P.W. Kubik, K. Heine // *Geology*, 2006. - V. 34. - №11. – P. 913–916.

185. *Rudoy A.N.* Mountain ice-dammed lakes of southern Siberia and their influence on the development and regime of the intra-continental runoff systems of North Asia in Late Pleistocene [Текст] / A.N. Rudoy // *Paleohydrology and Environmental Change* (Eds. Benito G., Baker V.R. & Gregory K.J.). John Wiley & Sons. – Chichester, New York, 1998. – P. 215–234.

186. *Rudoy A.N.* Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains [Текст] / A.N. Rudoy // *Quaternary International*, 2002. - V. 87. - № 1. – P. 119–140.

Неопубликованная

1. *Кривчиков, А.В.* Обобщение материалов золотоносности и сереброносности Горного Алтая с целью направления поисковых работ. Отчёт Алтайского тематического отряда о результатах работ по теме Б.1.4./501(12) – 611, выполненных

в 1989–1993 гг. [Текст] / А.В. Кривчиков, Л.М. Матвеева. – Малоенисейское, 1993.

2. *Крупчатников, В.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чаган-Бургазы и Богуты. Отчёт Бугузунской партии о результатах геологической съёмки и геологического доизучения масштаба 1:50000, проведённых в 1978–1993 гг. в юго-восточной части Горного Алтая [Текст] / В.И. Крупчатников, А.Н. Банников, Г.А. Винокурова, М.С. Доставалова, Т.Н. Кудрявцева, В.В. Томилов. – Майма, 1993.

3. *Петкевич, М.В.* Отчёт «Гляциология и геоморфология Холзунского железорудного месторождения и вдоль возможных транспортных коммуникаций и существующих дорог» [Текст] / М.В. Петкевич. – Томск, 1971.

4. *Федак, С.И.* Геологический отчёт о результатах работ по объекту «ГДП-200 в пограничных районах Алтая и Казахстана (листы М-44-IX, X, XI, XII, М-45-ХIII)» за 2004–2008 гг. [Текст] / С.И. Федак, Ю.А. Туркин, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов, Л.П. Карабицина, В.А. Кривчиков, Г.А. Поважук. – Малоенисейское, 2008. - Гос. регистр. № 84-04-16/1.

Научное издание

Алексей Николаевич Рудой
Геннадий Григорьевич Русанов

**ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ
В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ
РЕКИ КОКСЫ**

Монография

ISBN 978-5-85127-594-4

Сдано в набор 15.01.2010. Подписано в печать 14.10.2010.
Формат 60x90/16. Гарнитура Times. Бумага офсетная. Печать
оперативная.

Усл. печ. л. 9 2 Тираж 200 экз.

Заказ 156 б.

Редакционно-издательск..... УВПО «АГАО».
659333, г. Бийск, ул. Короленко, 53.

Типография ГОУВПО «АГАО».
659333, г. Бийск, ул. Короленко, 55/1.