

А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов

**ПОСЛЕДНЕЕ
ОЛЕДЕНЕНИЕ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
АЛТАЯ**

A. Rudoy, G. Rusanov

The Last Glaciation of North-Western Altai Mountains

2nd Edition

TOMSK

Scientific and Technology
Publishing House

2012

UDC 551.435

R90

R90 Rudoy A., Rusanov G. The Last Glaciation of North-Western Altai Mountains – 2nd Edition. – Tomsk: Scientific and Technology Publishing House, 2012. – 240 p.

ISBN 978-5-89503-487-3

The field-work being carried out there managed to reveal yet not researched sediments and the relief of the glacial complex. The new paleontological data on the corresponding mammal fauna and the results of its radiocarbon test determined the age of this complex as dating back to the late Würm glaciation. The book is presenting a new outline resulting from the newly received results of field-work as well as some new theories and hypotheses. This new outline concerns the last glaciation period on a vast territory having up till now been unexplored, mainly on the stage of deglaciation.

The main statement being proven is that this part of the Altai made a vast periphery of the Altai ice age glacial coverage during the late Würm glaciation when some giant of glacier-dammed lakes came to exist in the structural basins and mouths of the river valleys in the initial stages of the ice degradation of the mountains of the Central Asia in general. Ice bodies of various types came to exist more than once in the Abai, Uimon and Ust-Kan structural, while the glacier-dammed lakes underwent some catastrophic diluvium at various times and various directions. The authors found it necessary to include into their work some little known theoretical information and concepts in order to help the readers deeply understand the main points of the authors' reconstruction and the logic of putting out matters.

This book is intended for geologists, geomorphologists, paleogeographers, paleo-glaciologists, archaeologists, biologists as well as for the university students of the geologic and geographic faculties.

UDC 551.435

ISBN 978-5-89503-487-3

© Text. A. Rudoy, G. Rusanov, 2012

© Design. Scientific and Technology
Publishing House, 2012

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ



ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

*2-е издание,
исправленное и дополненное*



Томск
«Издательство НТЛ»
2012

УДК 551.435
Р835

Рудой А. Н., Русанов Г. Г. Последнее оледенение Северо-
Р835 Западного Алтая. – 2-е изд., испр. и доп. – Томск: Изд-во НТЛ,
2012. – 240 с.: ил.

ISBN 978-5-89503-487-3

Второе издание книги помимо небольших исправлений содержит также и некоторые новые данные о территории и о проблеме, не вошедшие в первое издание 2010 года. Книга является следующей в ряду наших пионерных исследований по геоморфологии, четвертичной геологии и палеогляциологии наименее изученной территории Горного Алтая – северо-западной его части. Полевые работы выявили новые местонахождения и генетические типы четвертичных отложений и рельефа ледникового комплекса. Полученные палеонтологические определения фауны млекопитающих и радиоуглеродные датировки определили и поздневюрмский возраст этого комплекса. На основе нового фактического материала и новых научных концепций представлена схема последнего оледенения, главным образом – на стадиях дегляциации в ранее не изученном большом районе.

Заключение о том, что эта часть Алтая представляла собой обширную периферию Алтайского ледникового покрова в позднем вюрме, когда возникали огромные ледниково-подпрудные озёра в котловинах и в устьях речных долин на начальных стадиях дегляциации гор Центральной Азии вообще, является в этой монографии ключевым. В Абайской, Уймонской и Усть-Канской котловинах неоднократно возникали ледоёмы различного типа, а сами ледниково-подпрудные озёра на других стадиях эволюции оледенения испытывали катастрофические сбросы в разных направлениях в разное время.

Книга написана для геологов, геоморфологов, палеогеографов, гидрологов, гляциологов, археологов и биологов.

УДК 551.435

*Авторы сердечно благодарят
кандидата медицинских наук
Евгения Владимировича Борунова
за помощь в издании этой книги*

ISBN 978-5-89503-487-3

© А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов, 2012

© Оформление. Дизайн.

ООО «Издательство НТЛ», 2012

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	8
Глава 1. Физико-географическая характеристика	15
Глава 2. Геоморфология	26
Глава 3. Четвертичные отложения	48
3.1. Нерасчленённые полифациальные рыхлые отложения Абайской впадины	49
3.2. Верхнеплейстоценовые отложения ледникового ком- плекса	52
3.3. Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения	66
3.4. Голоценовые отложения	71
Глава 4. Реконструкция планового положения ледников в максимум последнего оледенения	83
4.1. О времени последнего оледенения Горного Алтая	84
4.2. Существующие взгляды на распространение ледни- ков Северо-Западного Алтая на время последнего ледникового максимума	91
4.3. О надёжности морфологического анализа моренного рельефа и отложений для определения границ древ- них ледников	105
4.4. О критике «традиционной моренной геоморфологии»	114
Глава 5. Сёрджи (Glacier Surge) и пульсирующие ледники	130
5.1. Терминология и сущность явления	130
5.1.1. О термине	130
5.1.2. Сущность явления	133

5.2. Пульсирующие ледники	135
5.2.1. Стадия подвижки	136
5.2.2. Стадия восстановления	137
5.3. Сёрджи второй половины XX – начала XXI века	137
5.4. Ледник Медвежий. Горный Бадахшан	137
5.5. Геналдонская катастрофа. Пульсирующий ледник Колка на Северном Кавказе.....	140
5.6. Последствия Геналдонской катастрофы 2002 г.	143
5.7. О возможности сёрджей древних ледников. Палеогео- графическое значение реконструкции плейстоцено- вых сёрджей.....	144
5.8. О «стадиальности» деградации ледников, абсолют- ных датировках ледниковых отложений и о действи- тельном возрасте климатических событий.....	148
5.8.1. Кратко об инерции сохранения ледников.....	148
Глава 6. Упрощённая модель расчёта планового положения ледника в Абайской котловине в максимум по- следнего оледенения (Галахов В.П., Русанов Г.Г., Рудой А.Н.)	153
6.1. Алгоритм расчётов.....	154
6.2. Плановое положение ледников в бассейне реки Коксы в максимум последнего оледенения	161
Глава 7. Четвертичные ледоёмы	170
7.1. О термине.....	172
7.2. Четвертичные ледоёмы.....	172
7.2.1. История и сущность проблемы	173
7.2.2. Уймонская котловина	178
7.3. Изменение парадигмы. Типы ледоёмов. Наледные ле- доёмы и пойманные озёра	186
7.4. Научное значение исследования проблемы ледоёмов	191

Глава 8. Позднеплейстоценовое Абайско-Коксинское ледниково-подпрудное озеро	194
8.1. Абайско-Коксинское озеро в максимум последнего оледенения	195
8.2. Абайско-Коксинское озеро на этапе деградации последнего оледенения	207
8.2.1. Лимноизостазия и дилювиальное тремоло	208
8.3. Финальные этапы озерно-ледниковой истории котловин Северо-Западного Алтая	212
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	215
ЛИТЕРАТУРА	219

ВВЕДЕНИЕ

На территориях позднеплейстоценового оледенения, к которым относится и Горный Алтай, не решена до сих пор проблема определения площади распространения четвертичных ледников, их мощности, а также совершенно не выяснены особенности и геологические результаты 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 того, до недавнего времени для верхнеплейстоценовых ледниковых отложений Горного Алтая было мало радиоуглеродных датировок, т.е. было найдено мало определяемых органических остатков, что не позволяло с уверенностью датировать их возраст. Таким образом, отсутствовала и возможность сравнения и построения хотя бы приблизительных хроноклиматических шкал. Но совсем не странным парадоксом можно полагать и разночтение немалого массива новых радиоуглеродных дат, полученных разными исследователями в последние два десятка лет. С одной стороны, эти многочисленные датировки в большой степени изменили представления о новейшей геологической истории гор, опубликованных до 1990-х годов, но с другой – их интерпретация внесла ещё большую путаницу в попытки конкретизации последовательности, возраста и продолжительности ледниковых и межледниковых событий. Другими словами, вместо двух-трёх известных палеогляциологических гипотез на свет появились по десятку версий для каждой из них.

Использование же термолюминесцентного датирования на его современном методическом уровне в качестве руководящего критерия вообще пока представляется преждевременным, и к выполненным на ос-

нове термолюминесцентных датировок реконструкциям следует относиться весьма осторожно [Агатова, Девяткин и др., 2004]. Поэтому при определении границ распространения ледников даже в максимум последнего (позднелюрмского, сартанского) оледенения Алтая среди исследователей возникают иногда просто несоизмеримые разногласия в оценках их площадей, не говоря уже и мощностях льда и динамике снеговой линии.

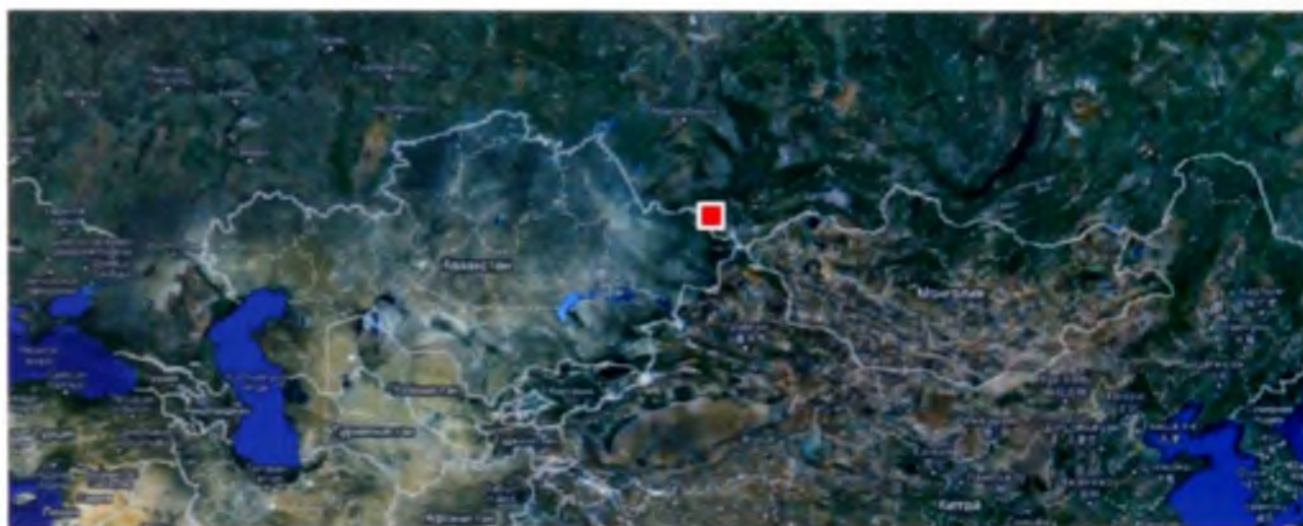


Рис. 0.1. Красный квадрат на карте – положение территории крупномасштабных геолого-съёмочных и специальных геоморфологических изысканий на Северо-Западном Алтае в 2006 году и ранее. Google Earth

Мы попытались рассмотреть эту проблему на примере достаточно репрезентативного по размерам и строению бассейна верхнего течения реки Коксы в западной части Горного Алтая, выбрав его в качестве ключевого 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, хотя бы небольшой статьи или тезисов, о ледниковой истории этого района до сих пор не было.

- 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. Если бы не одни и те же географические названия, то, читая эти работы, можно было бы думать, что речь идёт о различных территориях Земли.

- В-третьих, применяемый геоморфологами и геологами-четвертичниками морфологический метод определения распространения оледенения, для данного района не даёт результатов. Связано это с тем, что в районах со значительной увлажнённостью, к которым относится весь Северный Алтай, энергия оледенения была существенно больше, чем в тех районах, на примере которых этот морфологический метод разрабатывался.

Собственно процессы оледенения территории на всех его стадиях, кроме кульминационных, характеризовались ещё и тем, что в Абайской котловине и долине Коксы, как и практически во всех межгорных впадинах районов древнего и современного оледенения, в периоды около пиков ледниковых максимумов последней ледниковой эпохи, также существовали крупные ледниково-подпрудное озера, в которые спускались языки ледников. Они быстро разрушались волноприбойными процессами, механически по трещинам сколов на плаву, по маргинальным субвертикальным трещинам, термоэрозией и т.п., превращаясь в ледяные стены-барьеры, подобные современным ледниковым береговым барьерам всех таких современных ледников мира: от ледниковых щитов и покровов, до ледников горно-долинного типа. Собственно же ледниковые языки, выходящие в водоёмы, контактируя с озёрами обрывами-барьерами, конечных морен не продуцируют (см. рис. 0.2, рис. 4.4 – 4.8 в четвертой главе). Субаквальная морена таких, «шельфовых», ледников не формирует «привычного, ожидаемого» грядово-западинного контрастного ледниково-аккумулятивного рельефа, а в большинстве случаев и вовсе не диагностируется геоморфологически даже на равнинах.

Конечно-моренные валы и гряды различного происхождения есть всегда в горах перед концами уже глубоко деградировавших ледников в верховьях долин. Эти валы не затрагиваются диллювиальной и иной эрозией и могут оставаться сохранными довольно длительное время. Но и самый дальний от истоков ледника конечно-моренный вал в условиях горно-котловинного, или изрезанного фьёрдами, рельефа совершенно не свидетельствует о том, что этот вал – граница именно максимального продвижения ледника. Эти соображения касаются, при соответствующих палеогляциогидрологических обстановках, также и равнинных территорий (например, территории Колумбийского базальтового плато или – Западно-Сибирской равнины, или Средне-Сибирского плоскогорья в ледниковом плейстоцене, или им подобных участков).



Рис. 0.2. Ледник, выходящий свои языком в любой водоем, становится «шельфовым», т.е. переходит на плав. Это исключает образование конечных и боковых морен. На этом фото мы видим активный айсберговый отел и рафтинг. Ледник Медведь (Bear), Аляска. «Space Imaging». NASA

Основной целью предлагаемой работы является реконструкция водно-ледниковой истории Северо-Западного Алтая за последние 22–24 тыс. лет. 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 (поздnevюрмского, сартанского) оледенения, 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, а также специальных пеших маршрутов в бассейнах Каннской, Абайской и Уймонской котловин.

Для контроля результатов полевых и дистанционных исследований, изложенных ниже, В.П. Галахов любезно 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.

Летом 2011 года был получен ещё целый массив радиоуглеродных датировок, некоторые из которых (по молодым моренам верховьев р. Хайдун) включены в новое издание.

Попутно представлена первая исчерпывающая физико-географическая характеристика территории.

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 предоставили нам описания озёрных отложений, вскрытых ими в 2009 г. в бас-

сейне 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). Огромное значение для понимания механизмов деградации ледников и подледниковых стоков имели для нас консультации В.Р. Бейкера (Аризонский университет, США) и М.Г. Гросвальда (Институт географии РАН, Москва). Большую помощь в компьютерном оформлении схем и рисунков оказала Ф.Г. Рузаева. Огромное спасибо геоморфологу Марине Родионовне Кирьяновой, принимавшей участие почти во всех съёмочных и специальных исследовательских маршрутах авторов, а также в обсуждениях проблемных вопросов. Авторы искренне признательны и благодарны за помощь и поддержку всем названным выше коллегам и специалистам.

Глава 1

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Бассейн верхнего течения реки Коксы (Северо-Западный Алтай, левый приток реки Катунь), рассматриваемый нами в пределах номенклатурного листа М-45-ХIII масштаба 1:200000, занимает площадь в 3148 км² 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 государственной границе с Казахстаном, которая проходит по осевой линии хребтов Холзун и Коксуйский, являющихся водоразделом бассейнов рек Катунь и Иртыша (рис. 1.1).

Геологическое строение. Согласно результатам недавно проведённого полевого геологического доизучения масштаба 1:200 000 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, Чарышско-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



Рис. 1.1. Детальная схема расположения геолого-геоморфологических работ

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 Чарышско-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 дацит-риолитовой (коргонская свита) форма-

ций 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 дацит-риолитовой формации коргонской свиты.

Интрузивные породы, представленные среднезернистыми и порфировидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми лейкогранитами, гранитами, гранит-порфирами и многими другими петрографическими разновидностями и 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 удлинённой 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).



Рис. 1.2. Абайская межгорная впадина. Фото Г.Г. Русанова

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.

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 комплек-

сом тектонических, ледниковых и денудационно-эрозионных типов и форм рельефа.

Более подробно геоморфологические особенности будут рассмотрены в следующей 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 происходит 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 ситуация 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 ледниками, существование которых обязано, в основном, метелевому переносу. Поэтому эти ледники приурочены только к подветренным склонам хребтов северной и северо-восточной экспозиции. Снеговая линия на этих малых формах оледенения 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 ледников и не достигают нижнего уровня хионосферы [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 $-0,8^{\circ}\text{C}$) среднегодовой температурой по сравнению с другими горноледниковыми бассейнами Алтая. Общая площадь оледенения на этой территории в семидесятых – восьмидесятых годах про-

шлого столетия не превышала $2,5 \text{ км}^2$. В пределах Горного Алтая на начало 1981 г. насчитывалось 1973 ледника общей площадью $1503,4 \text{ км}^2$ [Ревякин, 1981]. Из них – только 38 карово-висячих и висячих ледников общей площадью $2,3 \text{ км}^2$ было зафиксировано в карах хребта Холзун, и всего 3 маленьких ледничка общей площадью $0,2 \text{ км}^2$ – 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.

Гидросеть, 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 Катуни, рис. 1.3) и её притоки – реки Ночная, Хайдун, Банная, Карагай, Коксочка, Красноярка, Абай, Улужай, Шельдя 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.



Рис. 1.3. Ущелье р. Кокса, фото сделано с перевала Громотуха. В перспективе – Абайская котловина. Сентябрь 2010 г. Фото Б. Винникова

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 половодьем 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 характеру 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 редкой лиственницей (рис. 1.4). 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



Рис. 1.4. Хвойная тайга на средних уровнях западного макросклона хребта Холзун.
Фото А.А. Стекольников, 2005.

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].

Переход лесного пояса в субальпийские и альпийские луга постепенен (рис. 1.5) 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 ширококлубящихся 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 (рис. 1.5) и склонам хребтов с развитым покровом щебнисто-суглинистых отложений склонового ряда разного генезиса.



Рис. 1.5. Постепенный переход лесного пояса в субальпийские луга, северо-восточный макросклон хребта Холзун. Фото Алексея Мазницина

Переход в тундровый пояс нерезкий, и альпийские луговины часто встречаются вблизи снежников-перелетков (рис. 1.6). 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.

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.



Рис. 1.6. Альпийские луга в осевой части хребта Холзун. Июль 2006 года.
Фото А.Н. Рудого

Региональное гамма-поле в пределах этой территории малоинтенсивно и слабо дифференцировано. Фоновые значения мощности экспозиционной дозы составляют 13 мкР/ч при вариациях от 4 до 26 мкР/ч, 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 концентрации 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 составляют: НДМГ (несимметричный диметилгидразингептил) – 2,24 т/год, АТ (азотный тетраоксид) – 4,8 т/год [Федак и др., 2008].

Глава 2

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В рельефе бассейна 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-

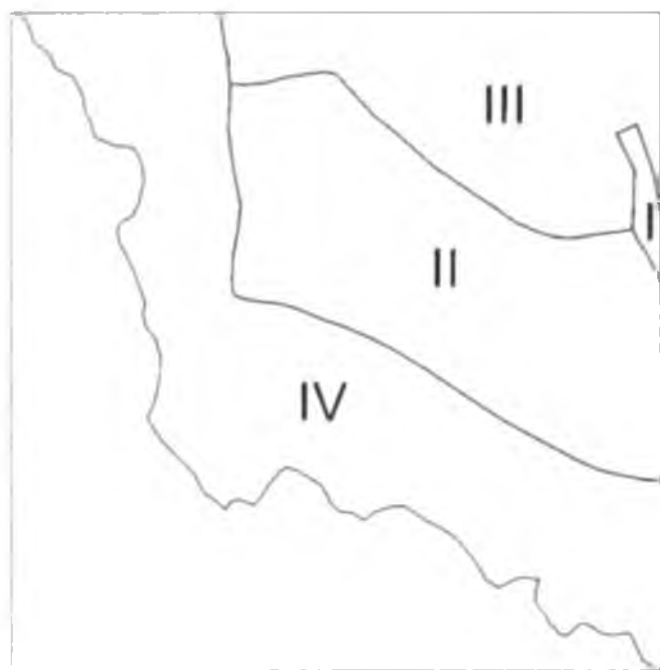


Рис. 2.1. Схема основных морфоструктур. I – Абайская котловина, II – Коксинский блок, III – Тигирецко-Коргонское поднятие, IV – Холзунско-Коксуйское поднятие

восточный макросклоны хребтов Холзун и Коксуйский (рис. 2.1).

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. 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 рельефов.

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, Хаширо-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. 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 высокую денудационную 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 перекрыты практически сплошным маломощным чехлом десерпционных, солифлюкционных и коллювиально-делювиальных позднеплейстоцен-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.

Структурно-денудационные склоны и вершинные поверхности – это крутые и средней крутизны отпрепарированные денудацией склоны, а также уплощённые и куполообразные вершинные поверхности палеовулканических покровов и интрузивных массивов.

Денудационно-эрозионные склоны развиты преимущественно в центральной наиболее пониженной части рассматриваемой территории, тянотекущие к долине Коксы (Коксинский блок относительных опусканий) и занимающие не менее 20 % площади. Высотный диапазон развития 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, перекрыты чехлом полигенетических отложений склонового ряда позднелепистоцен-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 как во время оледенения [Бутвиловский, 1993], так и в настоящее время на верхних уровнях склонов и водоразделов.

Возраст этих склонов ограничивается, с одной стороны, возрастом поверхностей денудационного выравнивания, а с другой – врезами в них ледниково-эрозионных линейно вытянутых согласно падению склона понижений, а также – ледниково-обусловленных фрагментарно выраженных ступеней-тримлайнов.

Многие кары на хребте Холзун являются ступенчатыми (каровые лестницы), а на их днищах в экзарационных котловинах, ограниченных ригелями, находятся каровые озёра (рис. 2.2). 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].

Экзарационные склоны и поверхности – это основной морфогенетический тип денудационного рельефа на данной территории. Он хорошо представлен в пределах хребтов Коргонского, Коксуйского и



Рис. 2.2. Ступенчатые кары (каровая лестница в привершинной части хребта Холзун. Днища каров, как правило, заняты ригеле-подпрудными (каровыми) озерами. Фото А.А. Стекольников

Холзун в виде многочисленных ледниковых каров, часто объединенных в обширные цирки, от 0,5 до 2 км и более, а высота их стенок достигает 200–300 м и более. Они приурочены 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 [Ревякин и др., 1979; Галахов, Мухаметов, 1999].

К сказанному добавим, что не меньшее число каров формируется и в регрессивные стадии оледенения, на освободившихся ото льда поверхностях, ороклиматически удобных для развития нивально-гляциальных ниш. И кары этой, регрессивной, фазы колебаний ледников, причём –

последних стадий дегляциации, мы сейчас в основном и наблюдаем. Некоторые же исследователи именно по их высотному положению судят и о величине депрессии снеговой линии, а отсюда и о типе, и о максимальных размерах последнего оледенения. Л.И. Ивановский [1981] писал, что на территориях, где много осадков, как, например, в рассматриваемом районе (до 1000 мм/год), там, где большая концентрация снега в понижениях рельефа, надежность 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, можно вполне обоснованно предположить, что нижний уровень хорошо развитых каров отражает не депрессию хионосферы в максимумы древних оледенений, а интерстадиальные длительные положения уровня «365», близкие по климатическому состоянию к стадиям 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]. Заметим, что и это мнение В.В. Бутвиловского далеко не бесспорно, поскольку в максимумы оледенений льдом были глубоко законсервированы и экзарированы и те уступы, в которых, но уже трансформированных в субгляциальной обстановке, в позднеледниковье (как и в настоящее время) развиваются так называемые нивальные ниши, о чём была наша реплика чуть выше.

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 (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 встречаются плохо сохранившаяся ледниковая штриховка, а также эрратические средние 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.



Рис. 2.3. Разрушающиеся бараньи лбы в долине реки Коксы. Июль 2006 г.
Фото Г.Г. Русанова

Очень часто в небольших речных долинах на участках, расположенных ниже голоценовых конечных морен, видимые следы древнего оледенения отсутствуют. О том, что эти врезы формировались при активном участии горных ледников, могут свидетельствовать их поперечные профили, а также их местонахождение в зоне развития типичных трогов крупных основных долин.

Подобные долины характерны для горных стран, в том числе и Алтая, и описываются многими исследователями [Ивановский, 1981, и др.]. Верховья долин некоторых рек имеют вид широких блюдцеобразных пологосклонных логов, со слабонаклонными слабо выраженными тальвегами. Эти долины, сужаясь вниз по течению, постепенно приобретают заметный корытообразный поперечный профиль. «Древние ледники, занимая подобные долины, придавали им полого-корытообразный профиль. Для таких 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,



Рис. 2.4. Бараньи лбы в осевой части хребта Холзун, почти на плоской седловине водораздела рек Хайдун (Россия, съемка ведется из верховьев долины Хайдуна) на плоский перевал к долине Таловый Тургусун, Казахстан. Хорошо видно, что направление движения льда на определенном этапе ранних стадий деградации ледников происходило не в направлении современных уклонов, а в сторону Восточного Казахстана (т.е. сейчас – вверх по уклону). Июль 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

часто заполняющим днища трогов; на коренных породах можно встретить следы механического воздействия ледника на подстилающие породы» [Ивановский, 1981, с. 63]. Глубина экзарационного воздействия в этих долинах изменяется от первых десятков до 300 м, а ширина плоских днищ трогов, 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 обычны выветрелые, обработанные ледниками, обнажения коренных пород, (бараньи лбы) (рис. 2.4), а также крупные (до одного метра и более) глыбы, имеющие облик типичных ледогранников («ледниковых утюгов»), перемещённые в стороны от ближайших коренных выходов на расстояние до 1 км и более. И хотя другие следы («традиционные», по А.Н. Рудому) присутствия ледников на плоских водоразделах не обнаружены, это ещё не оз-

начает, что оледенения здесь не было, как рисуют на своих палеогляциологических схемах большинство исследователей. Как раз напротив, как будет показано ниже, оледенение здесь не просто было. Оно было покровным и очень мощным.

Как показали исследования скандинавских геологов, в Северной Норвегии современные ледники плоских вешин при деградации оставляют у отступающих краёв практически ненарушенные подстилающие крупноглыбовые курумы. Такие ледники не создают морен, бараньих лбов и ледниковой штриховки [Gellatly et al., 1988].

Вообще, и сами механизмы и интенсивность геологической работы ледников, и её результаты зависят от исходного рельефа и морфогенетического типа самих ледников. В качестве примера приведём фотографию современного ледника Малый Азау (рис. 2.5), по периферии которого можно обнаружить весьма скудные следы «типичных» ледниковых форм рельефа и отложений, которые зато прекрасно представлены на рисунках, например, в многотомном фундаментальном учебнике И.С. Щукина, по которому до сих пор учатся студенты университетов, и данные (и рисунки тоже) из которого кочуют десятилетиями в более поздние поколения учебников и по геоморфологии, и по общей геологии для вузов, но которые в лучшем случае обозначают частные примеры аккумулятивной и эрозионной деятельности некоторых ледников да ещё и в определённых, довольно узких, ороклиматических условиях.

Более двадцати лет назад на основании анализа полевых гляцио-геоморфологических исследований в Юго-Восточном Алтае и Северо-Западной Монголии [Рудой, 2004; Рудой и др., 2000] к этим выводам, но уже с новыми знаниями и с новых научных позиций, пришёл и А.Н. Рудой, хотя опубликовать свою позицию подробно ему удалось гораздо позднее [Рудой, 2004]. Он уже определённо писал о научной беспомощности традиционных, многими десятилетиями утвердившихся в геологии, методов палеогляциологических изысканий. Авторы полагают, что краткое изложение этой позиции уместно в форме отдельного специального небольшого раздела привести специально в четвёртой главе настоящей книги.

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



Рис. 2.5. Ледник Малый Азау системы оледенения Эльбруса. Никаких особо «традиционных» ледниковых геоморфологических образований мы здесь не видим, если не считать «типичным» ледниковое выравнивание, заглаживание первичных неровностей исходного рельефа, друмлиноидов и остатки едва зародившихся и уже активно разрушающихся каров. Фото В.М. Михаленко

Поверхности денудационного выравнивания, срезающие древнее складчатое основание, приурочены крупными фрагментами к осевым частям хребтов Коргонского и Холзун и их отрогов (рис. 2.6). До сих пор большая часть вершинных поверхностей в данном районе Алтая сохраняет элементы поверхностей выравнивания [Алтае-Саянская..., 1969]. Однако эти поверхности частично уничтожены неогеновой и четвертичной денудацией. Сохранившиеся участки этого пенеплена в значительной степени переработаны и преобразованы древними и современными ледниковыми и криогенными процессами.



Рис. 2.6. Выположенная реликтовая поверхность хребта Холзун. Справа – гора Банная – исток реки Банной.
Фото Б. В. Катаева

Ширина фрагментов выровненного рельефа изменяется от 0,5 до 5 км, образуя комплекс древнего пенеплена, 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 их большого площадного развития более древний рельеф этих поверхностей представлен реликтовой пологоувалистой равниной с широкими и неглубокими долинообразными понижениями.

В пределах различных 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 относительно коротком интервале по горизонтали (1–2 км) происходит резкий перепад высот 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, безусловно, бывшая единая пенепленезированная мел-палеогеновая поверхность, деформированная неотектоническими блоковыми движениями, как полагали ранее многие геологи и геоморфологи [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 вырабатываются несколько поверхностей выравнивания, а потому и нет основания принимать их за разновозрастные. Авторы вынуждены признать, что плохо понимают механизм формирования пенепленов, предложенный Л.Н. Ивановским.

Образование поверхности выравнивания, 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. Мел-палеогеновые коры выветривания, залегающие на известняках, фиксируют большие площади сохранившегося пенеплена и в при-

водораздельных частях по бортам юного ущелья-трога Телецкого озера (Северо-Восточный Алтай). Сверху на этих желтоцветных глинистых корях повсеместно залегают озёрно-ледниковые синеватые и реже – желтоватые плотные глины, датированные по пробам с северного и западного высоких пологоволнистых бортов-пенепленов радиоуглеродным методом в 15–12 тыс. лет и моложе [Рудой, 2011, в печати].

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; простиранием геологических структур и их пересечением; 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. Эти долины довольно узкие, глубокие, корытообразные, с эрозионно-экзарационными склонами. Их днища закрыты мощными толщами грубообломочных ледниковых и склоновых отложений. Интенсивная глубинная эрозия, преобладающая над боковой, способствует выносу материала и препятствует формированию аккумулятивных речных 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 озёровидных расширений, приуроченных к глубоко врезынным в коренные породы древним меандрам, возраст которых сопоставим с возрастом поверхности выравнивания. В этих расширенных до 2–3 км участках долин русла рек свободно меандрируют и фуркируют.

Озёрно-ледниковые отложения выполняют днища всех исследованных авторами речных долин бассейна реки Коксы до абсолютных высот 1300–1400 м. Наличие этих осадков определяет, во-первых, пологие продольные профили большинства рек, блюдцеобразные, плоские и широкие, днища долин и пологие подножия их склонов. Всё это также способствует и остепнённости аккумулятивных озёрно-дельтовых накоплений на склонах южных экспозиций и их заболоченности на северных склонах.

На всём протяжении долины сохраняют чётко выраженный корытообразный, поперечный профиль – сверху вниз от широких плоскодонных слаборазвитых до типичных нешироких, но глубоких трогов. Склоны долин южной и юго-восточной экспозиции сильно расчленены глубокими ложбинами-балками (рис. 2.3). Во всех долинах хорошо развиты высокие поймы, а низкая пойма, представленная фрагментарно, находится в стадии формирования. Общая и важная особенность долин территории – отсутствие в бассейне Коксы, как и большинства других крупных притоков Катунь, аккумулятивных надпойменных террас, сложенных аллювием. В речных долинах всего бассейна по высоте (до 10 м) первой надпойменной террасе отвечают обширные субгоризонтальные и покатые поверхности, сложенные пролювиально-селевыми отложениями.

В постледниковое время в речных долинах развивалась главным образом боковая эрозия и в значительно меньшей степени – донная. Но начало плейстоцена знаменовалось и резким усилением неотектонических блоковых движений, которые, по нашему мнению, сопровождались 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, проходящая 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. Превышение брошенной долины над днищем долины реки Коксы составляет от 100 до 200 м.

До позднебурмского (сартанского, валдайского, поздневисконсинского) времени верхний участок долины реки Карагай, ориентированный в северо-западном направлении, представлял собой самостоятель-

ный водоток, впадавший орографически справа в реку Хайдун. В результате ледниковой эрозии и интенсивной регрессивной речной эрозии река Карагай перехватила этот водоток, и он резко, под прямым углом, повернул на северо-восток, превратившись в верховья Хайдуна и покинув нижний участок своей хорошо разработанной долины. Этот брошенный участок долины, оказавшийся сейчас на водоразделе, всего лишь на 25–30 м возвышается над днищем 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 всего лишь на 60 м над днищем долины Хайдуна (рис. 2.4), о чём говорилось выше.

Первый соавтор полагает, что сквозные и брошенные долины формировались в позднеледниковое время за счёт деструктивной геологической работы растекающихся и перетекающих в соседние бассейны долинных ледников. Сейчас результат этих процессов являет сложный рисунок брошенных и действующих долин, расположенных на различных высотах. К новейшим тектоническим движениям этот плановый гидрографический рисунок никакого отношения не имеет. Наличие сквозных, висячих, а после дегляциации – брошенных долин очень характерно для всех районов крупного древнего и интенсивно деградирующего современного оледенения. Таких участков со сквозными и висячими долинами можно увидеть в классическом (для учебников) виде на Юго-Восточном Алтае, в бассейнах рр. Чаган-Бургазы, Тархатта и др. Такие «неправильные» долины, образование которых связано с неоднократными оледенениями разного типа и на разных стадиях, можно увидеть и во всех районах современного оледенения (например, см. рис. 7.1)

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, взбросо-сдвиги 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 относи-

тельного 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 – от 20 до 100 м [Бутвиловский, 1985, 1993]. В постледниковое время неотектонические подвижки продолжаются 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 г. на склонах долины реки Карагай (личное сообщение А.И. Гусева, 2006 г.).

Ранее такие травертиновые образования позднеплейстоценового и голоценового возраста, приуроченные к неотектонически активным разломам, были установлены лишь в Юго-Восточном (их возраст – 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 петрографически разнородных горных пород, зоны дробления и расщепления. Дизъюнктивно-пликативные каледонский и герцинский структурные этажи заметных следов 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, растекаются на несколько русел, интенсивно размывая высокую пойму (рис. 2.7), толщи пролювиально-селевых образований и отложения ледникового комплекса, которые в излучинах меандр обваливаются крупными блоками, отступая со средней скоростью 2–2,6 м/год.

Осыпи и обвалы, как гравитационные, так и сейсмогенные, 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.



Рис. 2.7. Плоское днище Абайской котловины в сентябре 2010 года. Здесь р. Абай свободно меандрирует, вскрывая строение комплекса чередующихся с неровными, но чёткими контактами преимущественно ледниковых, озёрных и селевых отложений. Фото Б. Винникова

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 расширенной воронки, 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, а также 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, особенности 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, 2008a].

На позднеголоценовых конечно-моренных комплексах происходит 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-восемидесятые годы прошлого столетия достигало 38 общей площадью 2,3 км² [Ревякин и др., 1979, 1987; Галахов, Мухаметов, 1999], к настоящему времени практически полностью растаяли. 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 в главных чертах может быть представлена следующим образом. На рассматриваемой территории отложения позднепалеозойского, мезозойского и раннекайнозойского (доплейстоценового) возраста отсутствуют [Федак и др., 2008]. Потому восстановить раннюю историю развития рельефа невозможно. 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 в мелу – 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, вероятно, началось значительное похолодание климата. В это время вертикальные неотектонические движения ослабевают. Начинают доминировать денудационные процессы. Происходит 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 знаменуется резким усилением неотектонических блоковых движений, на фоне которых происходило заложение долин первого порядка, а также частичная перестройка гидросети. По-видимому, именно в это время была брошена долина, до сих пор чётко выраженная в рельефе, проходящая параллельно современной 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 энергия и амплитуда неотектонических блоковые движений была различной. В это же время происходили и неоднократные заметные колебания климата. Похолодания приводили к развитию оледенений, потепления – к их деградации. В максимум последнего (сартанского или поздневюрмского) оледенения все долины были заняты льдом. 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. Собственно, вся горная страна при кульминации оледенения представляла Алтайский ледниковый покров, имевший общую область питания с покровным оледенением гор Южной Сибири на восток вплоть до Байкала, а возможно, и включительно [Рудой, 1990: Атлас снежно-ледовых ресурсов мира..., Гросвальд, 1998]. 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 низкие 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 занимали динамичные, систематически прорывающиеся ледниково-подпрудные озера. После окончательного исчезновения этих водоёмов в самом конце позднего плейстоцена – начале голоцена отложения ледникового комплекса в значительной степени были переработаны мощными и систематическими селями и перекрыты соответственно пролювиально-селевыми толщами. В рельефе и отложениях следы более ранних ледниковых эпох плейстоцена 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.

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 стадияльное сокращение горно-долинных ледников до полного их исчезновения. В результате в верховьях долин остались чётко выраженные фронтальные морены и осушённые котловины ледниково- и моренно-подпрудных озёр. В это время фактически завершилось и формирование сквозного трога, соединившего верховья долин рек Хайдун и Таловый Тургусун на территории Казахстана.

В настоящее время здесь идет активное дальнейшее преобразование рельефа, при этом главными агентами деструкции и аккумуляции вещества выступают: 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 в современную эпоху, причём некоторые из них – не без активного вмешательства человека.

Глава 3

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения четвертичной системы имеют мощность от 3–5 до 100 и более метров и перекрывают около 80 % территории бассейна, выполняя днища долин, пологие и средней крутизны склоны и водораздельные выровненные поверхности [Русанов, 2009; 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 оставались не изученными. Даже на новейшей Карте четвертичных образований России масштаба 1:5 000 000 [2001] в бассейне верхнего течения реки Коксы доминируют нерасчленённые четвертичные криогенно-гравитационные (десерпционные, солифлюкционные и 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, селевыми, десерпционными, солифлюкционными, коллювиально-делювиальными, коллювиальными, аллювиальными, озёрными и болотными отложениями позднеплейстоценового, позднеплейстоцено-голоценового и голоценового возраста.

Для непосредственного изучения доступна лишь верхняя часть разрезов некоторых генетических типов этих отложений, которые вскрываются в немногочисленных небольших карьерах, дорожных врезках-резервах 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 и вряд ли будет проведено в ближайшие годы или десятилетия.

Имеющиеся описания разрезов, вскрытых отдельными гидрогеологическими скважинами в Абайской котловине, схематичны и носят формальный характер. Это вызывает недоверие к обычно малоквалифицированным описаниям, а сами эти данные, по сути, для стратиграфического и генетического расчленения рыхлых образований бесполезны. Поэтому ниже мы рассматриваем их как нерасчленённые полигенетические четвертичные отложения.

3.1. Нерасчленённые полифациальные рыхлые отложения Абайской впадины

В Абайской котловине в районе села Амур мощность нерасчленённых четвертичных отложений, вскрытых гидрогеологической скважиной, превышает 101 м [Богачкин, 1981]. И Абайская котловина, и Уймонская, формально расположенные 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 светло-бурых 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 развиты 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 накаплива-

лись 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 водоёма.

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 %). Прослой 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 пока 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 – возможно, озёрно-ледниковые отложения конца позднего плейстоцена, синхронные последнему оледенению. Слои 2 и 3 – также возможно, флювиальные и ледниковые отложения не точнее, чем средне-позднеплейстоценового возраста. Слои 4, 5 и 6 по положению в разрезе и литологии предварительно могут быть сопоставлены с нижнеплейстоценовыми пролювиальными и аллювиально-пролювиальными буровыми отложениями башкаусской свиты юго-востока Горного Алтая.

А.Н. Рудой полагает, что данные этих скважин, как и вообще скважин 2-го ГГУ, которое работало в конце 1970-х – в начале 1980-х годов на Алтае, вообще не дают никакой полезной информации. Он лично в течение нескольких недель специально заезжал смотреть шлам по всем скважинам, пробуренным этой организацией в Чуйской котловине, а также наблюдал, как именно проходятся скважины, а также – кто и как описывает выход шлама. Как правило, этим занимались слабоподготовленные студентки младших курсов техникумов, а обычно – сами буровики. Впрочем, такой подход к анализу шлама, наверное, можно объяснить задачами разведочных партий ГГУ. Они искали воду, а не изучали стратиграфию многосотметровых немых рыхлых толщ во впадинах Сибири. С другой стороны, если бы геологическое задание выполнялось этими работниками добросовестно, мы имели бы сейчас бесценный материал по строению днищ многих котловин до их коренного основания.

3.2. Верхнеплейстоценовые отложения ледникового комплекса

На всех палеогляциологических схемах Горного Алтая, составленных разными авторами в разные годы, Абайская котловина и бассейн верхнего течения реки Кокса выглядят по-разному. На этих схемах в среднем либо в позднем плейстоцене 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 рассмотрим в четвертой главе.

Согласно многим из этих схем, бассейн Абайской котловины никогда не подвергался оледенению [Богачкин, 1981; Окишев, 1982; Раковец, Шмидт, 1963]. При этом 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, согласно отмеченным авторам моделям, они спускались до долины реки Коксы, где сливались с Коксинским ледником, который оканчивался выше устья реки Банной [Окишев, 1987, рис. 1]. Такое разногласие 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. Эти противоречия можно объяснять ещё и тем, что некоторые из указанных авторов детально на территории не работали вообще, а ограничивались дешифрированием аэрофотоснимков и, в лучшем случае, проезжали мимо к своим основным объектам (как правило – к Уймонской котловине и Катунскому хребту).

Авторы, однако, полагают, что наибольший интерес представляют периферийные площади оледенения, так как там даже единичные находки моренных отложений имеют большое значение для палеогляциологических реконструкций (при этом, ценность детальных исследований и в пределах всей территории несколько не снижается).

По нашим полевым данным [Галахов, Русанов, 2008; Рудой, Русанов и др. 2008, 2009; Русанов, 2008, 2009, 2009; Русанов, Рудой, 2008], основанным прежде всего на результатах полевых работ, в бассейне Верхней Коксы, в том числе и в Абайской котловине, образования позднеплейстоценового (сартанского, поздневюрмского) ледникового комплекса, сохранившиеся крупными фрагментами, представлены ледниковыми, флювиогляциальными и озёрно-ледниковыми отложениями.

В 2006 г. эти осадки 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, в которой отложения основной морены полностью выполняют днище. Полностью заполняли и переполняли ледники 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.

Рассмотрим подробнее образования этого верхнечетвертичного ледникового осадочного комплекса, изученные в естественных обнажениях, карьерах и в зачистках

Ледниковые отложения. В 0,7 км ниже села Сугаш у выхода долины реки Сугаш в Абайскую котловину на абсолютной высоте 1140 м к левому борту прислонена толща основной морены с пологой наклонной поверхностью и крутым уступом, 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. Июль 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

Она сложена дресвяно-щебнистыми обломками с многочисленными мелкими (до 0,4 м) глыбами, в плотном песчано-алевритовом заполнителе желтоватого цвета. В морене хорошо заметна субпараллельная слоеватость, хаотично расположены вытянутые по простиранию линзы-горизонты желтоватых озёрных песчанистых 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* Boj.) и фрагмент бедренной кости шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis* Blum.), возраст которых, по определению А.В. Шпанского, датируется поздним плейстоценом. При этом А.В. Шпанский не исключал, что по степени фоссилизации кость носорога может быть отнесена к казанцевскому времени позднего плейстоцена и, следовательно, являться переотложенной (при наборе этой рукописи первый автор получил по почте сообщение от Г.Г. Русанова о возрасте этого фрагмента: $40\,200 \pm 1100$ лет, определение Л.С. Орловой (СОАН-8244), т.е. А.В. Шпанский оказался совершенно прав – фрагмент бедренной кости оказался переотложенным и является ещё древнее, относясь к каргинскому межледниковью).

В пяти километрах ниже по долине в центре Абайской котловины (N – $50^{\circ}30'34.6''$; E – $84^{\circ}58'55.3''$) 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-галечниковым 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 согласно современному направлению долины. В этой толще намечается слабо выраженная слоеватость, подчёркиваемая тонкими (от 2 до 20 см) линзами песка и гравийных галечников протяжённостью в первые метры (рис. 3.2).

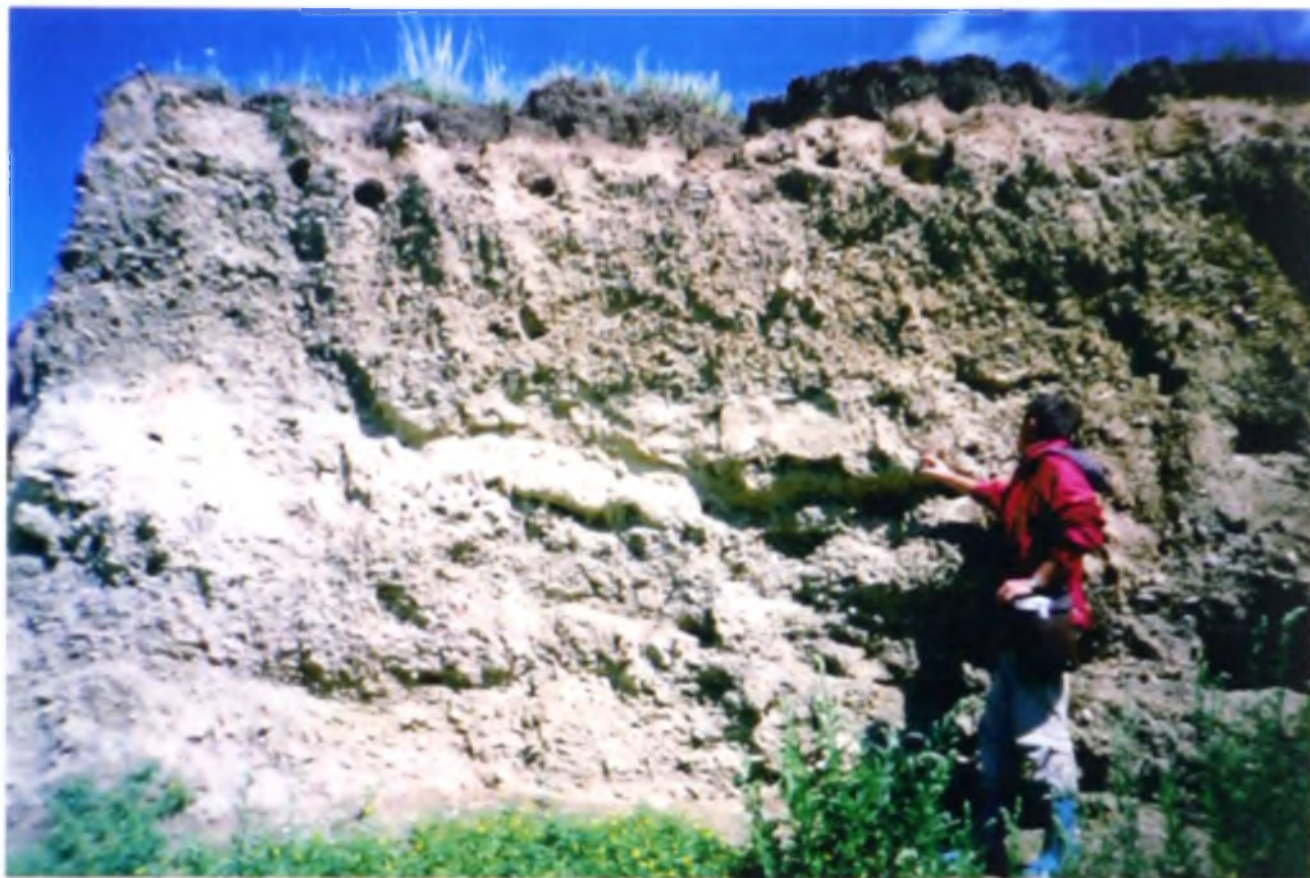
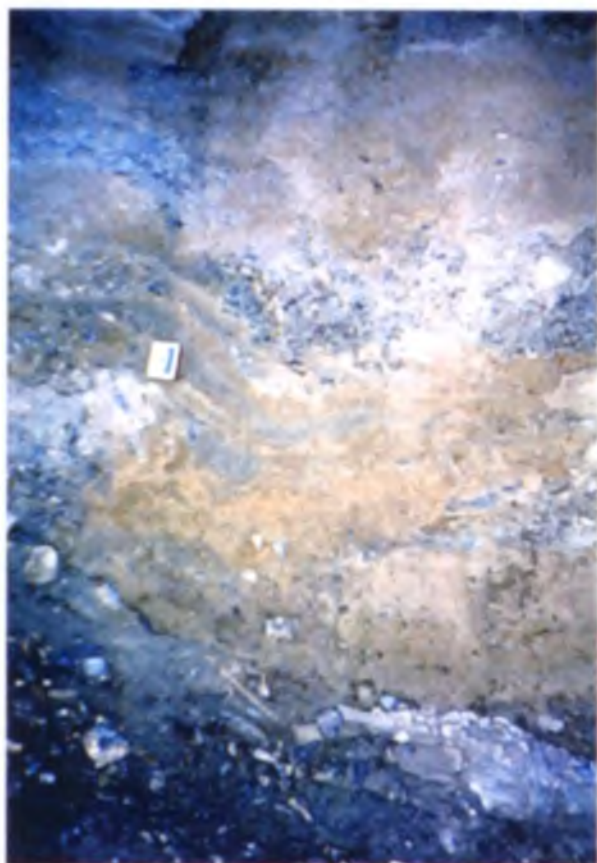


Рис. 3.2. Фрагмент обнажения основной морены на левом берегу реки Абай. Июль 2006 г. Фото Г.Г. Русанова



В кровле этого обнажения до глубины 1,5–3 м наблюдаются многочисленные ледниковые отторженцы, представляющие собой линзы мощностью от 0,4 до 1,5 м и протяжённостью до 30 м, сложенные тонкослоистыми желтовато-белёсыми глинистыми алевритами и содержащие многочисленные хаотично залегающие слабоокатанные обломки крупной дресвы и гальки однообразного, в основном – местного, петрографического состава (рис. 3.3).

Рис. 3.3. Фрагмент обнажения основной отчётливо дислоцированной морены на левом берегу реки Абай. Июль 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

По простиранию концы этих линз не выклиниваются, а резко «срезаются», нередко со смещениями. Вся видимая толща морены вместе с линзами-отторженцами смята в пологие складки – гляциотектонические дислокации (рис. 3.3).

Структурно-текстурные особенности отложений, вскрытых в этом обнажении, характерны для основной (базальной) морены – деформированный тилл наслаивания [Каплянская, Тарноградский, 1993]. Указанные авторы имели в виду то, что сейчас в литературе называется – гляциодинамические складки нагнетания, сопровождаемые гляциодизъюнктивами и диапирами, возникающие в результате активного ледникового напора (пушинга). Такие текстуры известны сегодня во всех современных и древнеледниковых ледниковых областях (например, рис. 3.4).

В описываемой абайской базальной 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).

Отложения основной морены, но без гляциодислокаций, вскрыты карьером до глубины 4 м на Карагайском перевале (абсолютная высота 1664 м). Его превышение над долиной реки Кокса (в районе устья р. Карагай) составляет 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 по длинным осям) глыбы. Эти глыбы по всем признакам представляют собой типичные ледогранники.

Ледогранники – это эрратические валуны утюгообразной, заметно огранённой, формы. На их гранях (фасетах) сохраняются следы ледниковой эрозии в виде ледниковой штриховки, полировки, а иногда – и серповидные ледниковые шрамы. Такие огранённые фасеты свидетельствуют о длительной экзарации валунов в относительно зафиксированном, стационарном состоянии [Гросвальд, 1984].



Рис. 3.4. На верхнем снимке – крупная гляциотектоническая дислокация (напорный вал, или пушинг-морена) ледника Гренфьорд, залив Грен-фьорд, Западный Шпицберген, июль 2006 г. Хорошо видны складки нагнетания и сдвиговые деформации. Этот вал дугообразно опоясывает с дистальной стороны озёрную котловину, которая и образовалась за счёт выдавливания и сдвига верхней части горных пород активным, вероятно – пульсирующим, ледником Гренфьорд в конце малого ледникового периода (возможно, в середине – конце XIX, или в начале XX веков). После сёрджа (или, возможно, серии подвижек), ледник сильно деградировал уже в начале прошлого века. Фрагменты его, включая и древний складчатый ледниковый отторженец, сфотографированы с противоположной стороны гляциодислокации в марте 2008 г. (нижняя фотография). Личное сообщение А.Н. Рудому и фотографии О.В. Кокина 13 февраля 2011 г.



Ледниковая механическая обработка ледогранников происходит, главным образом, на контакте движущегося льда, который вмещает валуны придонной морены, с горными породами ледникового ложа. Плоско-выпуклые ледогранники формируются в штрихованных валунных мостовых. Наличие в осадочных разрезах и на дневной поверхности ледогранников – один из важнейших диагностических признаков ледниковых отложений, то есть – бывшего наличия ледников на данной территории, что подразумевает и соответствующий климат. По находкам ледогранников было реконструировано, в частности, древнее оледенение Средней Сибири и ряда районов гор Южной Сибири.

Полная мощность отложений ледникового комплекса на данной территории пока не установлена, но очевидно из глубины обнажений и карьеров, что она превышает 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, позднеюрмского) оледенения.

Таким образом, пространственное и стратиграфическое положение ледниковых отложений, их вещественный состав и хронологическая привязка и в этом районе подтверждает гипотезу А.Н. Рудого о покровном характере последнего оледенения Алтая [Рудой, 1990] и, в частности, то, что в максимум последнего оледенения и весь бассейн Верхней Коксы также конечно же был полностью занят льдом. Толщина льда в долинах значительно превышала 300 м, в результате чего местами лёд перетекал через водоразделы в соседние долины. Уплотнённые выровненные водоразделы также были перекрыты льдом, который обтекал нунатаки. Останцы многих нунатаков сохранились и поныне (рис. 2.6). Льдом на этих кульминационных этапах была заполнена и Абайская котловина до абсолютной отметки более 1100 м [Рудой, Русанов и др., 2008, 2009]. Палеогляциогидрологическая ситуация в смежных подобных районах была такой же.

Так, в Усть-Канской котловине примерно на тех же абсолютных высотах (менее 1100 м), что и в Абайской котловине, уже в начале XXI века установлены ледниковые отложения, аналогичного описанному, вещественного состава (рис. 3.5). Они представлены основной (донной, базальной) мореной и относятся в целом или к позднему плейстоцену [Галахов, 2004], или к первому позднеплейстоценовому (ермаковскому,



Рис. 3.5. Дислоцированные моренные отложения последнего оледенения, выполняющие днище Усть-Канской котловины. Июль 2004 г. Фото Э. Брауна

ранневюрмскому) оледенению [Зольников и др., 2007, 2008; Постнов и др., 2006]. Обнажение этой морены, которое расположено в карьере в её центре, изучалось и осматривалось неоднократно, в том числе – и международными группами геологов. По мнению А.Н. Рудого и Э.Г. Брауна, эта основная морена принадлежит оледенению последнего ледникового максимума (ПЛМ, вывод при полевом обсуждении, 2004 г.).

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 (поздnevюрмского, сартанского) оледенения [Государственная геологическая., 2001]. Никаких следов более ранних ледниковых событий геолого-съёмочными работами крупного масштаба не обнаружено.

Водноледниковые отложения времени последнего оледенения были обнаружены нами в Абайской котловине в низовьях долины реки Банной, у её выхода в долину Коксы, а также в самой долине реки Кокса. В последнем случае они перекрыты толщей голоценового пойменного аллювия [Галахов, Русанов, 2008; Рудой, Русанов и др., 2008, 2009; Русанов, 2008, 2009; 2009; Русанов, Рудой, 2008].

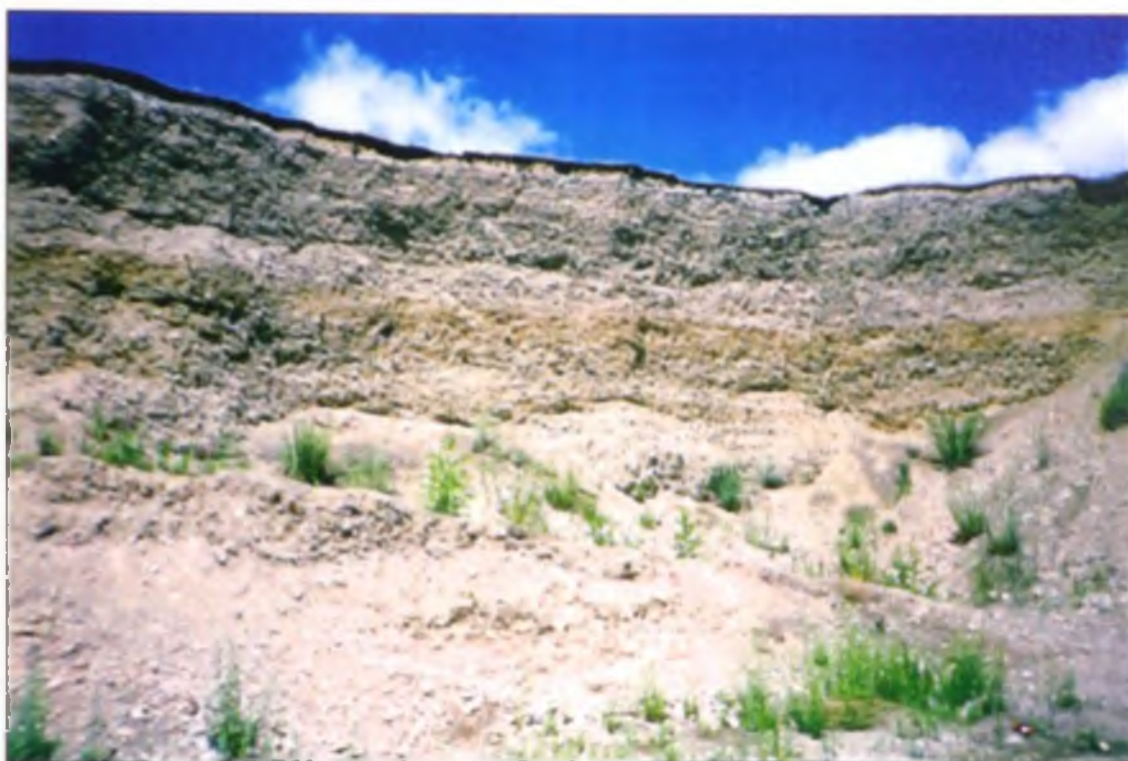


Рис. 3.6. Фрагмент верхней части стенки карьера в Абайской котловине, вскрывшего флювиогляциальные отложения. Июль 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

В Абайской котловине водноледниковые отложения фациально замещают основную морену (рис. 3.6). Здесь они вскрыты карьером на глубину до 10 м близ орографически левого склона котловины на абсолютной высоте 1120 м у поворота дороги на село Карагай (см. рис. 1.2). Забой карьера не достигает подошвы водно-ледниковых отложений. Эти отложения представлены преимущественно среднеокатанным мелковалунно-гравийно-галечниковым материалом с суглинистым разнозернистым песком в заполнителе. Обломки имеют как изометричную, так и вытянутую, удлинённую форму. Этот материал имеет типичную флювиальную черепитчатую укладку. Петрографический состав валунов, галек и гравия довольно пёстрый, но доминируют обломки зелёносланцевых пород Теректинского метаморфического комплекса. Отложения рыхлые и сыпучие. В верхней части разреза они имеют светло-серый цвет, нижняя часть разреза – желтоватого цвета. В них чётко выражено субгоризонтальное и почти строго параллельное чередование слоёв, мощностью в 0,1–0,5 м, которые отличаются друг от друга преимущественно окраской и большим или меньшим содержанием мелкозёма. Вниз по долине на протяжении 5–10 км километров обсуждаемые осадки фациально замещаются озёрно-ледниковыми отложениями.

В котловинообразном расширении низовьев долины реки Банной плоское днище последней представляет собой горнокотловинный зандр, видимой мощностью до 4 м, сложенный хорошо и среднеокатанными 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 пёстрого петрографического состава с многочисленными мелкими хорошо окатанными валунами, с гравием и разнозернистым песком в заполнителе. Эти отложения очень рыхлые, сыпучие, с ясной выраженной горизонтальной субпараллельной слоистостью. Тонкообломочная фракция в них практически полностью отсутствует.

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 естественном обнажении под толщей голоценового пойменного аллювия вскрыта размытая кровля этих же флювиогляциальных галечников, в которых мы обнаружили нижнюю 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, позднеюрмского) оледенения. На этапе деградации оледенения Абайскую (как и Усть-Канскую) котловину и долину Верхней Коксы занимало ледниково-подпрудное озеро, которое, вероятно, периодически прорывалось, и у края отступающих ледников, до этого контактировавших с водоёмом, в подходящих обстановках и в подходящее время (края ледников достаточно далеко отступили от береговой линии либо озёра были в данный момент спущены полностью и

т.п.) формировались своеобразные зандры (точнее – обширные селевые конусы) [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 абсолютных 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, 2009; Русанов, Рудой, 2008].

Обнаружены они и в полуизолированных котловинообразных понижениях на абсолютных высотах 1140, 1240 и 1520 м в верховьях рек Сузар, Булукту, Коксочка и Тюрельде, где на заключительных этапах последней дегляциации возникали 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) отложения таких приледниковых озёр вскрыты карьером на глубину до 6,6 м. В этом разрезе авторы выделили три пачки.

Верхняя пачка мощностью 3 м – массивногоризонтальнослоистые 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 плотная с присутствием тонкозернистых песков, насыщенная дресвой и щебнем базальтов.

Нижняя пачка видимой мощностью 3 м – желтоватые алевритистые глины тонкогоризонтальнослоистые с включениями щебнистых обломков базальтов.

Между селом Абай и устьем долины речки Талда русла редких ручьёв – левых притоков реки Абай – на днище котловины врезаны на глубину до 3–4 м в толщу озёрно-ледниковых мелкопесчано-алевритовых глин желтовато-белого цвета.

По нашему мнению, озёрно-ледниковые отложения Абайской котловины соответствуют слою 2, а возможно, и слою 3, вскрытыми 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. 3.7) 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 р. Кокса, 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.

Часто гальки, сложенные различными сланцами, имеют плоскую дисковидную форму диаметром до 3 см и залегают в субгоризонтальной плоскости, в то время как удлиненные гальки занимают часто вертикальное положение, «стоят». 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



Рис. 3.7. Озерно-ледниковые отложения, вскрытые карьером в долине реки Коксы выше села Банное. Июль 2006. Фото Г.Г. Русанова

в условиях ледниковых и перигляциальных обстановок [Передерий, 1998; Русанов, 2008б]. На глубине 1,5 м в этом разрезе (рис. 3.7) обнаружена плечевая кость грызуна *Citellus (Uroditellus) undulatus* Pallas, датируемая, по определению А.В. Шпанского, поздним плейстоценом.

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

В этот интервал укладывается (15,6 тыс. лет назад) радиоуглеродные даты начала накопления органики в моренно-подпрудных озёрах Сорлукольской котловины в бассейне р. Чибитка [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 р. Есконго по карбонатным конкрециям из озерно-ледниковых отложений получена радиоуглеродная датировка в 13630 ± 180 лет (СОАН-4392) [Русанов, 2009б]. По таким же конкрециям озерно-ледниковые отложения в долине реки Кубадру датированы в 15320 ± 105 лет [Бут-

виловский, 1993]. Целый массив датировок абсолютного возраста дроп-стоунов и дилювиальных-эратических глыб по космогенному изотопу ^{10}Be , отобранных независимыми интернациональными группами и проанализированных в лабораториях разных стран, показали, что в Чуйской и Курайской котловинах уже ранее 15 тыс. лет назад были ледниково-подпрудные озера [Рудой и др., 2006; Рудой, Земцов, 2010; Reuther et al., 2006].

Как мы и полагали ранее, дедуктивно основываясь на общей парадигме теории дилювиального морфолиотогенеза Рудого [Рудой, 1997, и др.], полевые работы подтверждают и доказывают, что на начальных стадиях деградации последнего оледенения нижнюю часть Абайской котловины занимали ледниково-подпрудные озера, которые образовывались в результате подпруживания этой котловины и долины Коксы ледниками, спускавшимися с Теректинского хребта, по долинам рек Юстик и Тюгүрюк, и с хребта Холзун по долине реки Красноярки. Размеры периодически возникавшего Абайского ледниково-подпрудного озера после очередных катастрофических сбросов при последующих наполнениях 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

Пролювиальные и селевые отложения имеются практически на всей рассматриваемой территории. Они выполняют днища логов, выходя из которых, распластываются в расширениях основных речных долин, образуя конусы выноса, чаще – 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 вогнутых участков слабо меандрирующих русел. Данные отложения вскрыты мелкими карьерами и дорожными врезками в долинах рек Кокса и Карагай. Во многих случаях они имеют типичное для пролювия 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. А.Н. Рудой полагает, что

различать их невозможно и не нужно, потому что в подобных ситуациях – лавинообразного ложкового временного выброса водногрязекаменного материала – следует говорить только о селях. Сам термин «пролювий», в понимании его создателя А.П. Павлова [1888], здесь вообще неприменим.

В низовьях долины р. Карагай в устье лога Енкина (абсолютная высота 1180 м) карьером на глубину до 5 м вскрыты очень рыхлые, сыпучие грубообломочные отложения. Они представлены дресвой, щебнем, плохо- и среднеокатанными 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 р. Хайдун. Эти отложения образовались в результате размыва ледниковых образований последнего оледенения временными водотоками, выходившими из лога Енкина, и перетолжены, выброшены периодическими сезонными селями на нижние, более пологие поверхности.

На многих участках рассматриваемые отложения имеют чётко выраженное трёхчленное строение. В основании разреза обычно находится пачка рыхлых, сыпучих, практически не содержащих мелкозёмистого заполнителя, щебнистых дресвяников. Вверх по разрезу размеры обломков постепенно увеличиваются. В средней части разреза выделяется крупнощебнисто-глыбовая пачка, которую в кровле разреза сменяют плотные супеси и суглинки, насыщенные дресвой и щебнем.

Один из таких разрезов видимой мощностью 10 м вскрывается дорожным резервом 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 встречаются хорошо и среднеокатанные эрратические гальки и мелкие валуны из верховий бассейна Коксы. Во всей этой толще следов каких-либо размывов и перерывов в осадконакоплении не отмечено. Всё это – единый мощный разовый селевый выброс. В этом обнажении в кровле нижней пачки, на глубине 7 м от поверхности, нами был обнаружен неопределимый обломок трубчатой кости крупного млекопитающего, радиоуглеродный возраст которой определён Л.А. Орловой в 11240 ± 160 лет (СОАН-6614).

В Абайской котловине между сёлами Абай и Амур, как было отмечено выше, в озёрно-ледниковые отложения вложены («врезаны») образования гляциального 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. 3.8) сохранились остатки левой и правой ветвей нижней челюсти лошади (*Equus* sp.).



Рис. 3.8. Фрагмент селевой толщи ниже села Абай. В центре видна челюсть лошади. Август 2006 г. 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 – нача-

лом 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, неоднократно занимавшего Абайскую котловину, долину Коксы и низовья долин её притоков, резко активизировали селевую деятельность. Мощные селевые потоки частично размывали или перекрывали отложения ледникового комплекса. Интенсивное усиление селевой активности в западной части Горного Алтая во время деградации оледенения и спуска ледниково-подпрудных озёр, занимавшего Усть-Канскую и Ябоганскую котловины, отмечают также и А.В. Постнов и Н.Д. Зольников с соавторами [2006, 2007, 2008], датируя, правда, эти процессы несколькими десятками тысяч лет ранее.

Десерпционные отложения, к которым относятся образования площадных курумов, развиты, в основном, на абсолютных высотах выше 1200–1500 м. Они формируются под действием криогенной и термогенной десерпции. Каменные моря 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 диаметре, 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 (каменные реки).

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 веществе курумов часто наблюдается 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 такие полигоны 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 талыми 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 $3\text{--}20^\circ$ 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 солиф-

люкционных отложениях, развитых по морене последнего оледенения, определён по четырем образцам в интервале от 8330 ± 95 лет (СОАН-2289) до 8890 ± 70 лет (СОАН-2290) [Бутвиловский, 1993; Крупчатников и др., 1993]. Раннеголоценовая последниковая солифлюкция натёчно перекрывает и перлювий по поздневюрмской морене на северных склонах Восточного Сайлюгема. Солифлюкционные террасы, высотой до 1,5–2 м, осложняют относительно пологие здесь склоны хр. Сайлюгем до водораздельных пространств, что хорошо ощущается в полевых маршрутах и не менее отчётливо дешифрируется на аэрофотоснимках [Рудой, Кирьянова, 1996].

Коллювиальные и делювиальные отложения отмечены на денудационно-эрозионных и экзарационных склонах средней крутизны, где они образуют сплошные шлейфы и покровы. На площадях развития интрузивных и эффузивных пород эти отложения представлены крупно-щебнисто-глыбовым материалом в дресвяно-супесчаном заполнителе, а на склонах, сложенных осадочными породами и метаморфизованными сланцами – дресвяно-щебнистым 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 склонах долин, заполнявшихся ледниками во время последнего (сартанского, поздневюрмского) оледенения, указывает на начало их формирования в эпоху его деградации, а налегание на пойменный аллювий и голоценовые ледниковые отложения свидетельствует 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-щебнисто-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. 3.10).

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 и снеговых вод. Очень часто пригребневые плоские части этих морен осложняются термокарстовыми котловинами диаметром от 30 до 100 м и глубиной от 5 до 10 м с плоскими или слабовогнутыми заболоченными днищами и крутыми склонами. Котловины заняты холодными озёрами.



Рис. 3.10. Позднеголоценовая конечная морена исторической стадии в верховьях долины реки Хайдун (абсолютная высота 1800 м) . Август 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

Мертвый лёд еще сохранился в теле этих пушинг-морен, также почти к дневной поверхности поднимается и верхняя граница многолетне-мёрзлых пород. Поэтому современная активность термокарстовых процессов здесь естественна. Несколько озадачивает то, что эти глубокие изометричные термокарстовые впадины-колодцы располагаются группой и локализованы именно в этих местах. На других участках они тоже встречаются, но достаточно далеко удалены друг от друга, единичны.

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 попадаются 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 описанных только что фронтальных конечно-моренных комплексов свидетельствует о длине ледников в 3–6,5 км. Эти цифры весьма близки к 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 и т.д., если уж вспоминать эту популярную некогда схему последовательной стадильности отступающих ледников. При этом учтём, что, скажем, сам П.А. Окишев на этой территории никогда не был, а его беглые реконструкции основаны на дешифрировании аэрофотоснимков.

По личному сообщению В.П. Галахова, Д.В. Золотова 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 смоделировал баланс массы ледников [Галахов, 2001], а также 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 большую протяжённость, чем даже приблизительно, по снимкам, определённая длина ледников у П.А. Окишева, и оканчиваться на абсолютных высотах 1170–1400 м (см. рис. 3.11–3.13).

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

Флювиогляциальные отложения приурочены к конечно-моренным образованиям в верховьях долин Красноярки, Быстрой, Банной и других. В масштабе 1:200 000 они выделяются лишь в верхнем течении реки Хайдун в 6 км выше устья реки Кульда [Русанов, 2009]. 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 налегает на расположенный ниже по долине конечно-моренный вал, оставленный ледниками, выдвигавшимися из двух сближенных долин левых притоков Хайдуна.

В этом обнажении вскрыты желтовато-серые рыхлые и сыпучие плохо окатанные мелкогалунные галечники с незначительной примесью разнозернистого песка с участием глины 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 удлинённые 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.



Рис. 3.11. Плановое положение ледников в бассейне реки Карагай, «аккемская стадия», около 4,5 тыс лет назад 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

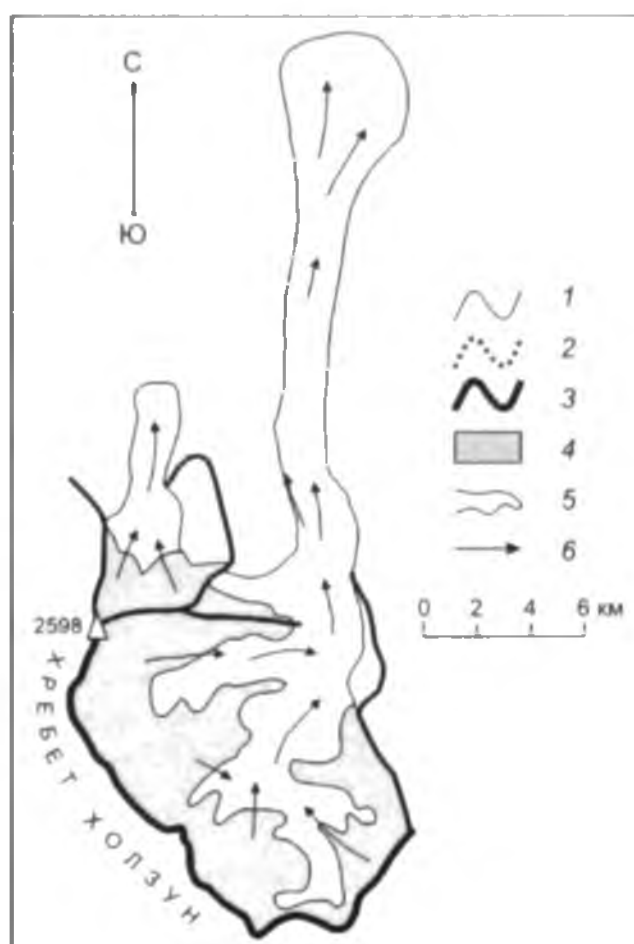


Рис. 3.12. Плановое положение ледников в бассейне реки Хайдун, «аккемская стадия», около 4,5 тыс лет назад Составил В.П. Галахов 1 – снеговая граница на леднике, 2 – ледоразделы, 3 – основные хребты и их отроги, 4 – фирновые бассейны ледников, 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

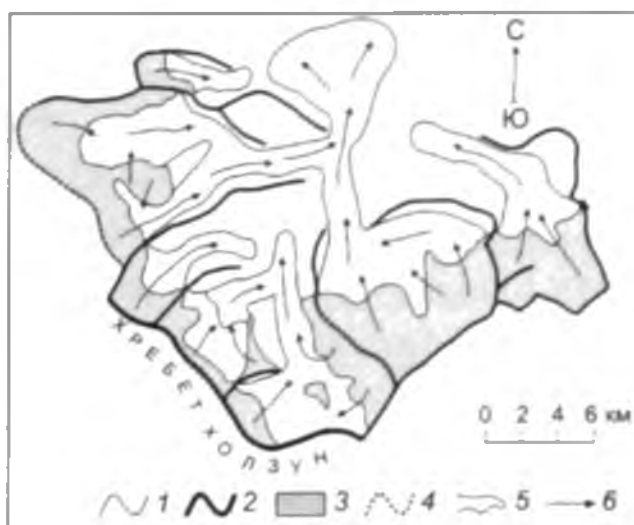


Рис. 3.13. Плановое положение ледников в бассейне реки Банная, «аккемская стадия», около 4,5 тыс лет назад Составил В.П. Галахов 1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – ледоразделы, 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

Озёрные отложения, выделяемые в съёмочном масштабе 1:200000, установлены в верховьях долин рек Быстрой (абсолютная высота 1620 м), Кульды (абсолютная высота 1720 м) и Хайдун (абсолютная высота 1800 м), перегороженных мощными (до 30–50 м) позднеголоценовыми конечными моренами напора. Выше них ещё сравнительно недавно существовали довольно крупные моренно-подпрудные озера, полностью занимавшие участки долин протяженностью от 1,2 до 2,6 км (см. рис. 3.14).



Рис. 3.14. Верховье долины реки Хайдун, выполненное озёрными отложениями и перегороженное позднеголоценовой пушинг-мореной, которая и блокировала речной сток с верховьев рек. Объектив направлен вниз по долине. Август 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

Озёрные отложения, выполняющие днища бывших водоёмов, в летний период переувлажнены до плавунного 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.

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.

По материалам, предоставленным В.П. Галаховым, Д.В. Золотовым и Д.В. Черных, озёрные отложения, небольшие по площади и мощности и 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) прослой 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-7825) и 270 ± 45 лет (СОАН-7826) 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-7827), 1545 ± 55 лет (СОАН-7828) 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. Первый соавтор полагает, что в этих подсчётах возможна ошибка, связанная с неверным определением ранга озёрных слоёв: внутрисезонный слойки приняты указанными исследователями за годовые.

Возраст рассматриваемых отложений в долинах хребта Холзун позднеголоценовый. 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 это подтверждают.

Так, например, отложения моренно-подпрудного озера в долине реки 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 Актру (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 Сорулуколь 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 озёрных 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 приподошвенной части определен в 3450 ± 65 лет (СОАН-4395) [Русанов, 2009в]. Такие заключения подтверждаются и радиоуглеродной датировкой растительных остатков в 3810 ± 105 лет (СОАН-2106) из озёрных отложений бугра пучения в районе

села Тебелер в Чуйской котловине [Рудой, 1988] на абсолютной высоте не ниже 1790 м.

Наконец, летом 2001 года группой барнаульских специалистов (В.П. Галахов, публикуется впервые) были отбраны на радиоуглеродное датирование два десятка проб из озёрно-болотных отложений верховьев р. Хайдун (рис. 3.14), замыкаемых конечной мореной исторической стадии (рис. 3.10). Все они согласуются и дают возраст этих отложений, например, 2280 ± 65 лет (СО РАН-8228, датировка взята из забоя шурфа на глубине 140–145 см) и 2200 ± 40 лет (СО РАН-8227, отобрано там же для контроля). Ещё три ^{14}C датировки показывают синхронный возраст.

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 надёжных достоверных данных о возрасте рассматриваемых озёрных отложений в данном районе 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 петляют, разбиваются и сливаются многочисленными руслами, а поверхность поймы осложняют многочисленные старицы и болота, образуя типичный тундровый субарктический ландшафт.

В долинах крупных рек аллювий представлен русловыми и пойменными фациями. Русловые фации вскрыты шурфами в долинах рек Хайдун, Карагай, Банная, Красная. Это валунно-галечниково-глинистые и песчано-галечниковые 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 разрывом и флювиогляциальные галечники финальных стадий 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 %. Конкрекции содержат до 11,5 % карбоната кальция и микроэлементов. Это характерно для пойменных отложений, накапливавшихся в тёплые сухие межстадиальные периоды голоцена [Русанов, 2003]. В подошве разреза встречаются тонкие (до 2–3 см) линзовидные слойки серых мелко-среднезернистых песков.

При пересечении реками позднеголоценовых конечных морен на поверхности пойм и в руслах отмечаются сплошные скопления вымытых из морены перлювиальных валунов и глыб (рис. 3.15).



Рис. 3.15. Скопления перлювиальных глыб в русле реки Хайдун на пересечении позднеголоценового конечно-моренного комплекса. Август 2006 г. Фото Г.Г. Русанова

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.

Имеющиеся 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 исследованной съёмочными маршрутами территории возраст пойменного аллювия определяется не детальнее, чем второй половиной голоцена.

Коллювиальные (гравитационные) отложения голоценового возраста отмечены повсеместно фрагментами в тыльных швах задних и боковых стенок каров и цирков, совсем недавно освободившихся ото льда; у подножий крутых эрозионных и экзарационных склонов долин, и т.п., образуя маломощные обвальнo-осыпные конусы и шлейфы. Они представляют собой типичные хаотичные нагромождения щебнисто-глыбового материала, крупность которого увеличивается вниз по уклонам. На днищах долин и каров и у подножия склонов отмечается скопление наиболее крупных обломков. Отдельные глыбы достигают 3–5 м в диаметре. Мощность таких скоплений около 10 м.

Болотные отложения закартографированы в виде разрозненных крупных массивов в Абайской котловине и в озёровидных расширениях верховьев рек Коксочка, Булукту, Сузар (болото Тюдекту), где они, имея плоскую кочкарниковую поверхность, залегают на верхнеплейстоценовых озёрно-ледниковых осадках, а также сравнительно больших фрагментов – на поверхностях высоких пойм в низовьях долин рек Карагай, Улужай, Татарка, Хайдун и других. Болотные отложения представлены торфами, серыми, зеленовато- и голубовато-серыми илами, супесями и суглинками, с прослоями чёрных торфянистых илов. Полная мощность их не установлена, но, судя по данным мелких шурфов-закопушек, не превышает 3 м.

Крупным болотным массивом является Абайское болото, расположенное в одноименной котловине в пойме рек Абай и Урмалык. Мощность торфяного горизонта, 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 данным В.П. Галахова, Д.В. Золотова и Д.В. Черных, на правом берегу р. Карагай в 6,4 км ниже села Карагай на абсолютной высоте 1142 м радиоуглерод-

ный возраст торфа, отобранного в 2009 г. с глубины 0,28–0,32 м, определён в 370 ± 20 лет (СОАН-7824). Примечательно, что ещё 10 июля этот торф, залегающий 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].

При рассмотрении особенностей строения, распространения и возраста верхнеплейстоценовых отложений ледникового комплекса представляется, что на данной территории можно выделить новый Коксинско-Абайский ледниковый страторайон эпохи последнего (поздне-вюрмского, 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 наступающих 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 и здесь 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 В МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Представленные новые материалы, изложенные в предыдущих главах, ещё раз показывают, что последнее оледенение и здесь было гораздо больше, чем это отражено на подавляющем большинстве существующих схем. Эти материалы полностью соответствуют давно опубликованным палеогляциогидрологическим моделям Алтайского ледникового покрова А.Н. Рудого [1990 и др.], более чем вековой давности убеждениям В.А. Обручева, а также оценке масштабов последнего оледенения всей Алтае-Саянской горной области М.Г. Гросвальдом в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (включающей и субмеридиональное монгольское её продолжение на юго-западе). Прежде чем перейти к детализирующему и фактологически подкреплённому обобщению этого нового материала, изложим некоторые принципиальные научные положения, на основе которых базируется новый фактический материал и без учёта которых, по глубокому убеждению авторов, любые палеогеографические реконструкции будут заведомо неверными.

Предварительно представим также и наше видение путей разрешения (анализа) некоторых «вечных» вопросов палеогляциологии плейстоцена на примере выделяемого района. А вопросы следующие.

- Когда началось последнее (позднебюрмское, сартанское) оледенение Алтая, когда оно кульминировало и что можно называть «окончанием» этого оледенения (или правомерно ли говорить о его окончании вообще)?
- Какая из десятков уже предложенных палеогляциологических схем наиболее соответствует приведённому фактическому материалу (или полностью не соответствует ни одна из них)?
- Насколько надёжен способ «морфологического анализа» конечно-моренных комплексов (визуальная оценка «свежести» внешнего облика морен), не подтверждённых датировками абсолютного возраста отло-

жений, для целей восстановления размеров и возраста древних ледников? Насколько надёжна сама генетическая диагностика ледниковых и неледниковых образований?

- О чем, собственно, могут говорить уже полученные (допустим – совершенно надёжные) абсолютные датировки: о возрасте отложений и датированной органики или о возрасте событий, которые послужили причиной их образования и захоронения?

4.1. О времени последнего оледенения Горного Алтая

Определимся, что «временем последнего оледенения» мы будем называть тот ближайший к сегодняшнему дню хронологический интервал, в течение которого оледенение гор и равнин Земли было на порядки больше, чем сегодня.

Среди исследователей Алтая существуют часто полярные мнения о времени начала и максимума последнего оледенения (ПЛМ). На основе очень убедительной концепции А.В. Шнитникова [1957, 1963] о ритмичности климатических колебаний, согласной с изменениями общей увлажнённости в Северном полушарии в конце четвертичного периода, Е.В. Максимов [1972] априори полагал, что все стадияльные конечные морены – результат последовательной деградации ледников с остановками или небольшими стадияльными продвижениями каждые 1850 лет, равными продолжительности климатического ритма изменения общей климатической увлажнённости («ритма Шнитникова»). Своего максимума последнее оледенение Алтая достигало, таким образом, 13–14 тыс. лет назад. Эту точку зрения до сих пор разделяет и П.А. Окишев [1982], считая, что ПЛМ в горах Алтая был около 13 тыс. лет назад. Эту цифру П.А. Окишев получил на основании того, что многие ледниковые долины Алтая, согласно его изысканиям, имеют восемь конечных морен. Таким образом, арифметически получается, что последний ледниковый максимум должен был кульминировать у П.А. Окишева 12 600 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 по сравнению с предыдущими (средне- и раннеплейстоценовыми).

Однако и косвенные, и прямые факты, как в Горном Алтае, так и на других территориях древнего оледенения планеты, свидетельствуют, что всё это не так.

Во-первых, большинство новых и новейших (после 2000 г.) работ самых разных авторов показывают, что удобная для применения и реконструкций схема А.В. Шнитникова обычно не «срабатывает» (кроме тех долин, в которых проводил главным образом дистанционные исследования П.А. Окишев). Например, Е.К. Баков [1996] несколько десятилетий работающий в основном на Тянь-Шане так и не смог принять схему А.В. Шнитникова, одно время служившую чуть ли не инструкцией для палеогляциологов. Не принял, потому что морены в долинах этих гор никак не подчинялись этой «инструкции». Напротив, Е.К. Баков утверждал, что не было и нет никакой тенденции к хронологически последовательному сокращению ледников от более древних к современным. По данным Л.Н. Ивановского [1981], стадильные конечные морены могут отражать климатические ритмы и другой продолжительности, но главное же то, что абсолютно монотонного изменения климата в прошлом не могло быть, т.е. существовали разноразмерные по времени интервалы относительно теплых, холодных, влажных и более аридных условий в довольно сложном сочетании. Эту географическую банальность, впрочем, прекрасно и давно хорошо знает подавляющее количество палеогеографов мира, и фактические подтверждения её были найдены в самых различных районах земли.

Во-вторых, все составляющие баланса массы ледников реагируют на климатические изменения с некоторым, у всех ледников – с различным, запаздыванием. В гляциологии это запаздывание называется «инерцией сохранения ледников». Связь эта сложна и зависит от многих факторов, а не только от размеров конкретного ледника. Изучению всех вопросов скорости и характера реакции оледенения на колебания климата посвятил большинство своих трудов М.В. Тронов. Ещё в 1960-х гг. преимущественно для ледников Восточной Антарктиды величину инерции оледенения доказал и рассчитал В.М. Котляков [1964]. Следовательно, только лишь на основе «номера» морены нельзя судить о её абсолютном [Соломина, 1999] и даже относительном возрасте. Эта, одна из основополагающих парадигм палеогляциологии, не известна многим геологам, геоморфологам и другим специалистам, которые берутся за создание палеогеографических моделей в древнеледниковых районах. Эту парадигму мы подробнее изложим специально, здесь же заметим, что в результате инерции оледенения разница в возрасте климатического события и времени реагирования на это событие каждого конкретного

ледника или ледниковой системы может быть очень значительна и составлять сотни и тысячи лет.

Е.В. Девяткин [1965], исходя из стратиграфического положения ледниковых отложений последнего оледенения в разрезах и установленной им площади распространения отчётливо выраженных форм ледниковых форм, сопоставлял 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 определён в $27\,500 \pm 180$ лет (КИ-912) и $25\,100 \pm 160$ лет (КИ-913). А.С. Ревушкин написал короткое сообщение об этой уникальной находке, которое до сих пор является, по выражению А.Н. Рудого, «палеогеографическим бестселлером». По мнению А.С. Ревушкина, стволы этих деревьев были погребены пушинг-мореной активно наступающего ледника. Сейчас эта морена на глазах разрушается, протаивает, осыпается и размывается весенними водами, поэтому погребённая древесина и оказалась на поверхности. Через 20 лет после открытия А.С. Ревушкина здесь же, в этих моренах, были найдены ископаемые обломки стволов лиственниц, древесина которых датируется по радиоуглероду в интервале 57 810 (ЛУ-3666) – 48 800 (ЛУ-3668) лет [Чистяков и др., 2000]. Этот интервал отвечает началу каргинского или «бельтирского» (средневюрмского) межледниковья Алтае-Саянской области, которое сопоставляется с третьей стадией кислородно-изотопной шкалы [Четвертичная система, 2008].

На основании анализа датирования древесины из Монгун-Тайги, В.В. Бутвиловский [1993] справедливо замечает, 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 Монгун-Тайга, 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).



Рис. 4.1. Озёрно-ледниковые отложения Чаган-Узунского разреза (в десятке километров ниже по долине пос. Бельтыр), из которых была получена одна из первых радиоуглеродных датировок Алтая. У разреза А.Н. Рудой и Кинан Ли. Август 2004 г.

Широко известна также радиоуглеродная датировка в $25\,300 \pm 600$ лет (МГУ-ИОАН-65), полученная по мелким углистым обломкам древесины из озёрно-ледниковых ленточных алевритов в долине реки Чаган-Узун сотрудниками МГУ [Свиточ и др., 1976; Разрез., 1978] (рис. 4.1, 4.2). Эта датировка была, по сути, одной из первых радиоуглеродных абсолютных дат на юго-востоке Алтая, на базе которой немедленно возникла масса реконструкций, версий, вариантов, моделей и т.п. климатических изменений для этого времени (окончание вюрма) не только для небольшого участка, а чуть ли не для гор Южной Сибири в целом. Сами эти авторы полагали, что полученный возраст фиксирует начало активной деградации огромного позднеплейстоценового горно-долинного ледника в бассейне. К такому же выводу пришли и Н.И. Глушанкова и Т.Н. Воскресенская [2008]. Однако, по мнению же Б.А. Борисова и Е.А. Мининой [1989], эти озёрные отложения следует относить ко времени второго позднечетвертичного («бельтирского» или каргинского, средневюрмского) межледниковья. С каргинским межледниковьем Западной Сибири их сопоставлял и Б.М. Богачкин [1981].

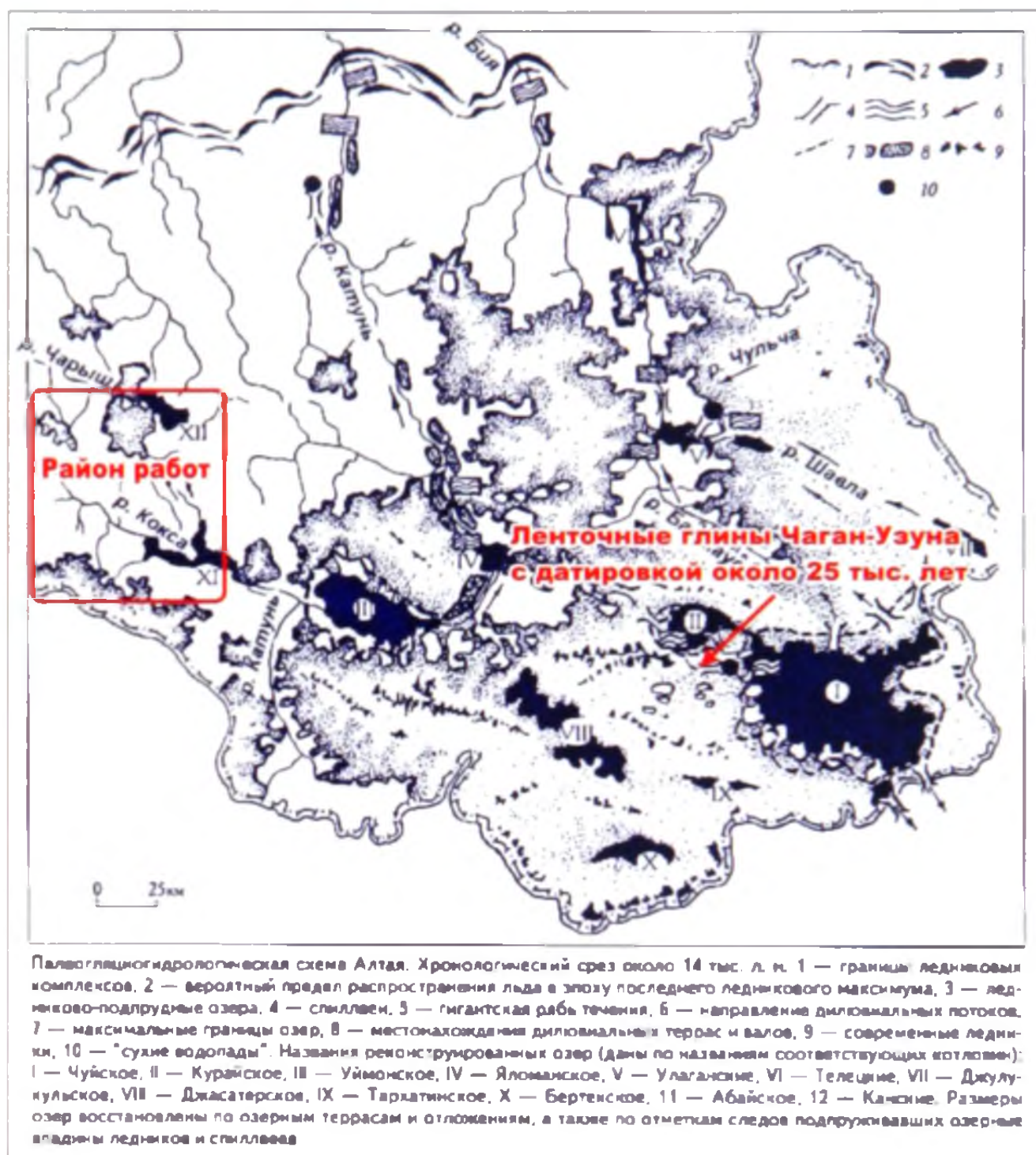


Рис. 4.2. Первая, 1986 г., она же – по сути (с не принципиальными дополнениями) – и последняя палеогляциогидрологическая схема Горного Алтая на хронологический срез около 14 тыс. лет назад [Рудой, 1987, и др.], оставшаяся в научной литературе и до сих пор единственной, на которую ссылаются многие авторы и у нас, и за рубежом. Схема, по мере появления новых данных, дополняется, однако серьезных изменений, как и других, более известных реконструкций, так и не появилось. Имеются и другие, менее популярные, модели. Красным выделено примерное место получения образца древесины для ^{14}C -датирования в долине р. Чаган-Узун, и территория, которой, в основном, и посвящена данная монография

Эти же отложения, но уже на основании термолюминесцентных и «на-нациклитных» 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 чаган-узунском 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 все эти исследователи не приняли во внимание несколько серьёзных обстоятельств. А.А. Свиточ с коллегами определили возраст древесных угольков, но не вмещающих этот уголь озёрно-ледниковых отложений. Последние, разумеется, должны быть моложе, причём – намного. Выше по долине рос лес, который сгорел. Через какое-то время древесные угольки были захвачены наступающим ледником и разнесены водой и льдом на весьма значительные расстояния. Затем они вытаяли из толщи льда, часть из них попало в Чаган-Узунский залив Чуйского ледниково-подпрудного озера. На всё это нужно было время. Таким образом, эта датировка свидетельствует, что наступание и рост ледников последнего оледенения началось гораздо позднее 25 тыс. лет назад, а собственно возраст озёрно-ледниковых ленточных алевропелитов и песков Чаган-Узуна в действительности существенно моложе и соответствует времени начала последних заполнений и окончательных сбросов ледниково-подпрудных озёр из котловин Алтая, т.е. – времени начала последовательной, но не монотонной, дегляциации в последнюю, позднеюрмскую, ледниковую эпоху. Рассуждая таким образом, мы не упускаем из внимания и эффект инерции оледенения, о котором в описываемых построениях и речи не было, но который должен был составлять достаточно большой промежуток времени, имея ввиду внушительные размеры всего чаган-узунского ледника на рассматриваемом этапе. Сами эти озёрные отложения (верхней, вложенной, пачки) коррелируются с возможно последним максимальным выдвижением горно-долинных ледников в котловинные озера. Далее происходил коллапс и тех и других.

Абсолютные датировки дропстоунов и дилювиальных глыб и валунов по изотопу ¹⁰Be, полученные в последние годы, показывают, что

ледниково-подпрудные озера в Курайской и Чуйской котловинах бассейна реки Чуи существовали, по крайней мере, уже ранее 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 13 630 лет, отвечая одному из межстадиальных потеплений времени деградации последнего оледенения [Русанов, 2009б]. Следовательно, можно вполне определённо говорить о том, что ранее 16 тыс. лет назад ледники Алтая уже пережили свою кульминацию, а после неё и в долинах и межгорных котловинах возникали и катастрофически прорывались ледниково-подпрудные озёра.

Таким образом, и эти данные, по материалам гор Алтая, также подтверждают теперь, можно считать уже общепринятый, хронологический интервал ПЛМ на 18–22 тыс. л. н.

Горный Алтай, занимая глубокие внутриконтинентальные географические позиции, ничем не выделяется в Атлантико-Азиатской гляциологической провинции. В отличие от представлений Е.В. Максимова [1972], П.А. Окишева [1982], А.А. Свиточа и других [1976; Разрез..., 1978] и очень многих других исследователей, на наш взгляд уже пропала сама необходимость дискуссий о том, что последнее оледенение в умеренных широтах Северного полушария началось около 25–28 тыс. лет назад и достигло своего максимума около 18–22 тыс. лет назад. Деградация его должна была начаться не ранее 16–17 тыс. лет назад. В интервале 17–16,2 тыс. лет назад в горах Алтая произошло геологически мгновенное и сильное (не менее чем на 4 °C относительно современного) потепление климата [Русанов, 2007]. Этот процесс известен под названием климатической терминация [Боуэн, 1981; Волков, 1989]. А.Н. Рудой удачно называет эту коллизию «тепловым ударом» [Рудой и др., 2000]. Но всё же и при такой, понятной в главном, «канонизации» возраста указанных событий каждая новая обнаруженная позиция «про» или, вполне возможно, – «контра», исключительно важна, потому что уточняет и правит всё же не общепринятый канон, а лишь общую схему, добавляет шестнадцатые и тридцать вторые, проставляет контрпункты и синкопы, *presto* и *moderato*, *piano* и *fortissimo*, убирая *legato* и отстраивая и выстраивая композицию сложной природной симфонии недавнего геологического прошлого.

Резюмируя этот раздел, заметим, что 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 взгляды на распространение ледников Северо-Западного Алтая на время последнего ледникового максимума

«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 А.Н. Рудой [1995а], который, в частности, писал, что отсутствие единой, хотя бы в общих чертах всеми принимаемой, концепции привело к тому, что каждое более или менее правдоподобное объяснение отдельному (из обсуждаемых) геологическому образованию в конкретной долине оказывалось малоприспособленным для такой же формы в соседней долине и вовсе неприемлемым на водоразделе. В целом это обусловило мозаичность палеогляциологических версий для смежных территорий у одних и тех же исследователей и полную невозможность корреляции событий (или хотя бы общего представления о ходе эволюции природы в позднем плейстоцене и голоцене) по работам различных исследователей. «Что же касается единогласия относительно количества и размеров оледенений, то думается, что палеогляциология гор Южной Сибири может закончить двадцатый век с теми же результатами, с которыми она его и начала. Ситуация для равнинных районов Евразии аналогична, хотя масштабы разногласий безусловно значительнее» [Рудой, 1995а, с. 3]. С момента написания этих слов прошло более 15 лет, однако новый век, чуть смягчившись или приспособившись, либерально, но уже с новыми, шаг за шагом, уступками, демонстрирует приверженность «старым добрым традициям» предшественников. Кратко продемонстрируем сказанное классиками.

Так, большинство исследователей Алтая считают, что максимальным было среднеплейстоценовое оледенение, а позднеплейстоценовое

было гораздо меньшим по всем параметрам. Считают, невзирая на то, что исключительно аргументированно и с совершенно различных научных позиций и В.А. Обручев [1914], В.П. Нехорошев [1958], М.В. Тронов [1966], и многие другие серьёзные естествоиспытатели чуть ли не во всех своих работах, десятилетиями, писали, убеждали, доказывали, что их исследования в большей мере ограничивались лишь последним (вюрмским) этапом ледниковой эпохи, так как следы более древнего оледенения теряют свою определённую и, скорее всего, в значительной степени (или полностью) были денудированы. В 1915 г. Г. Гранз так же определённо писал, что в Русском Алтае нижние конечные морены, оставленные долинными ледниками, хронологически и даже генетически очень сомнительны, а методологические подходы Пенка и Брюкнера, позволившие им выделить в Альпах четыре четвертичных оледенения, в горах юга Сибири не применимы. Реконструкции оледенения Алтая для среднего плейстоцена, существующие на сегодняшний день, нельзя принимать в расчёт, так как они не имеют сколько-нибудь надёжного фактического обоснования [Бутвиловский, Прехтель, 2000]. 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 разделяют и Н.Н. Михайлов [2005], и И.Д. Зольников [2011].

Не отрицая многократности оледенений Горного Алтая на протяжении плейстоцена (для такого отрицания просто нет оснований, потому что нет собственно материала, хотя бы одного камня, скажем, с определённой датировкой или т.п., так что – почему бы и нет? Хотя, а почему, собственно – да?), мы, как и многие геологи и геоморфологи недавнего прошлого и современности, также полагаем, что и для выделения в Горном Алтае ледниковых комплексов древнее вюрмского нет, пожалуй, никаких заслуживающих доверия аргументов. Правда, в одной из своих последних работ Л.Н. Ивановский [1998] замечает, что допозднеплейстоценовое (среднеплейстоценовое) оледенение на Алтае было представлено ледниками малых форм, даже не выходивших в долины,

а потому нельзя согласиться с исследователями, считающими крупно-валунные и глыбовые скопления в долинах Чуи и Катунь следами оледенения без учёта высокой сейсмичности района и селевой деятельности рек во время деградации ледников. Почти то же самое, впрочем, Л.Н. Ивановский писал и говорил и в отношении вюрмских ледников, полагая моренные холмы на некоторых берегах оз. Байкал размытыми селевыми конусами большой мощности (двухчасовая блестящая лекция Л.Н. Ивановского для Э.Ю. Осипова и А.Н. Рудого в рабочем кабинете первого в Иркутске в августе 2004 года).

На палеогляциогидрологической схеме А.Н. Рудого [1995a] граница ледниковых комплексов вероятного предела распространения льда в эпоху ПЛМ нанесена, исходя из положения снеговой линии на 1000–1200 м ниже современной. Эта граница проходит дугообразно на несколько десятков километров севернее т.н. фаса Алтая, а по долинам Ануя и Песчаной ледники короткими языками выдвигались на Предалтайскую равнину. В долине Катунь ледник оканчивался ниже устья реки Иша, а в долине Бии – между селом Удаловка и устьем реки Ульмень. Однако ледниковые геологические тела здесь отсутствуют, по крайней мере, они до сих пор не установлены. А.Н. Рудой вообще полагает, что если таковые и образовывались и сохранились, то их следует искать далеко в низких предгорьях Алтая на пологих водоразделах, т.е. именно там, где их никто не искал. При депрессии снеговой линии (1200 м) последнее оледенение должно было носить покровный и «сетчатый» характер (оледенение шпицбергенского типа) и выходить в предгорья, 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 составляла 1150–1200 м. С помощью несложной формулы Л.А. Варданянц сравнил величины депрессии снеговой линии в Центральном Алтае и на Кавказе. Они почти совпали для всех стадий деградации последнего оледенения. Однако М.В. Тронов [1966] по этому поводу писал, что при разработке своей модели О.А. Варданянц не учитывал эффекта ледникового подпруживания. С учётом последнего, при депрессии снеговой линии в 1150 м, например, Катунский ледник не мог иметь размеры, показанные на схеме Л.А. Варданянца. М.В. Тронов утверждал, что либо опускание

снеговой линии было намного меньше, либо Катунский ледник должен был продвигаться гораздо дальше, чем показано на его схеме.

А вот Е.К. Баков [1996] вообще считает, что 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.

Мы, как следует из всего содержания данной книги, не согласны с этим исследователем и убеждены, что этот очень важный гляциогидроклиматический показатель – изменение положения границы питания ледников и фирновой линии – один из краеугольных камней всех палеоклиматических моделей древнеледниковых стран: был, есть и долго будет им оставаться, совершенствуясь в его определениях и интерпретациях. Это – реально существующая граница, а не некая «воображаемая линия», подобная линии горизонта.

В настоящий момент известны несколько схем распространения ледников в позднем плейстоцене, охватывающие и бассейн верхнего течения реки Коксы. К сожалению, в связи с назначением этих схем, почти все они выполнены в очень мелком масштабе, а потому использовать их для различных оценок очень сложно, значительные погрешности неизбежны.

По Г. Гранэ [1915], во время второго плейстоценового оледенения ледники с хребтов Холзун и Коргонский спускались по долине Коксы до долины Катунь, 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 – долинные ледники.

На первой государственной геологической карте листа М-45-ХIII масштаба 1:200 000 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.



Рис. 4.3. Возможный современный аналог ландшафтов Центрального Алтая в ПЛМ. Область аккумуляции ледников Элсмира на хребте Осборн, северная Канада, 5 августа 1997 г. Спускаясь вниз по долинам, эти ледники, сливаясь, заполняют речные долины и межгорные понижения, образуя так называемые классические ледоемы В.П. Нехорошева [Рудой, 2001]. NASA

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 рисунке 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 высоко в долинах, на абсолютных отметках 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 до сих пор никому ничего не говорит.

Судя по картосхеме А.Н. Рудого [1995а], последнее оледенение в максимум своего развития было покровным (см. рис. 4.2 и 4.3), а на одном из этапов дегляциации (14 тыс. лет назад), в пределах рассматриваемой нами территории, крупные ледники были лишь на хребте Холзун. Контуры оледенения этого времени, по А.Н. Рудому, почти совпадают с границей максимума первого позднеплейстоценового оледенения на схеме П.А. Окишева [1982].

Ещё одна схема распространения оледенения – это карта, опубликованная в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира [1997]. Она выполнена в масштабе 1 : 5 000 000, а потому использовать её даже для приблизительных оценок практически невозможно. Однако эта карта несёт информацию об концептуальных представлениях её авторов о размерах ледников в горах Южной Сибири, что представляется нам очень важным. Она показывает наличие в ПЛМ общего гигантского ледникового покрова, перекрывающего всю территорию южных гор России от Байкала до Тянь-Шаня, с мощною ветвью, уходящей почти перпендикулярно на юг по хребтам Монгольского и Гобийского Алтая.

Последняя наиболее детальная схема распространения следов позднеюрмского оледенения в бассейне Коксы и верховьях Катунь составлена В.В. Бутвиловским в масштабе 1 : 500 000 [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 в Абайской котловине. По этим данным, в пределах Абайской котловины, а также на днищах и склонах речных долин ниже 1350 м по малым долинам, а также и ниже 1250 м в крупных трогах следы выдвижения древних ледников в рельефе не обнаружены. Эти авторы полагают, 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. Моренных валов В.В. Бутвиловский с коллегой не нашли.

«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 мо-

жет 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]. Эта цитата в точности повторяет суть диллювиальной теории А.Н. Рудого, которая предусматривает и «шельфовые» ледники горных стран, и наледные ледоёмы, и пойманные озёра [Рудой, 1987, 1995а, и др.]. Единственно, но предельно неверным нам представляется здесь последняя, резюмирующая, фраза приведённых рассуждений В.В. Бутвиловского с соавтором. Ледниковая деятельность не «прекращается», а напротив – интенсивно продолжается, усиливается, поскольку на территориях межгорных котловин, занятых перекрытых льдами озёрами, уровни которых в кульминационные моменты оледенения находились ниже линии нулевого баланса, формировались самостоятельные ледниковые центры («положительные инверсионные ледниковые морфоскульптуры»), которые давали новые импульсы к распространению льдов [Рудой, 2005, 2006], существенно увеличивая область питания ледников и формируя огромные ледниковые поля с многократно возросшим альбедо, что, всё вместе, увеличивало размеры оледенения и за счёт его саморазвития. То есть наледные ледоёмы как сами по себе, так и за счёт саморазвития являлись (и являюся сейчас) в ледниковых районах триггером для новых трансгрессий льдов.

Таким образом, по данным В.В. Бутвиловского [1993], А.Н. Рудого [1987, 1990, 1995а], М.Г. Гросвальда [1999], максимальным по своим масштабам должно было быть последнее (позднеюрмское) оледенение, или, по крайней мере, не меньшим, чем среднеплейстоценовое (и чем раннеплейстоценовое, про которые равным образом никому ничего не известно – комментарий по тексту – А.Н. Рудой). Наши новые данные по четвертичной геологии, геоморфологии и палеогляциологии Северо-Западного Алтая, приведённые, в том числе и в этой книге, повторимся, подтверждают это.

Как было показано в третьей главе, в Абайской котловине в интервале абсолютных высот 1100–1140 м авторы изучили основную морену, датированную по радиоуглероду концом ПЛМ, содержащую ископае-

мую позднеплейстоценовую фауну крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса, а также флювиогляциальные и озёрно-ледниковые отложения с возрастом не моложе 12 тыс. лет.

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].

Тем не менее 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 на порядок ниже современного [Окишев, 1982]. Даже деградация оледенения, как подтверждают Н.И. Глушанкова и Т.Н. Воскресенская [2008], в горах Алтая была связана не с потеплением климата, а с увеличением его сухости. Позднечетвертичные ледники Алтая испарились...

В то же время на климатические условия последнего оледенения и его масштабы есть и другие прямо противоположные и достаточно убедительные, по нашему мнению, взгляды. Продолжим наш краткий обзор, вот лишь некоторые из них.

На юге Сибири и в Центральной Азии в ледниковый максимум позднего вюрма 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 [Рудой, 1988б]. 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 около 80 % (в створе р. Чаган-Узун) [Рудой и др., 1989]. Даже на равнинах внеледниковой зоны расходы рек в это время превышали современные в десятки раз [Волков, 1989].

По материалам крупномасштабной геоморфологической съёмки северо-восточной части хребта Сайлюгем и прилегающей к ней территории долин рек Бар-Баргазы, Юстыд, Ташанта и бассейна Уландрыка-Шибеты А.Н. Рудой и М.Р. Кирьянова заключили, что весь этот район также полностью был перекрыт льдом, морена которого в виде перлювия большей частью перекрыта, завуалирована сейчас голоценовым солифлюкционным чехлом [Рудой, Кирьянова, 1996]. Этот вывод был сделан на основании анализа геоморфологии «сухих долин» Сайлюгема с их комплексом высоких (25–150 м над урезами зачаточных современных русел, лишенных даже слабоокатанного аллювия) эрозионных террас. Такие же террасы (совпадающие даже по относительным высотам уступов) в 1940-е гг. описал в бассейнах монгольских озёр Орок-Нур и Боян-Цаган в Северной Гоби Э.М. Мурзаев [1952]. Образование этих террас он также, как и указанные авторы, объяснял изменениями базисов эрозии водотоков (сейчас – в аридных и экстраридных условиях, где, как и на указанной части Сайлюгема, постоянных водотоков нет вообще) и связывал этот процесс с климатическими изменениями в ледниковое время и соответственно с колебаниями уровней озёр. Позднее, уже определённо, Е.В. Девяткин и В.Э. Мурзаева в результате многолетних специальных геологических изысканий фактологически детально подтвердили наблюдения учителя и отца: климат во время максимального оледенения был влажным и холодным, испарение уменьшалось, а расходы рек увеличивались [Девяткин, Мурзаева, 1981].

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.

При анализе погребённых почв археологической стоянки Карабом в Еловской (Урсульской) 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 затем вновь сменились более влажным периодом.

Как на Русской равнине, так и в Сибири ледниковый климат оставался гумидным с обильным речным стоком [Гросвальд, 1999; Ендри-

хинский, 1982, и др.]. Это увлажнение, по мнению М.Г. Гросвальда [1999], являлось одним 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. Только огромным и единым Арктическим ледниковым покровом 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 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], а депрессия снеговой линии превышала 1200 м [Kuhle, 1991, и др.]. Для Прибайкалья (бассейн р. Иркут) Матиас Кууле оценил депрессию границы питания ледников величиной такого же порядка (устное сообщение), а Э.Ю. Осипов и О.М. Хлыстов при палеогляциологических работах на прибайкальских хребтах и в долинах получили величину депрессии границы питания позднеюрмских ледников около 1300 м [Osipov, Khlystov, 2011] (при таких оценках зеркало озера Байкал также неизбежно трансформировалось в наледный ледоём, заключавший пойман-

ное озеро, причём скорее всего – неоднократно). Э.А. Осипов и А.Н. Рудой в 2004 году прошли маршрутом всю долину р. Иркут с притоками и обследовали Окинский водораздел. Они выделили Окинско-Иркутский ледоём и пришли к заключению, что по-крайней мере вся эта часть Прибайкалья была полностью закрыта льдом, причём – ледниками последнего оледенения. Свежая и очень крупная эрратика, как гигантские горошины, перекрывают не только склоны долины, но и сам окинский водораздел, а также осевую часть хребта Хамар-Дабан и оба его склона. Последнее, кстати, означает, что единый ледниковый покров, по-крайней мере в ПЛМ, залегал и в крупных впадинах Северной Монголии, в одной из которых в настоящее время находится оз. Хубсугул.

Кроме того, как считает В.П. Галахов с соавторами, 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. Это положение вызывает, конечно, большое сомнение, потому что даже если приледниковое Мансийское озеро и вскрывалось коротким и холодным летом ото льда, то этот безлédный период вряд ли продолжался более месяца. Не исключено, что это озеро могло очень долго не вскрываться вообще, пока не повысились летние температуры воздуха. Так что ни о каких «морских климатах» в данном, как и в нижеприведённом, рассуждении, речи быть не может. Можно говорить о более влажных и холодных относительно современных условиях, морские климаты здесь совершенно не причём.

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 (что очень сомнительно – *А.Р.*).

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 реки Коксы и его окружение – один из наиболее увлажнённых районов Горного Алтая в настоящее время.

Наличие большого количества современных ледников различных морфогенетических типов, высокогорных озёр и рек позволяет широко использовать актуалистический подход к палеогеографическим реконструкциям древнеледниковых эпох на примере реально существующих горноледниковых бассейнов и Алтая, и других ледниковых районов мира. Орографический рисунок Горного Алтая в средне- и позднечетвертичное время не подвергался принципиальным тектоническим перестройкам, а климатические условия имели в позднем плейстоцене ту же направленность, что и сейчас (а это следует из нескольких приведённых выше работ). Эти обстоятельства тоже несомненно можно относить к ряду весомых аргументов в пользу большой увлажнённости в ПЛМ.

Палеогляциологические схемы, рассмотренные выше, составлены в основном на основе морфологического «метода» (лучше говорить – «подхода»), а потому без определения абсолютного возраста отложений ледникового комплекса вызывают справедливые сомнения в достоверности и возраста, и реальности отдельных важных событий в истории оледенения. Как мы видели, в различных работах очень различны даже высотные отметки морен, относимых некоторыми к ПЛМ.

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 и их притоков. Они быстро разрушались волноприбойными процессами и термоэрозией. Собственно же ледниковые языки, выходящие в водоёмы, конечных морен не продуцируют, контактируя с озёрами обрывами-барьерами (рис. 4.4 – 4.8). Субаквальная морена таких, «шельфовых», ледников не формирует привычного грядово-западинного контрастного рельефа, а в большинстве случаев и вовсе не диагностируется геоморфологически, о чём чуть ли не 25 лет настаивал, и вот наконец – написал! А.Н. Рудой (личные сообщения). Поэтому в аквальных условиях конечно-моренные комплексы максимума оледенения сформироваться не могли. Следовательно, нижние по долинам фронтальные морены, выраженные в рельефе, отражают не максимум этого оледенения, а уже одну из поздних стадий его деградации. К сожалению, до настоящего времени для исследуемой части Горного Алтая не было прямых радиоуглеродных датировок из морен ПЛМ. А.Н. Рудой полагает, что и самих этих «конечных морен максимума последнего оледенения» нет, не было и не могло быть в пределах горно-котловинного рельефа Южной Сибири в принципе.



Рис. 4.4. Катастрофическое разрушение языка ледника Перито-Морено в Андах на контакте с водоемом. Какие уж тут конечные морены... 20 сентября 2007 г. Фото Calyponte



Рис. 4.5. Конец пульсирующего ледника Перито-Морено в Аргентинских Андах. Язык обрывается в водоем и не формирует конечных морен. 2004 г. Фото Mariano Sescowski



Рис. 4.6. Деградация горно-долинного ледника McCarty на Аляске за 95 лет. «Традиционных» геоморфологических следов пребывания здесь этого ледника за сто лет до современности в 2004 г. нет. Более того, не вполне ясно, какие именно следы пребывания здесь ледника, язык которого находился на плаву, ожидают увидеть искатели и любители конечных (особенно – «максимальных стадий») морен. Фото Robert A. Rohde

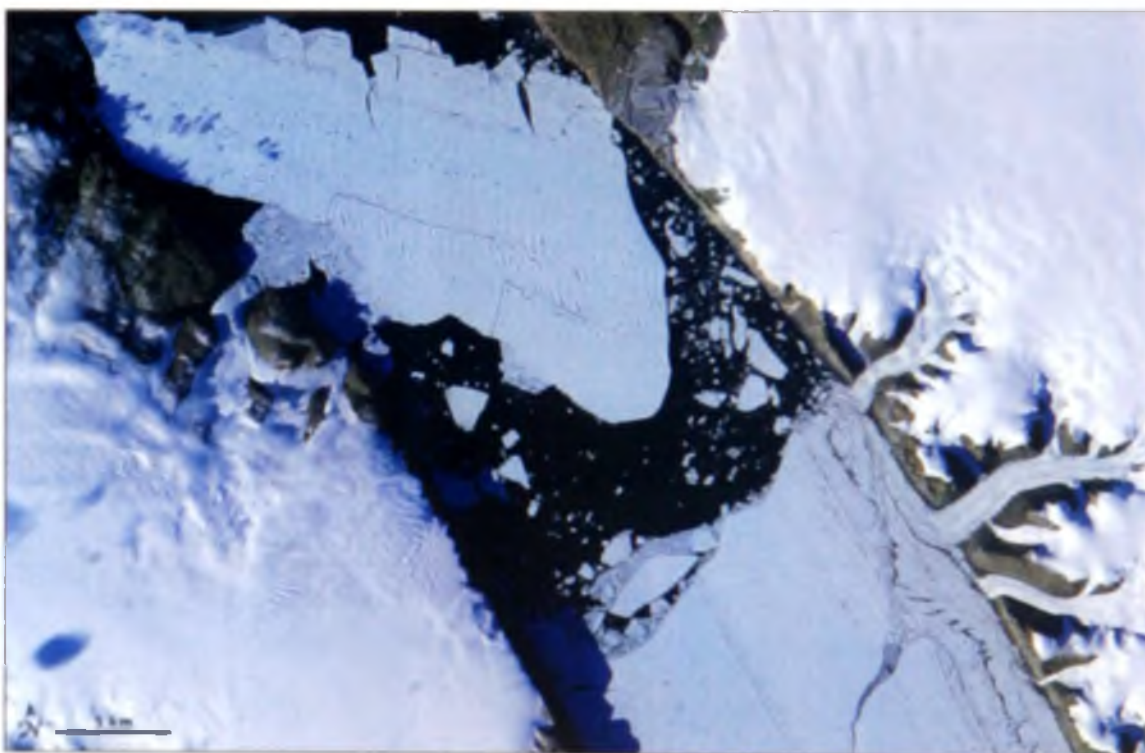


Рис. 4.7. Процесс дегляциации горно-долинных ледников через механизм айсбергового отёла. Ледяной остров, отколовшийся от ледника Петермана (Petermann Glacier) в северо-западной Гренландии 5 августа 2010 г. Формирования конечно-моренных валов в такой гляциогидрологической обстановке тоже ожидать не следует. Обломки абляционной и срединных морен разносятся в процессе рафтинга. NASA



Рис. 4.8. Характер деградации активных ледников Upsala Glacier в Аргентине. В непосредственной близости от ледников, на освободившихся от них поверхностях, хорошо видны крупные вытянутые по движению борозды экзарации, бараньи лбы, друмлинтоиды, зеркала скольжения льда и выпаванные льдом экзарационные ложбины, частично занятые озёрами. Часть обломочного материала из современных срединных и абляционных морен транспортируется айсбергами. При сохранении в будущем существующей тенденции и скоростях дегляциации этот обломочный материал спроецируется на земную поверхность в виде дропстоунов, каковых много и сейчас и каковые большинство геологов принимают за ледниковую эрпратуку. «Space Imaging», NASA

4.3. О надёжности морфологического анализа моренного рельефа и отложений для определения границ древних ледников

Для оценки размеров ледников при их дегляциации на любой стадии деградации геоморфологи и геологи-четвертичники, как правило, используют конечные морены, что, в общем, совершенно правильно. Многие полагают, что оледенение сокращалось последовательно, закономерно и монотонно, и на разных стадиях такой деградации формировались морфолитологические ледниковые комплексы, фиксирующие эту последовательную монотонность [Борисов, Минина, 1989; Девяткин, 1965; Разрез новейших..., 1978; Раковец, Шмидт, 1963; Окишев,

1982 и др.]. Отсюда – изучение морфологии, а главное – фиксация и подсчёт имеющегося (обнаруженного или принятого за таковой) моренного рельефа в древнеледниковых долинах как будто позволяет оценить не только границы максимального распространения ледников, но и оценить климатические условия на стадиях их деградации (всё по тем же моренам [Окишев, 1980]). Это хорошо и правильно. Основой таких сопоставлений и сравнений конечных морен друг с другом продолжает оставаться морфология, писал в 1967 г. Л.Н. Ивановский. И, добавим, морфометрия морен или образований, за таковые принимаемых. Самое сложное в таком методе – найти моренный вал и доказать прежде всего самому себе, что этот вал – именно моренный, причём – ранга не ниже стадияльного (пусть, хотя бы, и по схеме А.В. Шнитникова). Далее схема последовательности работ проста.

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, стадии, «стадиала», «мегастадиала» и т.п.), 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» [Ивановский, 1981, с. 118]. Однако далее он писал, что собственно сопоставление конечных морен, мягко говоря, затруднительно, когда в соседних, одинаково экспонированных, древнеледниковых долинах одной горной страны их, во-первых, неодинаковое количество и, во-вторых, они по-разному выглядят.

На примере альпийской ледниковой схемы Пенка и Брюкнера Д. Боуэн [1981] показал, что подсчёт количества ледниковых эпох, зафиксированных в рельефе и в отложениях (добавим вновь: часто – весьма дискуссионного генезиса), основанный лишь на морфологических данных, слабо контролируемых стратиграфией и абсолютной геохронологией, является ошибочным и не отвечает действительности. Об этом же, напомним, писал и Г. Гранэ (Йоханнес Габриэль Гранё, 1882–1956), отлично знакомый и с горами Европы и успешно поработавший 100 лет назад и на Алтае.

Почти полное отсутствие погребённого органического материала в алтайских ледниковых отложениях и соответственно данных радиоуглеродного датирования приводило к разному толкованию времени форми-

рования моренных образований. Один из основоположников гляциальной геоморфологии алтайских 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). Правда, «присутствие органики», как мы писали в самом начале монографии, положение не изменило.

«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 абсолютного датирования, разными исследователями могут быть отнесены не только к разным стадиям, но и разным оледенениям, не говоря уже о количественном выделении самих комплексов, говорит и Е.К. Баков, работающий в основном в высокогорье Тянь-Шаня [Баков, 1996, с. 116]. Наконец, синхронные морены в семиаридных горах Юго-Восточного Алтая и исключительно увлажнённых горах его северных хребтов выглядят совершенно по-разному, вторые имеют более «древний» облик, что естественно.

«У советских – собственная гордость...». Один из страстных сторонников и знатоков морфологического «метода» оценки стадияльных и иных (вплоть – до осцилляционных) морен, включая и конечно-моренные комплексы ПЛМ, 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 конечные морены. А в «других горных странах», о чём мы можем прочесть в цитированных только что работах – от Г. Гранэ до Е.К. Бакова, эти морены как раз не очень «существенно различаются», и А.Н. Рудой полагает, что они могут не различаться вообще, если они в равной степени задернованы, заросли лесом и если это – в действитель-

ности морены. 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 валообразные 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 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]. В 2004 г., в долине Чаган-Узуна, ровно через год после Бельтырского землетрясения, В.П. Галахов и А.Н. Рудой, рассматривая и чуть ли не в лупу, и издали, и сверху, и сбоку и т.д. чёткий край обнажённого сейсмооползня, высотой не менее 50 м, перекрывшего крутым валом местную дорогу к чудом уцелевшей стоянке, полдня пытались найти не десять, а хотя бы одно отличие этого оползневого заведомо сейсмогенного вала от известных, описанных многократно, конечных морен. Результатом этого небольшого полевого симпозиума было: 1) единогласное заключение (двое «за», «против» – нет), что лет через сто, а то – и через 10, при доминирующих пока в России, к сожалению, научных геоморфологических традициях, этот прошлогодний сейсмооползень научные потомки П.А. Окишева дружно запишут в конечную морену какого-нибудь максимума какого-нибудь «мегастадила» (последнее выражение М.Г. Гросвальд в личной беседе с А.Н. Рудым назвал «научной матерщиной»); 2) лёгкое общее обморожение.

Про землетрясение благополучно забудут, как забывают про них и сейчас. Пример: чуть ли не все бьющие прямо в глаза геоморфологи-

ские последствия совсем недавнего Гоби-Алтайского землетрясения, изученные, многократно описанные, абсолютно доступные, многие не смогут записать в «ледниковую летопись» природных явлений загадочного Алтая.

Ещё об одной ошибке из этого же ряда, случившейся в долине Ян-Карасу горно-ледникового массива Биш-Иирду на Северо-Чуйском хребте, также писал (и лично много говорил первому автору) 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 отступления оставляет в котловине или транзитной долине поля «мёртвого» льда, потерявшего подвижность. При дегляциации таких полей наряду с основной мореной, отложившейся под ледником в ходе его движения, формируется супрагляциальный комплекс на её поверхности [Каплянская, 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]. Каковые, вновь прокомментируем, моренами, по-существу, уже называть нельзя. Это не морены, а

формы криогенного микрорельфа, или – криодислокаций перигляциальной зоны, в том числе – и по моренным отложениям.

В последние годы уже почти всем исследователям-геоморфологам стало ясно, что схемы стадимальной 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]. Ю.П. Селиверстов в одной из своих последних работ уточнил, 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 стадимальные 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 (выражение принадлежит Ю.П. Селиверстову [Селиверстов, 1999]), нередко носившего, согласно мнению А.Н. Рудого, характер быстрых ледниковых подвижек – сёрджей [Рудой и др., 2000; Rudoy, 1998]. В результате сёрджей более молодые морены не только перекрывались, но зачастую уничтожались и создавались новые, которые часто (работы П.А. Окишева, Е.В. Девяткина и многие другие) принимались за древние морены, фиксирующие «максимальное положение концов ледников последнего оледенения». А уже из этих, ошибочных, полевых определений и строились заведомо ложные палеоклиматические модели. Продолжим нашу краткую антологию.

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 денудирующих 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. Здесь, пишет 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 (они, морены, выдвинуты по латерали на 5 км ниже по долине).

В долине реки Есконго (северный склон Айгулакского хребта) конечно-моренный рельеф отсутствует, хотя её днище выполняет толща ледниковых отложений видимой мощностью до 20 м. Изучение обнажений показало, что эти ледниковые отложения (базальный ледниковый тилл) накапливались 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 Кузхтанара всю правобережную часть долины реки Чун перегораживает мощный прекрасно выраженный грядово-западинный конечно-моренный рельеф Кузхтанарского ледника, термолюминесцентный возраст отложений 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 (поздnevюрмского) 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 Кузхтанарского ледника не в максимум последнего оледенения, как было принято счи-

тать [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 времени дегляциации 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 краевые морены просто отсутствуют, не даёт результатов. Это – не метод, а способ, этот способ ложен, а потому никаких, кроме ложных, результатов он и не даст, что наиболее ярко демонстрирует многолетняя деятельность одного из патриархов алтайской палеогляциологии П.А. Окишева. А «работать» этот способ более или менее достоверно может только в самых верховьях древнеледниковых долин, у краёв отступающих ныне ледников. Но здесь этот способ по понятным причинам, уже и не нужен.

В районах с большой 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, где и на примере которых этот «морфологический метод» появился и начал было экстраполироваться его адептами повсюду, вне зависимости от различных ландшафтноклиматических обстановок. Например, район г. Белухи, Катунский, Курайский, Северо- и Южно-Чуйский, Чихачёва и другие хребты характеризуются ярко выраженными конечно-моренными комплексами. Район наших исследований вследствие значительного годового количества современных осадков (900–1000 мм и более) характеризуется отсутствием выраженных морфологических признаков бывшего 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 зафиксиро-

ванных ими этих конечных морен с границами максимального распространения ледников позднего вюрма.

По нашим же данным, полученным, отметим ещё раз – это важно, в съёмочных пеших маршрутах и откорретированных дистанционно, в разных долинах этого хребта морфологически выраженные в рельефе конечные морены не опускаются ниже 1400–1730 м и относятся к ледниковым стадиям и этапам позднего голоцена, о чём говорилось в третьей главе. 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 существованием таких морфогенетических типов ледников, как наледные ледоёмы, нередко – с пойманными озёрами.

И ледниково-подпрудные озёра, и ледоёмы всех типов, и известные, и открытые и впервые описанные 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 – Катунь с Уймонской котловиной [Рудой, 1990]. Геологическая роль этих всего 20 лет назад открытых образований ещё изучается, главным образом – в Канаде [Lesemann, Brennand, 2009].

Результаты изучения четвертичных отложений, изложенные в третьей главе, показывают, что в Абайской котловине, где на плоской поверхности грядово-западинного моренного рельефа нет, но отлично сохранилась основная морена, выполняющая фактически всё днище котловины. В этой морене был обнаружен обломок черепа бизона с радиоуглеродным возрастом 18 590 лет. Следовательно, возраст самой морены должен быть несколько моложе, вероятно, не более 18 000–17 500 лет, и отвечать времени окончания ПЛМ.

Таким образом, ледники этого максимума на всей описываемой огромной территории были во много раз больше и спускались гипсометрически значительно ниже (не менее 300–400 м по вертикали), чем по данным П.А. Окишева [1982] и других геоморфологов и геологов-четвертичников.

Уже цитировавшийся нами Д. Боуэн [1981] писал, что «традиционные методы датирования и корреляции на континентах безнадёжно 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 концепции и теории, разумеется, не могли не появиться и вполне успешно работают. Появился и довольно богатый новый фактический материал по проблеме динамики древних оледенений в целом.

Один из таких методов – метод имитационного моделирования в палеогляциологии – был разработан В.П. Галаховым [2001]. Мы уже прибегали к нему в этой монографии, более обстоятельно воспользуемся им и далее. 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. Можно выразиться и иначе: наши фактические материалы помогают развивать имитационную модель В.П. Галахова далее.

4.4. О критике «традиционной моренной геоморфологии»

В 2001 г. 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 статьи пишет, что любая модель – это

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.

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 автора обсуждаемой статьи, не должно смущать, что продолжительность перерыва осадконакопления может на порядок и больше превышать 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». Нет отложений («факта») – не было и событий.

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 обсуждаемой статьи этого геолога в «Геоморфологии» 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 его работы.

Всё это, повторимся, не имело бы вообще никакого значения, если бы в последние годы не утвердилась 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 недобро-

совестную 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 первостепенной 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 больших, 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. К полигляциолистским концепциям привели многих внимательных ученых в те времена многослойное строение некоторых четвертичных разрезов в Европе, в которых было обнаружено несколько горизонтов тилла. 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»¹, упрощённо, можно представить следующим образом. Способом геологической съёмки или другим образом исследователь или их группа об-

¹ 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].

наруживает скопление рыхлого материала, устанавливает разными методами, что это скопление является мореной, делает попытку датирования этой морены, и в пределы всеми установленной морены на палеогеографические карты помещает палеоледник. Если же данное скопление рыхлого материала мореной не признаётся, то ледник не «рисует-ся». 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, повторюсь, 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, во-первых, 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 природной среды занимались, в основном, геологи, а то и археологи и биологи (и даже (!) генетики, «расплавившие» североамериканский ледниковый плейстоценовый покров для создания «дороги жизни» для великих миграций, причём никого из них абсолютно не смутило отсутствие физического объяснения разового существования этой гигантской раскалённой нити, нужен был коридор. Другие поступали проще – они раскалывали ледниковый щит и по глубокой трещине гнали стада животных и людей позднего палеолита из Азии в Америку – такая легальная эмиграция – см. статью С.А. Васильева в журнале «Природа» [Васильев, 2001]), то таких знаний у них в принципе быть не могло (конечно, не без приятных исключений). Это всё – другая ис-

тория, легенда о том, как строили для этих же целей «Беренгийский мост», такими историями забита Википедия.

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.

В 1970-е гг. 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 (рис. 4.9). 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. 4.9) [Carling, 1996; Herget, 2005, и др.], 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...».

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. 4.10).



Рис. 4.9. Одно из самых эффектных в мире полей рельефа гигантской ряби течения, сформировавшегося при очередном прорыве Чуйско-Курайского ледниково-подрудного озера около 15 тыс. лет назад. Дилювиальные гряды сложены грубогалечниково-валунной рыхлой косослоистой смесью с присутствием (около 5 %) грубозернистых песков. Высота волны достигает и иногда даже превышает 20 м при длине более 200 м, расходы дилювиальных потоков, в которых сформировалась рябь, превышали 1 млн куб. м/сек, скорости потоков достигали десятков м/сек [Baker et al, 1993; Rudoy, Baker, 1993]. Фото Артема Головина



Рис. 4.10. Фрагмент продольного разреза оза в центре Уймонской котловины. Фото Г.Г. Русанова, июль 2006 г.

Наличие озов в центре межгорной впадины должно как будто «традиционно» 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 неосновной 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 долин-ные ледники. Ледник Водопадный, питаемый Куполом, имеет широкий плоский язык, стекающий на пенеппленезированный фрагмент слабо наклонённого в сторону трога Актру водораздела. Уклон современной поверхности ледника Водопадный $10\text{--}12^\circ$, таков же и уклон ложа (рис. 4.11). 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 заболо-ченными каменными полигонами, солифлюкционными валиками, вытянутыми в полосы по уклону и, на незадернованных выступях, элювиальной щебёнкой по глинистым сланцам. Непосредственно у края лед-

ника, 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 нет (на середину сентября 1988 года).



Рис. 4.11. Конец ледника Водопадный ледниковой системы Купол массива Биш-Иирду на Алтае. Фото С. А. Никитина

Нередко, особенно у крупных холмов, в дистальных частях залегают крупные, несколько метров в диаметре, глыбы, как бы бронирующие дистальные склоны этих холмиков. 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, истончается, 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 при условии сохранения смоделированных им тенденций [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 авторов 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 бывшего 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 денудированную маломощную морену во вскрышных карьерах в виде прозрачного перлювиального чехла под солифлюзионными натечными формами на слабо развитых руслах рек Уландрык, Большие Шибеты и других [Рудой, Кирьянова, 1996]. Периферия северного склона ледникового массива Табын-Богдо-Ола, кроме редких и неявно линейно выраженных коротких и каких-то неуклюжих ледников, близких по морфологии к долинному типу (многочисленные Аргамджи, например) представляет собой стекающую с довольно пологих ледниковых вершин-куполов тонким слоем массу льда, которую иначе, как «ледниковой плёнкой», трудно и назвать. А.Н. Рудой, много работавший на Укоке, назвал это явление в полевом дневнике «густым ледниковым киселем», текущим с «шатров» В.В. Сапожникова (рис. 4.12).



Рис. 4.12. «Облекающее оледенение» ледниковых куполов горного массива Табын-Богдо-Ола. Фото Артема Головина



Рис. 4.13. Конец ледника Малый Актру и вскрывающаяся донная, преимущественно глинистая слоистая морена. 16 июля 2001 г. Фото А.Н. Рудого

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 слоистого 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. 4.13 и 4.14).

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



Рис. 4.14. 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. 4.15).

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, то с позиций «традиционной моренной геоморфологии» перед исследователем предстанет «классическая» слаборасчленённая каменистая тундра. А за спиной – самое большое оледенение на Земле (рис. 4.15). 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. 4.15. Обсерватория «Мирный», установленная на базальтоидных нунатаках у барьера моря Дэйвиса, Восточная Антарктида. Фото А.Н. Рудого, январь 1979 г.

Огромное количество выводных ледников опускаются в морские заливы-фьорды и в ледниково-подпрудные озёра (см. рис. 0.2). 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 выдвижения 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 «пой-

манные 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, 2001а; 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, 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 потоков (мегафладов, потоков, суперпаводков, фладстримов), которые и уничтожили материальные (в первую очередь – аккумулятивные) следы ледников в этих долинах, создав, в свою очередь, собственные дилювиально-аккумулятивные комплексы [Рудой, 1984, 1987, 1995б, 2001б, 2001в; Бутвиловский, 1993; Гросвальд, 1999; Зольников, Мистрюков, 2008; Carling et al., 2002; Herget, 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 проталивающим 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 г.), возникавшего, 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; эвормионные впадины «сухих водопадов» (например, красивейший и экзотический каскад Куйзопских эвормионных 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, Катунь, Чулышмана, Кадриня и др.

Поэтому традиционные поиски «традиционных» конечно-моренных валов в таких долинах ничего не дадут, если, конечно, эти морены не окажутся гораздо моложе диллювиальных 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 же цитаты из работы 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-гляциолог и хороший программист В.П. Галахов, в общем, прав, потому что А.Н. Рудой как геоморфолог-гляциолог, ничего не понимающий в способах создания компьютерных программ и моделей, профессионально и сам не до деталей понимает, каким именно образом рассчитываются палеобалансовые кривые. Но как физико-географ 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 похлопать Ч. Дарвина по плечу, дескать, все мы правы: вы, сэр, сто пятьдесят лет тому назад констатировали неполноту геологической летописи, а мы в начале ХХI века назвали эту констатацию научным принципом.

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

Глава 5

СЁРДЖИ (GLACIER SURGE) И ПУЛЬСИРУЮЩИЕ ЛЕДНИКИ

Сёрдж (англ. *surge* [sɜːdʒ] – всплеск, син. – подвижка ледника) – резкое увеличение скорости движения (до 300 м в сутки) ледников. Сёрдж является регулярным явлением, представляющим собой одну из стадий пульсаций (*быстрых периодических колебаний*) ледников различных морфогенетических типов, преимущественно горно-долинных [Кренке, 1984]. Современные сёрджи и вызванные ими стихийные бедствия известны во всех районах современного оледенения (рис. 5.1 – 5.3), включая Антарктиду и Гренландию.

Катастрофические гляциальные суперпаводки (селевые потоки), часто возникающие при прорывах образовавшихся в результате ледниковых сёрджей подпрудных озёр, неоднократно приводили и приводят к гибели большого количества людей и другим трагическим последствиям, а также сильно изменяют рельеф и строение земной поверхности.

5.1. Терминология и сущность явления

5.1.1. О термине

Понятия «сёрдж», «ледниковый сёрдж» появились в конце XVI века, когда начались специальные, полустационарные или даже редкие стационарные, наблюдения за пульсирующими ледниками Европы [Hoinkes, 1969]. В России об этом явлении знали немного, да и сами ледники были мало изучены. Были отдельные редкие упоминания о них – например, с середины XIX века велись инженерные наблюдения за Девдорацким ледником на Кавказе, подвижки которого деформировали Военно-Грузинскую дорогу. После трагических событий 1963 г. в верховьях реки Ванч в Горном Бадахшане, периодические сёрджи ледника Медвежьего и катастрофические прорывы Абдукагорского ледниково-подпрудного озера привлекли внимание учёных СССР и стали появляться десятки публикаций о пульсирующих ледниках и их подвижках.

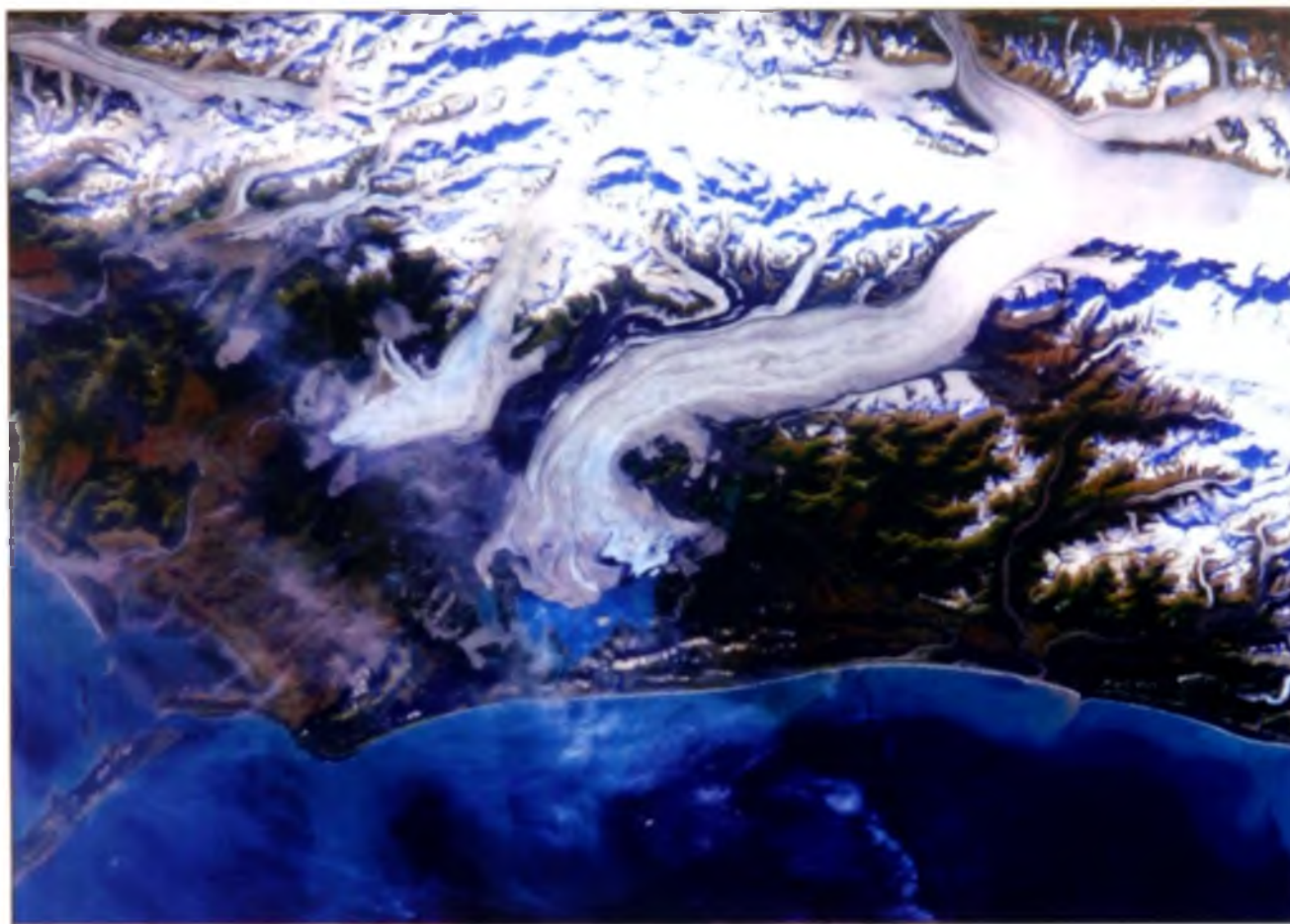


Рис. 5.1. Ледник Беринга на Аляске, обрывающийся в приледниковое озеро Витуса, Wrangell-St. Elias (Горы Святого Ильи) Национальный парк. Хорошо видны петли срединных морен на концах ледниковых языков. На фоне общего отступления, ледник за последние сто с лишним лет испытывает сёрджи с периодом примерно один раз в 10 лет. 29 сентября 2002 г. NASA

В 1970-е гг. выяснилось, что на территории СССР кроме Медвежьего и упомянутых выше имеются и другие пульсирующие ледники. В это время гляциологами, в том числе и советскими, было установлено, что такие нестабильные ледники существовали и в исторически недавнем прошлом (например, ледник Русского географического общества на Памире и др). Следует отметить, что понятия «подвижка ледника» и «пульсирующий ледник» в данном выше русском словарном определении (1984) уже в середине 1960-х гг. стало входить в отечественный научный обиход [Долгушин, Осипова, 1982; Казанский, 1965, 1989].

В связи с тем, что население в горах Евразии и Северной Америки, освоенных несравнимо плотнее горных районов СССР, испытывало бедствия как от сёрджей, так и от катастрофических прорывов озёр, ими порождённых (йокульлаупов), физика и география этих процессов подробно изучалась учеными в этих местах давно. Более 400 лет отдельные

пульсирующие ледники и приледниковые озера систематически исследовались в Альпах, на Скандинавском полуострове, в Гималаях, в Патагонии, Исландии и во многих других местах. Например, сведения о подвижке ледника Фернагтфернер в Австрийских Альпах, которая сопровождалась катастрофическими прорывами возникавшего при этом подпрудного озера, картографировались многократно начиная с 1659 г. [Hoinkes, 1969]. В этой долине была организована одна из первых в мире гляциологических полевых научных станций. Благодаря этому, уже в первой половине XX века выработалась и устоялась специальная терминология процессов, связанных с сёрджами.

А. Харрисон [Harrison, 1964], изучавший в течение нескольких лет пульсирующий ледник Малдроу на Аляске, предложил терминологически «возродить» выражение «glacier surge» («ледниковый всплеск»), что, в сущности, сделал Г. Хойнкс десятью годами ранее. Так, в последнюю четверть XX века начался процесс унификации профессиональной лексики. В связи с этим международный термин «ледниковый сёрдж» вошёл и в российскую науку, наряду с традиционными русскоязычными «подвижка» и «пульсация» (которые не являются строгими синонимами) ледников. А сами динамически нестабильные ледники, которым свойственно это явление, называются пульсирующими (англ. *surging glaciers*). В то же время термин «йокульлауп» начал стремительно терять свою универсальность на западе и применяется сейчас в основном в своём точном значении (кратко – как «вулканогенные гляциальные сели»), а в России почти не известен и до сих пор. В мировую практику в настоящее время входят более точные термины, обозначающие флювиогляциальные катастрофы (как прорывы подпрудных озёр, так и потоки, которые возникают при этих прорывах: прорывы озёр, катастрофические прорывы, суперсели, суперпаводки, дилювиальные потоки, потоны, фладстримы, мегафлады и т.д.). Когда появились доказательства существования пульсирующих ледников четвертичных ледниковых покровов Северного полушария [Гросвальд, 1985; Гросвальд, Красс, 1998], вышли работы о современных подвижках некоторых выводных ледников Антарктиды [Захаров, 1994], термин «сёрдж», как наиболее точный и всем понятный, утверждается и в России, наряду с прежним, привычным «подвижка».

Естественный процесс возрождения единой международной научной терминологии показан здесь на примере термина «сёрдж». Однако эта проблема – терминологического понимания учёных разных стран друг друга имеет отношение к десяткам и сотням других понятий.

По-видимому, этот «разрыв» в терминологии (и, отчасти, в знаниях) можно объяснить многолетней изоляцией СССР от нормальных международных научных контактов. В десятилетия этой изоляции в стране появился свой понятийный аппарат, в котором кроме терминов, созданных на основе славянских корней или корней, взятых из языков сибирских народностей (многие из последних, как раз, нашли применение во всём мире или имеют переводную, или традиционную фонетическую форму: йокульлауп, скэбленд, бараньи лбы, курчавые скалы, пинго, булгунняхи, тебелеры, кающиеся монахи (кальгаспоры, сераки), курумы, едомы, рапаки и многие другие), существует множество понятий, употреблявшихся исключительно в советской науке и практически неизвестных на Западе. Понятия эти образовывались с помощью так называемой «новой латыни» – искусственно соединённых между собой латинских корней (часто с изменённым значением) и латинских же аффиксов, что делало подобную терминологию непонятной без специального на то объяснения. Примерами могут служить такие понятия, как экзарация, пролювий, делювий, деструкций, деляпсий и сотни других, в том числе совершенно невозможный с точки зрения латинского словообразования термин «катафлювий» В.В. Бутвиловского [1993], который внёс в русский научный лексикон термин ещё из двух языков, к тому же – «мёртвых» – греческого и латинского.

5.1.2. Сущность явления

Сёрдж, подвижка ледника, как сформулировал видный отечественный гидролог-гляциолог А.Н. Кренке [1984], – это **регулярное явление**, представляющее собой одну из стадий пульсаций ледников. Однако сёрджи могут быть и единичными, разовыми. В этих случаях они возникают в результате резкого изменения внешних условий – накопления воды, обвала, землетрясений. В таких ледниках в стадии подвижки разряжаются напряжения, которые накапливаются в стадию восстановления массы ледников. Установлено, что при сёрджах скорость движения льда и скорость кинематической волны на леднике увеличиваются на 1–2 порядка и более.

Например, Л.Д. Долгушин и Г.Б. Осипова писали [1982], что на леднике Тралейка (Аляска) до подвижки скорость движения льда составляла 43 м/год, а скорость кинематической волны – 250 м/год. В момент же кульминации подвижки эти скорости возросли соответственно до 80–120 и 300–350 м/сут.



Рис. 5.2. Систематические сёрджи ледника Хаббард на Аляске подпруживают Рассел-фьорд, который на короткое время превращается в ледниково-подпрудное озеро. На снимке – конец наступающего ледника Хаббарда, Аляска (см. сл. фото). Сентябрь 2006

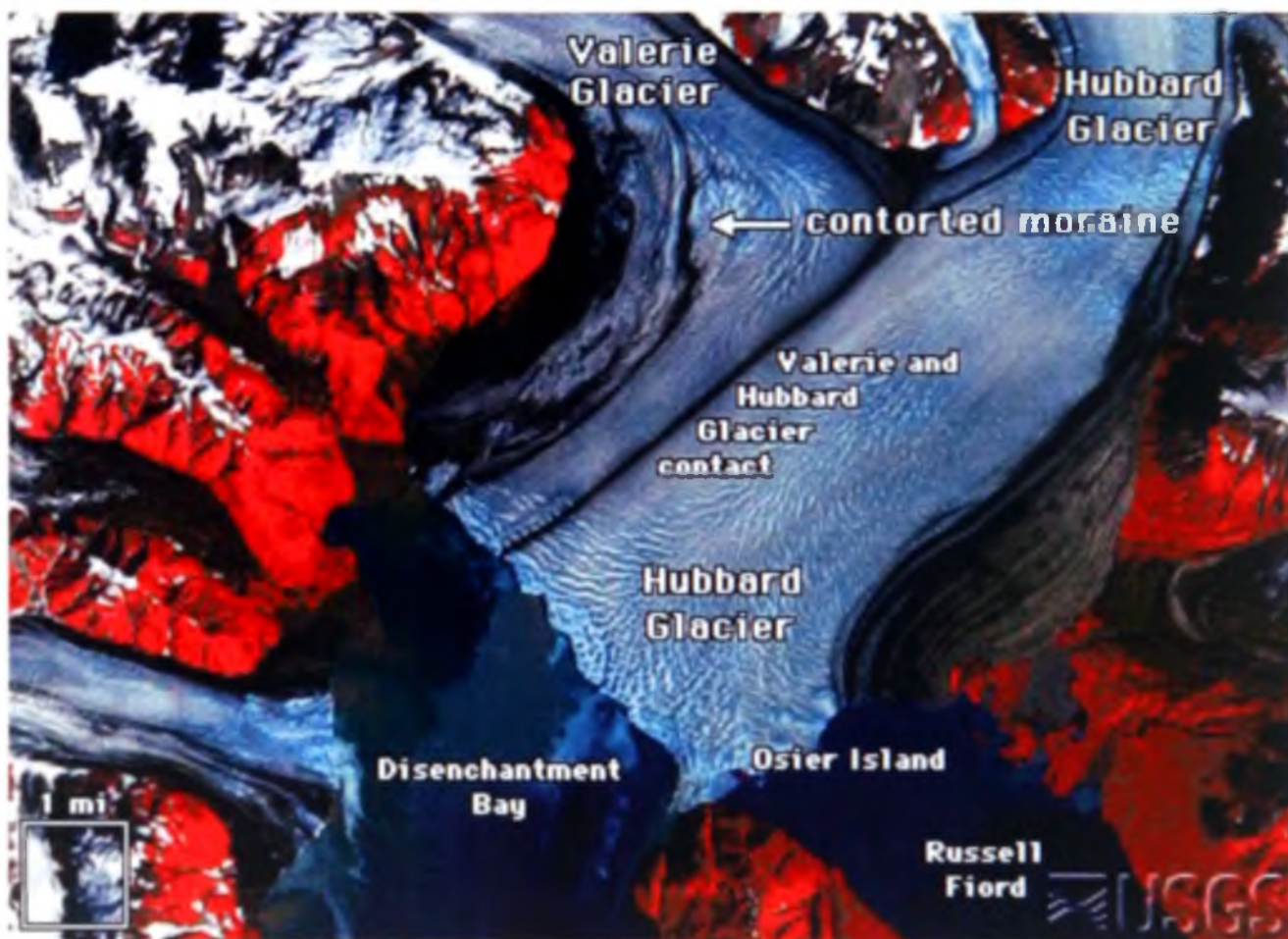


Рис. 5.3. Процесс преобразования Рассел-фьорда в ледниково-подпрудное озеро, Аляска, NASA

Начинаясь на одном из участков ледника, подвижка распространяется во все его стороны и вызывает перемещение масс льда из зоны оттока сверху в зону выноса в нижней части ледника. Ледник быстро дробится на отдельные крупные блоки, утончается в срединной части потока, а в языковой части вздыбливается, напоминая «бараний лоб». При этом также возникают боковые разломы вдоль бортов, изгибаются в петли срединные морены, формируются гляциотектонические структуры, отражающие скольжение по сколам.

5.2. Пульсирующие ледники

Ледники, испытывающие единовременные или регулярные подвижки-сёрджи, называются *пульсирующими*. Сёрджи пульсирующих ледников, как полагает географ и гляциолог академик В.М. Котляков, возникают из-за нестационарности динамических связей в леднике. Резкие подвижки представляют собой релаксационные колебания, которые вызываются изменениями силы трения о дно ледниковой долины и дроблением льда.

Сёрджи каждого данного ледника имеют обычно **постоянный период повторяемости**, если не меняются внешние, главным образом, гидроклиматические условия. *Однако на разных ледниках даже в схожих физико-географических условиях периодичность сёрджей может быть различной. Например, ледник Медвежий на Памире пульсирует каждые 10–15 лет, ледник Колка на Кавказе – примерно через 65–70 лет.* Общая закономерная периодичность сёрджей даже в пределах конкретного бассейна в настоящее время не установлена [Котляков и др., 2006].

К началу нового века стали известны сотни пульсирующих ледников. Наиболее хорошо они изучены на Аляске и в Альпах, которые относительно плотно освоены. Известны многочисленные пульсирующие ледники во всех горных странах, несущих современное оледенение, главным образом – на Памире, на Кавказе, в горах Центральной Азии, на Шпицбергене. В настоящее время составляются каталоги пульсирующих ледников, осуществляется космический дистанционный мониторинг ледников Земли. В Институте географии РАН близко к завершению создание цифровой базы данных о пульсирующих ледниках Памира. Эта работа ведётся гляциологами России в рамках проекта создания единой гляциологической информационной системы [Десинов и др., 2001].

В конце XX века появились сведения о сёрджах краёв выводных ледников материковых ледниковых покровов Антарктиды [Захаров, 1994]. М.Г. Гросвальд доказывает факт крупных сёрджей краёв Панарктического ледникового покрова на рубеже позднего плейстоцена и голоцена («Беломорская лопасть» Баренцевоморской части Арктического ледникового покрова). Эти взгляды разделяют и известные американские гляциологи Г. Дентон, Т. Хьюз [Hughes et al, 1977] и др.

Причины сёрджей многообразны и, по-видимому, до сих пор не все установлены. К ним, в частности, относят и своеобразие строения ледниковых долин, например – большие площади области питания и узкие выводные каналы стока льда; топографию продольных профилей долин пульсирующих ледников с наличием на ложе ригелей с обратными уклонами; накопление большого количества воды на ледниковом ложе (хотя остаётся так и не выясненным, как отмечал У.С.Б. Патерсон, сколько воды на ложе имеется в каждый данный момент, где она скапливается и как вытекает [Паттерсон, 1984]). Одной из причин сёрджей также могут являться сейсмические толчки, небольшие землетрясения, характерные для горных местностей. До сих пор все ещё не ясен и механизм ледниковых сёрджей.

Главной проблемой, которая возникает при сёржах, является то, что при резких, катастрофических, подвижках ледников их концы часто блокируют речной сток из других речных долин, вызывая тем самым образование озёр выше ледниковых плотин с весьма неустойчивым гидрологическим режимом (ледниково-подпрудные озёра).

Время от завершения одной из подвижек пульсирующего ледника до завершения следующей называется *периодом пульсации*, который складывается из стадии подвижки и стадии восстановления.

5.2.1. Стадия подвижки

На стадии подвижки, по данным В.М. Котлякова, происходит релаксационная разрядка напряжений, накопившихся на леднике за предшествующую ей, предыдущую, стадию восстановления. Ледник с грохотом растрескивается, скорости движения льда увеличиваются на 1–2 порядка и более. Это приводит к перемещению масс льда из верховьев ледника в его среднюю зону и низовья. Одновременно поверхность ледника в верховьях пульсирующей части сильно понижается, в средней части и в нижней части – повышается, а сам конец ледника начинает продвигаться вперед [Гляциологический словарь, 1984].

5.2.2. Стадия восстановления

В стадию восстановления, после завершения подвижки, масса льда вновь начинает накапливаться в верховьях пульсирующей части, скорости движения льда ещё более увеличиваются, конец ледникового языка («лоб») увеличивает скорость продвижения до сотен метров в сутки, и ледник движется до тех пор, пока не восстановит свою начальную конфигурацию, предшествующую очередному сёрджу.

После завершения подвижки нижняя, приязыковая, часть ледника лишается нового поступления ледяной массы из области питания и начинает активно разрушаться комплексом агентов абляции, главным образом – таянием и испарением льда, механическим разрушением конца ледника водной, часто – катастрофической механической и термозрозией.

Рост массы льда и увеличение напряжений в сочетании с деградацией конца ледника может создавать предпосылки для очередного сёрджа [Гляциологический словарь, 1984].

5.3. Сёрджи второй половины XX – начала XXI века

В настоящее время известны несколько сотен пульсирующих ледников. На территории бывшего СССР особым вниманием гляциологов и гляцио-геоморфологов пользуются сёрджи десятков из них – *Хрумкол*, *Девдораки*, *Колки* на Кавказе, *Мушкетова*, *Каинда*, *Шокальского*, *Абрамова*, *Дираки*, *Бырс*, *Гармо*, *РГО*, *Медвежий* и др. на Тянь-Шане, Памире и Памиро-Алае.

За пределами бывшего СССР – хорошо известны пульсирующие ледники *Уолш*, *Варьегетид* (*Variegated*), *Беринга*, *Ренду* и др. на Аляске, *Хейса*, *Танабреан*, *Фон-Постбрэн* и др. на Шпицбергене, *Фернагтфернер* и др. в Альпах, пульсирующие ледники вулканических конусов Исландии и Камчатки, Тибета, Чилийских Анд, Новой Зеландии и других территорий современного оледенения [Долгушин, Осипова, 1989].

5.4. Ледник Медвежий. Горный Бадахшан

Ледник Медвежий находится в Горном Бадахшане, на западном склоне хребта Академии наук, который протягивается вкрест простиранию основных субширотных геологических структур Памира. Современная долина Медвежьего состоит из двух резко отличных частей: самой долины и фирновой области ледника (рис. 5.4 – 5.6).



Рис. 5.4. Фрагмент морены после последней подвижки ледника Медвежьего. На переднем плане – сохранившийся базовый геологический поселок Дальний, вдали – ущелье реки Дустироз. Снимок сделан фототеодолитом в 1980 г., через 7 лет после сёрджа 1973 г. Фото А.Н. Рудого

Долина Медвежьего (долины реки Хирсдары, бассейн реки Абдукагор, левого истока реки Ванч) – глубоко врезанное ущелье, наследующее тектонический разлом. Простираение ущелья совпадает с общим простираением геологических структур, глубина ущелья достигает 2 км при средней крутизне бортов до 40° . Склоны ущелья осложнены эрозийными бороздами, по которым сходят лавины, сели и камнепады. На левом борту основной долины из области питания обширного цирка Медвежий принимает свой единственный приток. У подножий склонов почти непрерывной лентой простираются лавинно-осыпные шлейфы слившихся конусов, к которым прислонены (или под которыми погребены) узкие, островершинные гряды боковых морен. Языки Медвежьего почти на всем протяжении «вложены» в эту систему пролювиально-коллювиально-моренных дуг [Долгушин, Осипова, 1982].

Фирновая область Медвежьего состоит из трёх ветвей, которые сливаются в обширном плоскодонном понижении фирновой мульды над бровкой ледопада. Главной является южная ветвь, длина которой дос-

тигала 5 км, площадь – около 12,5 км²; длина восточной ветви равнялась 4,6 км при площади около 4,7 км²; длина северной ветви – более 2 км, а площадь – около 4,4 км². Таким образом, общая площадь фирновой мульды, вместе с частью ледопада, лежащей выше фирновой линии, составляла около 22,2 км².



Рис. 5.5. Верховья памирской реки Ванч, хорошо видны устья долин Абдукагор, Хирсдара и Дустироз, а также – ледник Медвежий (космический снимок из работы Л.В. Десинова в ИНТЕРНЕТе «Ледник Медвежий наступает»)

Сёрджи Медвежьего происходили многократно: незадолго до 1916 г., в 1937 и в 1951 гг. Однако этот ледник привлек внимание специалистов лишь в 1963 г., когда Медвежий продвинулся почти на 1,75 км вниз по своей долине (реки Хирсдара) и вышел в верховья Ванча, перегородив долину Абдукагора. Скорость продвижения ледника весной 1963 г. составляла до 100 м/сутки, а в начале июля этого года сёрдж остановился. Выше конца ледника образовалось Абдукагорское ледниково-подпрудное озеро, режим которого кратко рассмотрен в предыдущем разделе. Выдвинувшийся конец ледника быстро утратил связь с основным языком и превратился в огромный вытянутый по простиранию долины Ванча массив замороженного мёртвого льда.



Рис. 5.6. Поверхность языка ледника Медвежий после подвижки 1984 года. Фото Е.Н. Фролова

Очередная подвижка Медвежьего произошла через 10 лет и продолжалась до августа 1973 г. Ледник на этот раз продвинулся дальше. В дальнейшем сёрджи Медвежьего регулярно повторялись и уже в новом тысячелетии были отмечены систематические сёрджи различных размеров.

В последние пять лет прошлого века космонавты орбитальной станции «Мир» осматривали состояние языка Медвежий для того, чтобы не пропустить признаки его активизации. Ледник Медвежий к этому времени стал настоящим учебно-демонстрационным объектом, который служит эталоном для обнаружения космонавтами сёрджей в горах Земли в пределах 60° северной и южной широт. С марта по июль 1989 г. сотрудники Таджикской гидрометеослужбы проводили и параллельные наземные измерения.

Это позволило получить непрерывную запись изменения скоростей колебания языка, а также установить их максимумы (более 50 м/сут с 13 по 17 июня). С помощью метода аэропсевдопараллакса удалось установить, что в это же время примерно в 2 км выше ледникового фронта скорость движения льда составляла 70 м/сут.

Космический мониторинг ледника Медвежьего и некоторых других ледников Памира с участием экипажей МКС продолжается. Институт географии РАН следит за эволюцией Медвежьего и в настоящее время.

5.5. Геналдонская катастрофа. Пульсирующий ледник Колка на Северном Кавказе

Геналдонская ледниковая катастрофа, которая произошла вечером, около 20 часов 20 сентября 2002 г. в Северной Осетии, относится к событиям, выходящим за рамки установившихся традиционных классификаций пульсирующих ледников, известных механизмов ледниковых сёрджей, ледяных лавин и селей. Современные исследователи, рабо-

тающие и сейчас на территории Геналдонской катастрофы, склонны относить её к относительно мало известному типу *многостадийных гляциальных катастроф* [Петраков, 2008].

Как отмечают В.М. Котляков с коллегами [Котляков и др., 2006], причиной катастрофы стала группа факторов. Сейсмические процессы в совокупности с климатическими аномалиями предшествующих лет и данного года привели к резкой интенсивной обвальной деятельности на северном склоне горы Джимарай-Хох (рис. 5.7).



Рис. 5.7. 3D-панорама Геналдонского ущелья, озера и долины пульсирующего ледника Колка и горного обрамления. 19 ноября 2002 г., через месяц после катастрофы. Северный Кавказ. NASA

Геологически мгновенная дестабилизация ледника Колка вследствие поступления на его поверхность огромного количества обломочного материала объясняется особенностями его строения, главным образом,

– затрудненным стоком из его тыловой части (рис. 5.8). Внутрiledниковые каналы стока могли быть перекрыты. Этот факт, наряду с тепловым воздействием вулкана Казбек, способствовал накоплению избыточной массы воды под ледником.

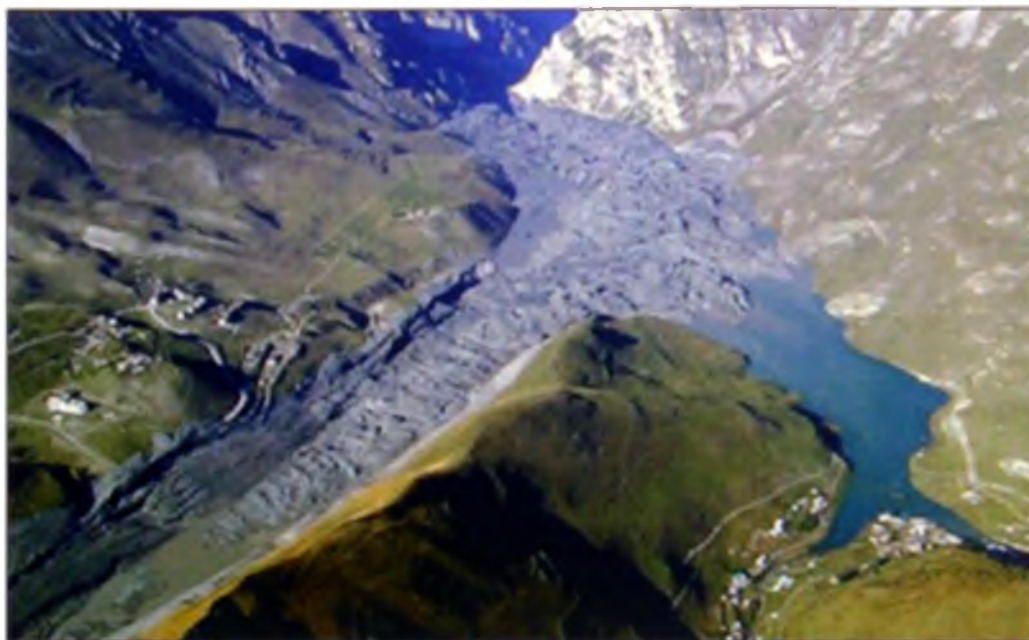


Рис. 5.8. Подвижка ледника Колка на Северном Кавказе в сентябре 2002 г. и образование подпрудного озера. NASA

Пусковым механизмом катастрофы, вероятно, было обрушение сводов над внутренними или подледными полостями ледника, заполненными водой. Высказываются даже предположения о том, что ледник катастрофически вышел из своего ложа благодаря газовым извержениям или газодинамическому выбросу [Бергер, 2007; Муравьев, 2007].

Однако, как полагает Д.А. Петраков [2008], более реалистичным триггером катастрофы представляется все же очередной обвал, который оставил след на левой береговой морене и мог способствовать срыву верхней дестабилизированной части ледника. Предполагается, что эта часть (лёд, насыщенный водой и каменным материалом) «проехала» по языку ледника и, направляемая поворотом левой береговой морены, перехлестнула через правую морену на «поляну Шелестенко». На срыв тыловой части ледника Колка сразу же отреагировал его язык. Импульс движению мог дать и отрыв нижней части ледника по разлому, который располагался в нижних частях его крутых притоков. Основная же масса льда прошла через каньон между ледником Майли и отрогом пика Геодезистов. Таким образом, заключают специалисты, движение ледово-

водно-каменного потока во время Геналдонской катастрофы 2002 г. имело ряд особенностей [Петраков, 2008]:

- экстремальные скорости (до 250 км/час) при относительно небольшом уклоне долины;
- поток «разжижался» по мере продвижения вниз по долине;
- дальность выброса потока была аномально высокой, масса льда остановилась в Кармадонской котловине, а ниже Скалистого хребта наблюдался типичный сель со скоростью воды из-под завала в 17 м/с и более;
- наличие заплесков на высоту до 250 м;
- поток состоял из двух основных волн, которые двигались одна за другой.

На участке от ледника Колка до Кармадонских ворот характер движения определяется как промежуточная стадия между лавиной и селом, имеющая признаки обоих явлений.

5.6. Последствия Геналдонской катастрофы 2002 г.

Гляциальная катастрофа 2002 г. стала неожиданностью. Стихийное бедствие унесло жизни 126 человек. Был полностью уничтожен посёлок Нижний Кармадон, базы отдыха Северо-Осетинского университета и республиканского Министерства юстиции, системы коммуникаций и т.д. Ледник Колка «ушёл» со своего ложа почти целиком, более 100 млн м³ льда, воды и камней со скоростью более 180 км/ч пронеслись вниз по долине почти на 20 км. Теснина Скалистого хребта преградила путь ледяной массе, но селевой поток прошёл ещё 17 км и остановился, немного не дойдя до поселка Гизель. Следует отметить, что такие *многостадийные ледниковые катастрофы* – редкое явление, опасное своей непредсказуемостью и масштабами. Важная особенность многостадийных ледниковых катастроф – это их повторяемость. В долине Геналдона такие катастрофы были в 1902 и 2002 гг. В то же время есть сведения, что они происходили там и раньше. «Классические» же сёрджи Колки были отмечены в 1837 и в 1968 гг.

Таким образом, последний, трагический, сёрдж ледника Колки совпал во времени с рядом других серьёзных геологических и географических факторов, что и вызвало описанное явление. Возможно, что этот комплекс причин не является совпадением, а закономерен, и сама катастрофа относится к часто повторяющимся (в геологическом времени) событиям.

5.7. О возможности сёрджей древних ледников. Палеогеографическое значение реконструкции плейстоценовых сёрджей

Горные ледники являются очень чуткими индикаторами климатических изменений. Именно поэтому маркировке концов ледников и датированию моренных отложений прошлого придается всегда и всеми исключительно важное значение. Приобретшая в последние шестьдесят с лишним лет, со времени работ Л.А. Варданянца, определённую популярность «алтайская», в частности палеогляциологическая шкала, предусматривает не менее семи-восьми последовательно поднимающихся вверх по долинам стадияльных морен, фиксирующих позднеплейстоцен-голоценовые подвижки или остановки в целом деградирующих ледников.



Рис. 5.9. Одна из крупнейших в мире ледниковых систем долинного ледника Федченко на Памире. К ней принадлежит известный крупный пульсирующий ледник Бивачный и некоторые другие крупные пульсирующие ледники. Снимок Landsat 7, 22 августа 2008 г.

Действующая по «принципу русской матрёшки», эта шкала долгое время представляла собой настоящее прокрустово ложе для исследователей, обреченных 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, но безнадёжно искали в долинах Алтая и Саян такие конечные морены и мы. Никак не сходилось – то было много «лишних», то не дотягивало до «законного».

Однако следование этой «классической альпийской схеме» последней стадияльной дегляциации, когда каждое последующее оледенение должно было оказываться меньше по площади предыдущего, при палеогеографических и других реконструкциях не увенчалось, да и не должно было увенчаться успехом.

Действительно, общей главной тенденцией изменений горных ледников и 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°C 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 пишет о том, что на Алтае морены максимума малого ледникового периода XVIII – XIX веков частично перекрывают более старые морены времени 1200–1350 лет назад [Соломина, 1999]. На Алтае, во многих долинах плоскогорья Укок и в долине р. Ак-Коль (левый исток р. Чаган), молодые морены стадии «фернау» погребают под собой морены «исторической» стадии. То же самое наблюдается, как говорилось, и в древнеледниковых долинах массива Монгун-Тайга. Ю.П. Селивёрстов, показывая возвратно-поступательный характер стадияльного 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 [Селиверстов, 1999]. Можно с большой долей уверенности ожидать, что многие

древние морены могли быть полностью погребены под более молодыми моренными или водно-ледниковыми образованиями («выпадение») или просто 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 и четвертичных ледниковых покровов.

Палеогеографическое значение реконструкций сёрджей имеет ещё один важный аспект. Подавляющее большинство современных ледниково-подпрудных озёр, испытавших катастрофические сбросы, подпруживаются пульсирующими ледниками. Каждому очередному заполнению межгорных впадин талыми водами предшествовала очередная подвижка подпруживавшего ледника так, как это было показано на примере Абдукагорского ледниково-подпрудного озера в Горном Бадахшане. Если сёрджей не происходило, то озёра не возникали, то есть не было и их прорывов, как, разумеется, не было и дилювиальных потоков¹.

Только в пределах Горного Алтая в последнюю ледниковую эпоху существовало несколько десятков крупных (площадью свыше 100 км²) и тысячи небольших ледниково-подпрудных озёр (рис. 4.2). Они занимали межгорные впадины и речные долины различных морфологических типов и располагались почти равномерно по всей территории Горного Алтая. Из этого следует, что по крайней мере в позднеледниковое

¹ Известное из очень редких примеров-исключений – ледниково-подпрудное озеро Мерцбахера на Тянь-Шане (рис. 5.10), 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 за редкими исключениями переживали лишь один, катастрофический, сценарий сбросов 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.

время (16–18 тыс. лет назад) пульсирующие ледники, которые подпруживали эти озера, были равным образом характерны для всех высотно-климатических зон Алтая.

Другими словами четвертичные и голоценовые сёрджи в горах в этот период были не исключением, а правилом, и поэтому ожидать в ледниковых долинах какого-то определённого количества конечных морен единого стадияльного ранга – бессмысленно.

О бессмысленности таких подсчётов говорит и первый постулат дилювиальной теории – «многократные дилювиальные потоки-фладстримы, которые продуцируются при сбросах ледниково-подпрудных озёр (обязанных своим образованием сёрджам), полностью или частично уничтожают следы самих ледников». Процессы же дилювиальной эрозии и аккумуляции в большинстве современных палеогеографических работ пока лишь только упоминаются или декларируются.

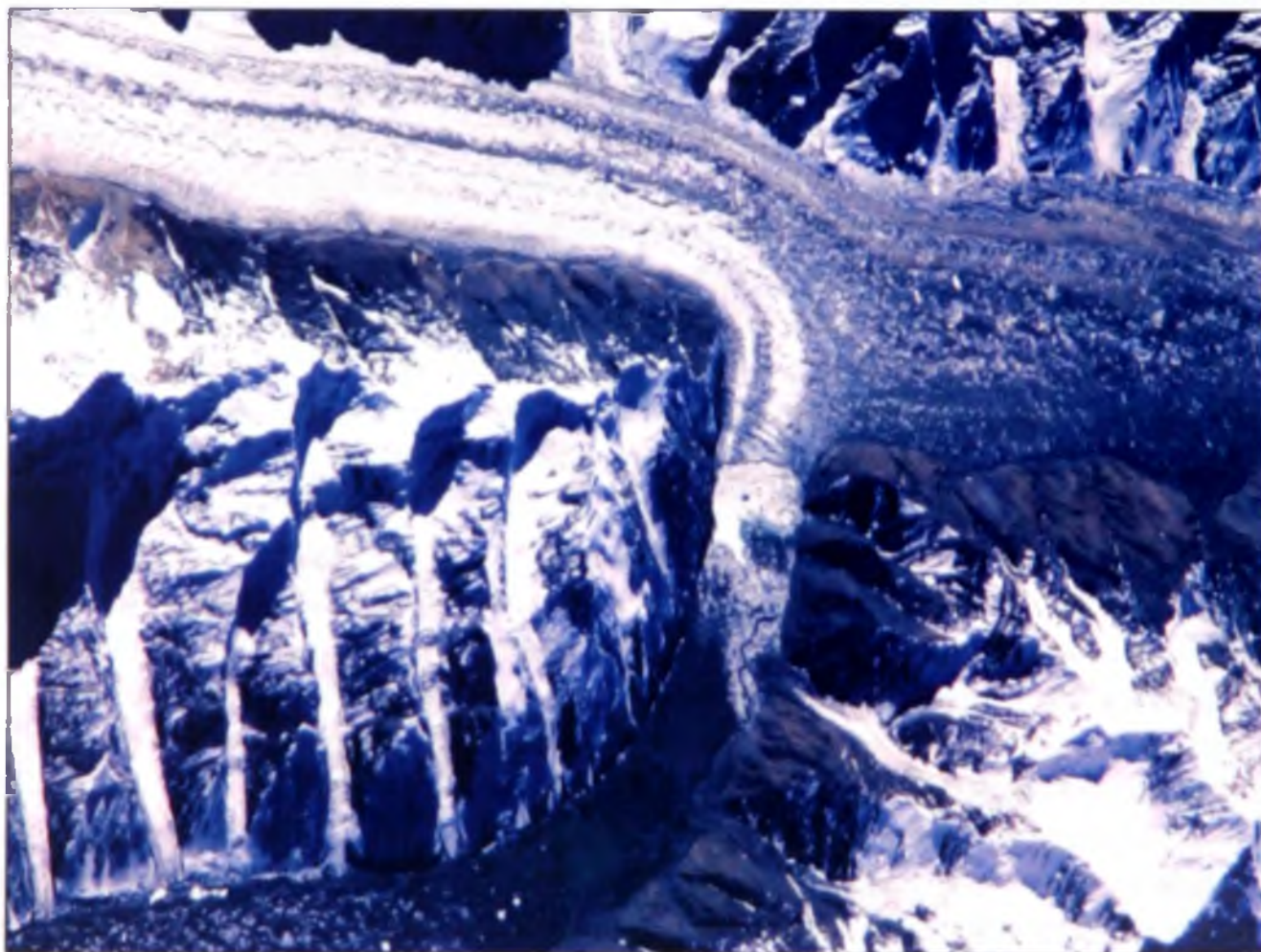


Рис. 5.10. Озеро Мерцбахера на Тянь-Шане в стадии подпруживания. NASA

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

Из этих двух замечаний (о неизбежности сёрджей и в древние ледниковые эпохи и о колоссальной рельефообразующей деятельности дилювиальных потоков-мегафладов), высказанных в пятом разделе, вытекает и третье.

5.8.1. Кратко об инерции сохранения ледников

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. Тот же 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 стадин» (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, о чём и писал М.В. Тронов.

Сведения о перемещениях концов ледников, полученные независимыми (инструментальными, геоморфологическими, ботаническими и другими) методами, показывают, что периоды их стабилизации, наступания или отступания не совпадают по времени с текущими климатическими событиями, отличаются от последних по продолжительности и масштабам и не всегда с ними коррелируются: некоторые ледники на-

ступают 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. Эти обстоятельства могут объясняться инерцией сохранения оледенения.

Инерция сохранения ледников – это замедленная реакция ледника на неблагоприятные климатические изменения и способность этого ледника к длительному сохранению размеров (площади, объёма и т.п.), не соответствующих изменившимся условиям аккумуляции и абляции [Гросвальд, 1984]. Одной из главных причин инерции реакции оледенения на климатические изменения являются низкие абсолютные скорости субазальной (так называемой поверхностной) абляции, в связи с чем сокращение ледников, особенно больших ледниковых систем и покровов, не успевает за изменениями климата. Такое отставание сильно увеличивается в условиях неблагоприятной для абляции (в основном – таяния и испарения вещества) экспозиции ледника, на «зачехлённых» абляционной мореной языках, а также – на массивных ледниковых образованиях, которые имеют малую поверхность относительно их объёмов. Согласно расчётам, исходящим из количества солнечной радиации, поступающей к позднеплейстоценовым ледниковым покровам умеренных широт через атмосферу, скорость абляции этих покровов была недостаточной для их полного таяния за те 10 тысяч лет, которые «отведены» для этого «официальной» геохронологией позднеледникового времени. В таких случаях, как полагал М.Г. Гросвальд, инерция оледенения была преодолена за счёт массовых сбросов наземных льдов в окружающие водоёмы (океаны, моря и озёра), т.е. – за счёт сёрджей, и дальнейшего таяния в таких случаях уже айсбергов за счёт источников энергии этих водоёмов.

М.В. Тронов [1966] установил, что другая причина инерции сохранения ледников может заключаться в том, что образование ледников само по себе приводит к существенному изменению рельефа и теплофизических параметров земной поверхности, что способствует усилению снегопадов и снижению таяния. Именно поэтому большая часть современных ледников, добавляет М.Г. Гросвальд, в том числе и многие ледниковые щиты и купола Арктики и Антарктики, которые, по-видимому, относительно устойчиво существуют в настоящее время и испытывают колебания в соответствии с климатом, не могли бы заново возникнуть в современных климатических условиях. Все эти ледники,

другими словами, существуют сейчас за счёт других климатов, которые были прежде, причём – в разное время относительно конкретного ледника или ледниковой системы.

В.М. Котляков [1964] 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 положение 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 счёт изменения интенсивности абляции, а реакция фронта ледника – это результат суперпозиции климатических условий, существовавших во время события и отделённых 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 последнее 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 писал А.Н. Рудой [Рудой и др, 2000], различные элементы ландшафта с различной скоростью реагируют на кратковременные и продолжительные изменения климата. Например, 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.

Глава 6

УПРОЩЁННАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЁТА ПЛАНОВОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКА В АБАЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ В МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (Галахов В.П., Русанов Г. Г., Рудой А. Н.)

В этом разделе предпринята первая попытка применения метода имитационного моделирования для расчёта планового положения ледников в Абайской межгорной впадине. Глава написана при участии В.П. Галахова.

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, Мульты, верховья Катунь, Чаган-Узун, Машей.

Детальное моделирование, которое только и позволяет получить физически относительно корректные результаты, применимо не ко всякой ледниковой долине. В.П. Галахов разрабатывал свою модель для хорошо и давно изученных горных долин, в некоторых из которых долго работали (или работают и сейчас) сетевые гидрометеостанции — это верховья долин Аккема и Актру. В других перечисленных долинах много лет работали гляциологические экспедиции, т.е. гляциогидрометеорологические наблюдения велись в них также на протяжении более десятилетий и довольно детально, как зимние, так и летние. Эти долины также изучались десятками геологов и геоморфологов, свет увидели сотни публикаций по самым разнообразным вопросам современного состояния и динамики многих элементов ландшафтов в прошлом. Другими словами, для де-

тального имитационного моделирования прошлых колебаний ледников необходимы подробные метеорологические, снегомерные и гляциологические работы в этой ледниковой долине или, как минимум, – скажем так – почти стопроцентно надёжные корреляции полученных зависимостей в долине-аналоге. Как мы писали выше, никаких сведений о такой деятельности в этом аспекте по северо-востоку Горного Алтая в открытом доступе не обнаружено, физико-географические и детальные геоморфологические работы на этой территории никогда не проводились. Поэтому, основываясь на своём прежнем опыте, В.П. Галахов попытался, в частности, разработать, упрощённую схему расчёта планового положения горных ледников на различные временные срезы, включающие и время ПЛМ. Предварительные результаты этих исследований мы использовали в настоящей работе для хотя бы частичного закрытия в полном смысле палеогеографического «белого пятна», палеогляциологической лакуны в истории гор. Можно констатировать, что при малом количестве информации такие модели действительно представляются почти единственным инструментом для восстановления физико-географических обстановок прошлого, хотя иногда и не полностью подтверждаются фактическим материалом, если таковой обнаружен. Но работа ведётся по всем направлениям четвертичной гляциогидрологии, совершенствуются и имитационные модели.

6.1. Алгоритм расчётов

Алгоритм этого расчёта следующий [Галахов, 2001; Галахов, Русанов, 2008]. По карте современной абляции-аккумуляции (рис. 6.1) на рассчитываемом участке определяется величина снегонакопления на высоте современной фирновой границы.

Эта величина характеризует снежность (или косвенно энергию оледенения) данного района. По этой величине находится депрессия снеговой границы (рис. 6.2) и ледниковый коэффициент (рис. 6.3) – отношение площади фирнового бассейна к площади языка ледника [Гляциологический словарь, 1984].

Зная современную высоту региональной фирновой границы (определяется по крупным ледникам) и её депрессию, можно найти площадь фирнового бассейна палеоледника. Ниже, на рис. 6.4 приводится положение современной фирновой границы, определённое как по крупным ледникам (региональная фирновая граница), так и по мелкому дисперсному оледенению (локальная фирновая граница).

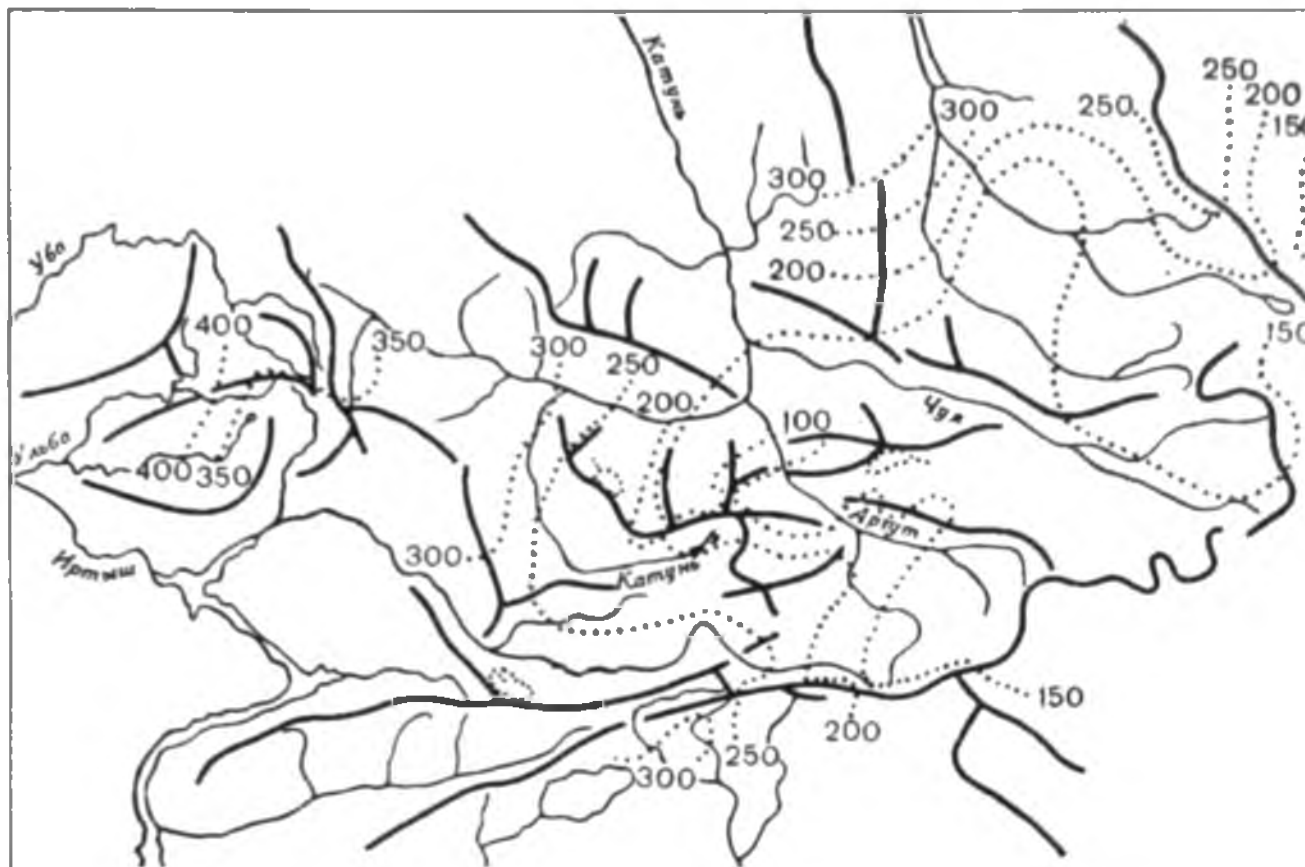


Рис. 6.1. Поле аккумуляции (г/см^2) на высоте границы питания ледников в ледниковой системе Алтая [Кренке, 1982]

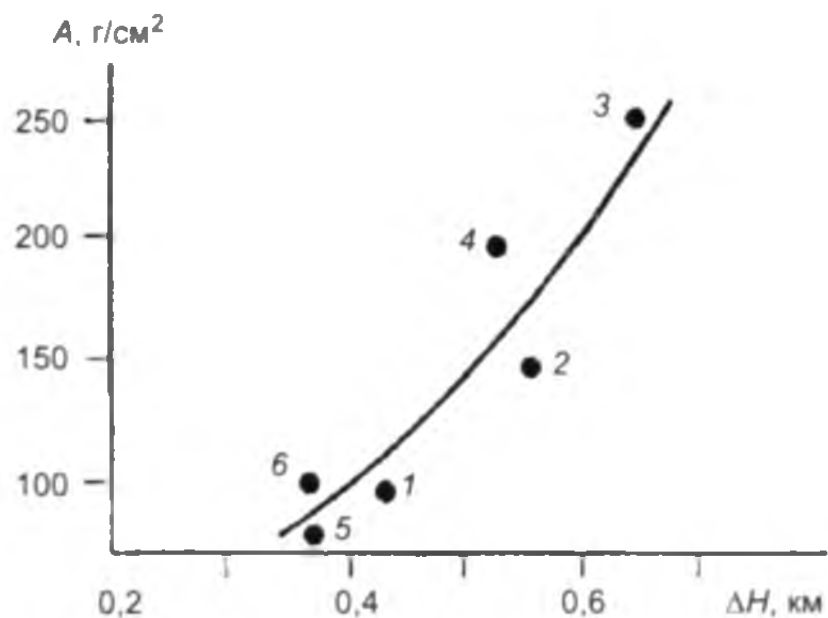


Рис. 6.2. Зависимость депрессии снеговой границы (ΔH) в позднем плейстоцене (около 18 тыс лет назад) от величины современной абляции-аккумуляции (A) [Галахов, Руденко, 1993] Бассейны 1 – Актру, 2 – Ак-кем, 3 – Мульты, 4 – Катунь, 5 – Чарган-Узун, 6 – Машей [Галахов, 2001]

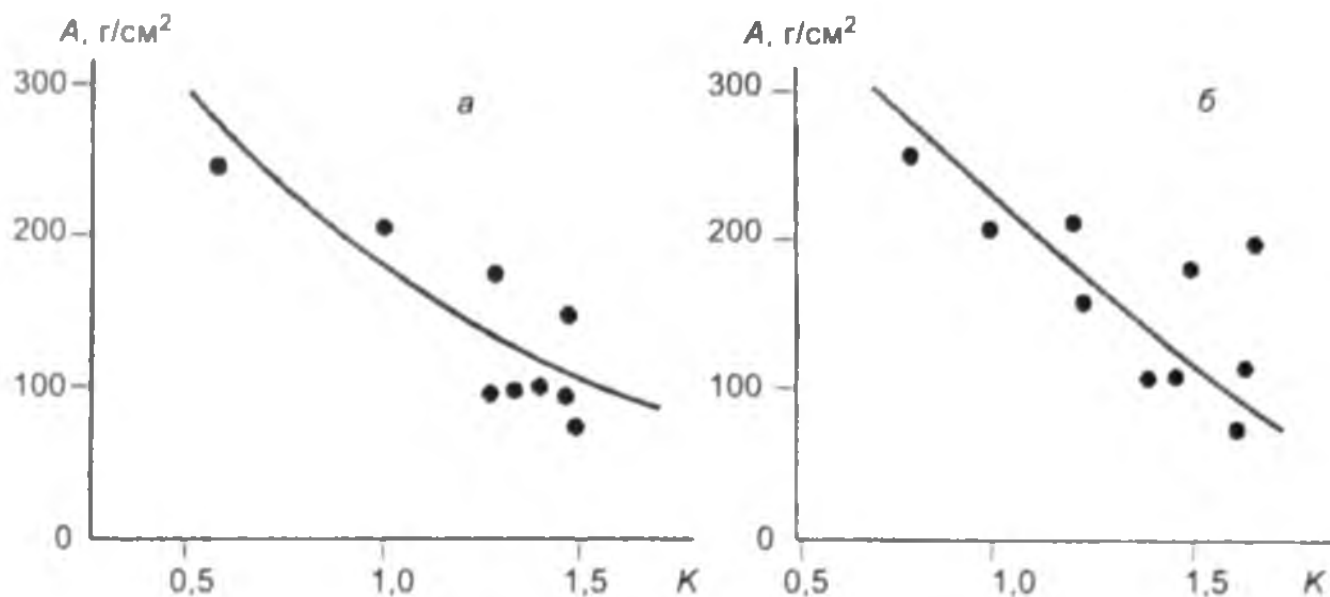


Рис. 6.3. Зависимость отношения площади фирнового бассейна к площади языка ледника (K) от величины современной абляции-аккумуляции (A) [Галахов, Руденко, 1993]. а – 18 тыс. лет назад, б – современное время [Галахов, 2001]

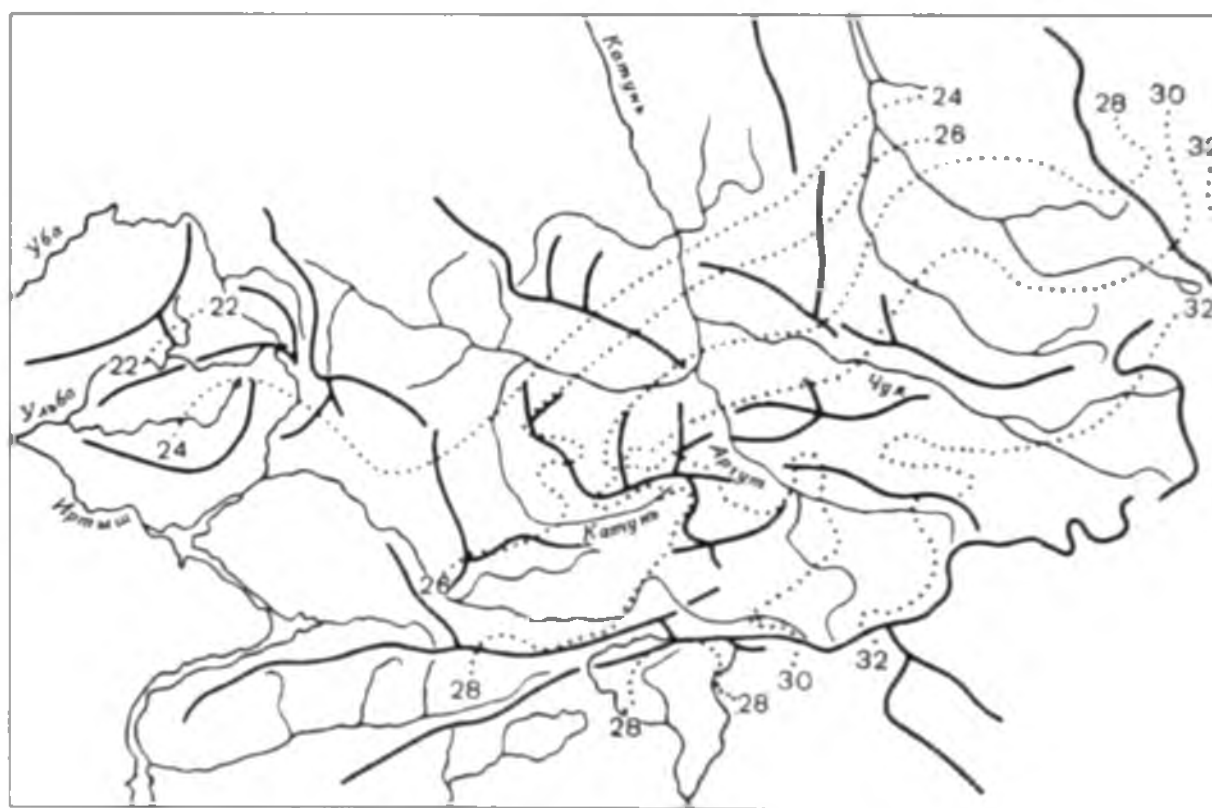


Рис. 6.4. Поле высоты (сотни метров) границы питания ледниковой системы Алтая [Кренке, 1982]

Теперь, зная площадь фирнового бассейна и ледниковый коэффициент, можно рассчитать площадь языка ледника на анализируемый временной отрезок.

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 понизить на величину толщин ледников в их современном состоянии.

Второе – для районов с дисперсным и малым оледенением величину депрессии фирновой границы, полученную по рис. 6.1, необходимо уменьшить на 150 м. Некоторые исследователи [Messerli, 1967] рекомендуют уменьшать её даже на 25–30 % для районов с локальной снеговой границей по сравнению с региональной.

Третье – на склонах южной экспозиции, и к ним тяготеющих, депрессию фирновой границы необходимо ещё раз уменьшить на 150 м. 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 и 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 снегонакопления 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 понимания 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. 6.1 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. 6.2, будет равна 750 м. Высоту современной фирновой границы, в соответствии с рис. 6.4, 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.

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 величиной современной абляции-аккумуляции ледниковый коэффициент (отношение площади фирнового бассейна к площади языка ледника) можно принять равным 0,4 (см. рис. 6.3, а). Обобщим выполненные расчёты (рис. 6.5).

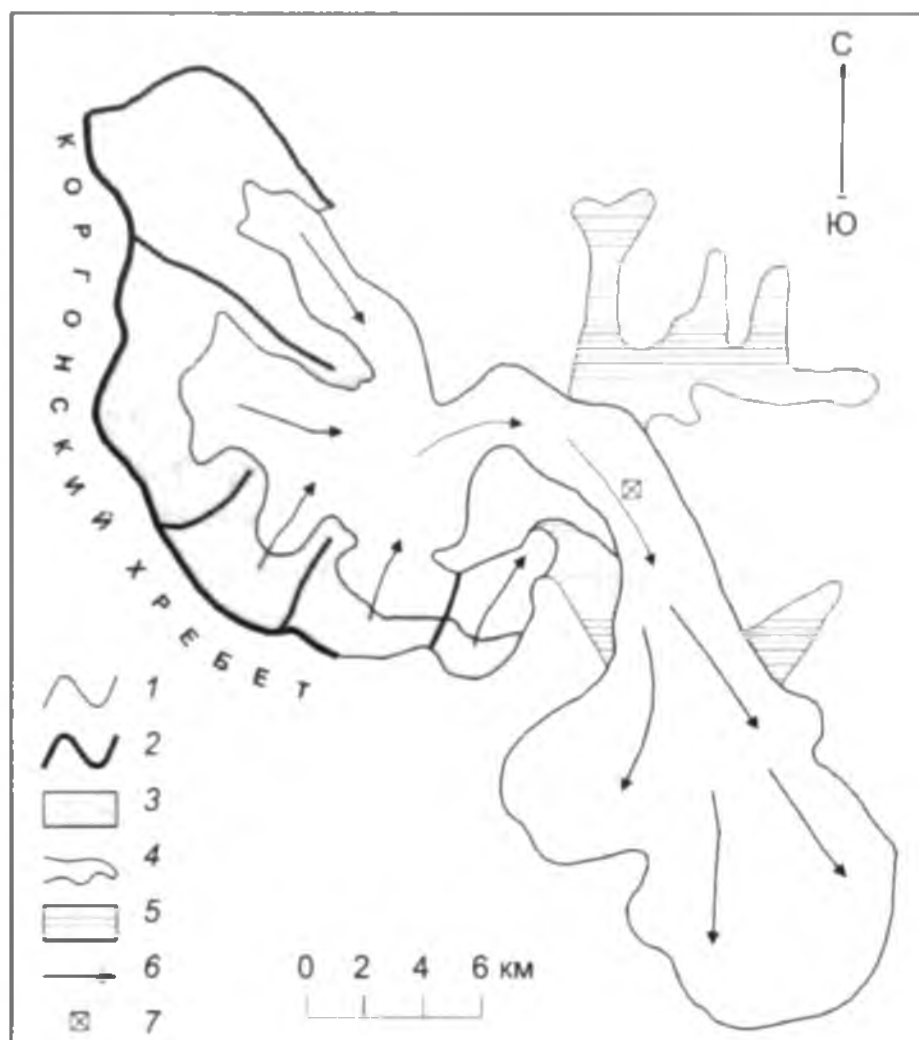


Рис. 6.5. Схема планового положения палеоледников в бассейне реки Абай в максимум последнего оледенения, рассчитанная по упрощённой схеме моделирования [составил В.П. Галахов]. Условные обозначения: 1 – фи́рновая граница, 2 – хребты и их отроги, 3 – фи́рновые бассейны палеоледников, 4 – языки палеоледников, 5 – ледниково-подпрудные озера, 6 – направление движения льда, 7 – место отбора пробы в донной морене на ^{14}C -датирование

Результаты расчётов по упрощённой модели показывают, что в долине реки Абай во время максимума последнего оледенения должен был существовать ледник площадью около 246 км^2 (табл. 1).

Таблица 1

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

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

Язык этого Абайского ледника должен был оканчиваться, по расчётам, в районе села Абай на абсолютной высоте 1050 м, то есть занимать почти всю долину реки Абай. Однако в момент формирования ледника и при его деградации в Абайской котловине «должно было существовать ледниково-подпрудное озеро с глубиной у ледниковой плотины минимум 150 м» [Галахов, Русанов, 2008]. Ледниково-подпрудные озёра неоднократно занимали в ледниковые эпохи видимо все межгорные впадины Южной Сибири, так что и в Абайской котловине озеро «должно было существовать». И не раз. Но.

В известной обобщающей популярной сводке Дж.Л. Дайсона [Дайсон, 1966, и др.] отмечается, что спускающиеся на плав в водоёмы 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 озера, что и подтверждает положение основной морены в Абайской котловине на абсолютной высоте 1110 м (В.П. Галахов и Г.Г. Русанов, отмеченные работы). Первый автор этой монографии мог бы заметить здесь, что эта морена, которую второй соавтор и В.П. Галахов относят к «Абайскому леднику», никакого отношения на стадиях выхода его на плав не имеет. Это – либо не та морена, либо речь идёт о другом леднике. Выше мы писали, что даже и разрушаясь на плаву, концы таких «шельфовых» ледников очевидных следов не оставляют вовсе, да и не могут этого делать (см. многочисленные фотографии в предыдущей главе, а также – и саму главу). Скорее всего, обсуждаемая морена – абайская морена, но другой стадии. Датированная основная морена (18590 ± 345 лет (СОАН-6612, глава три)) из впадины формировалась тогда, когда лёд залегал на днище котловины, (т.е. озеро было уже преимущественно спущено). Первоначально донная, она могла накапливаться в подводных (субаквальных) условиях и на плаву (вытаивая и осаждаясь из насыщенного, возможно, обломочным материалом днища «шельфового» Абайского ледника). Но всё же вещественный состав её обнажённых верхних пачек, и особенно – факт небольшой слоеватости и некоторой ориентировки обломков, на взгляд первого соавтора, предельно ясно рассказывают, что вся эта датированная моренная толща, заполняющая днище Абайской котловины – это сложно построенный, в общем – субпараллельно слоеватый, ледниковый «бутерброд», состоящий из чередующихся осадков субаквальной, донной, основной и абляционной морен. Большая часть

этой толщи формировалась не тогда, когда язык ледника находился на плаву или вообще перекрывал Абайское озеро, а тогда, когда озеро было в основном спущено, а оставшаяся, большей частью – мёртвая часть льда, легла на его дно и начала интенсивно таять. Связанные с окончательно не распавшимся ледником блоки льдов или крупные массивы мёртвого льда продолжали, в основном хаотичное течение, вызвавшее, наряду с сильным стрессом, и многочисленные гляциотектонические дислокации в подстилающей толще (гл. 3). Называя условно морену, занимающую днище Абайской впадины, как и ей подобных, основной, мы понимаем, что в её строении принимают участие различные фации ледниково-аккумулятивных отложений, включающие и флютинг-морену. Описанному кратко сейчас процессу формирования ледниково-аккумулятивных и ледниково-обусловленных отложений в межгорных впадинах в ледниковые эпохи гор умеренных широт имитационные схемы В.П. Галахова не противоречат, а в данном случае – почти подтверждают. Мы лишь подчёркиваем, что сам процесс формирования таких толщ очень сложен, практически не изучен уже хотя бы потому, что его невозможно наблюдать и тем более – стационарно изучать в подобных современных обстановках (разве что – на подводных лодках в Антарктике или в Гренландии). Заметим также и то, что сами расчёты В.П. Галахова в данном случае работают, морена есть, и расположена она там, где ей и положено было находиться, но только не за счёт 150-метровой глубины озера.

6.2. Плановое положение ледников в бассейне реки Коксы в максимум последнего оледенения

Материалы, изложенные выше, подтвердили правомочность применения разработанной В.П. Галаховым методики моделирования планового положения ледников в ПЛМ. Вновь напомним, 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. Понимая всё это, мы всё же применяем эти математические пионерные методы и не потому, что они подтверждают наши полевые данные в бассейне Коксы (а в ряде районов они не коррелируются никаким образом ни геологически, не геоморфологически). Применяем, потому что убе-

ждены, что метод имитационных моделей перспективен, научен, задача же геоморфологов и геологов – помогать в научном развитии этого метода средствами своих наук, а не отвергать его сходу и окончательно, подобно П.А. Окишеву и некоторым другим авторам.

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 уточнял почти 30 лет назад, что он понимает под позднеплейстоценовым оледенением в данном случае. Это максимум «первого мегастадиала», по его терминологии, или «второго», то есть поздневюрмского (сартанского)? Зато сейчас этот исследователь может смело выбирать, о каком из «мегастадиалов» позднего плейстоцена он рассказывал.

Последуем далее. Для расчёта планового положения ледников бассейна Верхней Коксы будем исходить из следующих приближений. 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. 6.1 и 6.4) высоту современной локальной фирновой границы примем равной 2300 м. Соотношение величин абляции-аккумуляции на высоте современной фирновой границы – 350 г/см^2 . Для бассейнов рек Банная и Красноярка высоту современной локальной фирновой границы примем равной 2300 м, абляцию-аккумуляцию на высоте современной фирновой границы – 235 г/см^2 . Для бассейнов рек Аюлу и Юстик высоту современной локальной фирновой границы примем равной 2300 м, а соотношение величин абляции-аккумуляции на высоте современной фирновой границы – 310 г/см^2 .

Материалы планового моделирования показали здесь следующее. Ледники максимума последнего оледенения в бассейнах рек Таловка, Большой и Малый Улужай (см. рис. 6.7), Аюлу (см. рис. 6.12) 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. 6.6 – 6.12), формируя общий язык суперледника и не имея своих собственных языков ледников (табл. 3).

Таблица 3

Площади фирновых бассейнов и языков ледников, выходивших 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

Таким образом, язык ледника долины реки Коксы, согласно представленным схемам, должен был быть площадью около 970 км². Его длина до устья реки Банной составлял примерно 150–155 км². Собственно Абайская котловина, которая заполнялась льдом в максимум развития ледников, 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 языка ледника (до выхода в Уймонскую котловину) составит около 100 км².

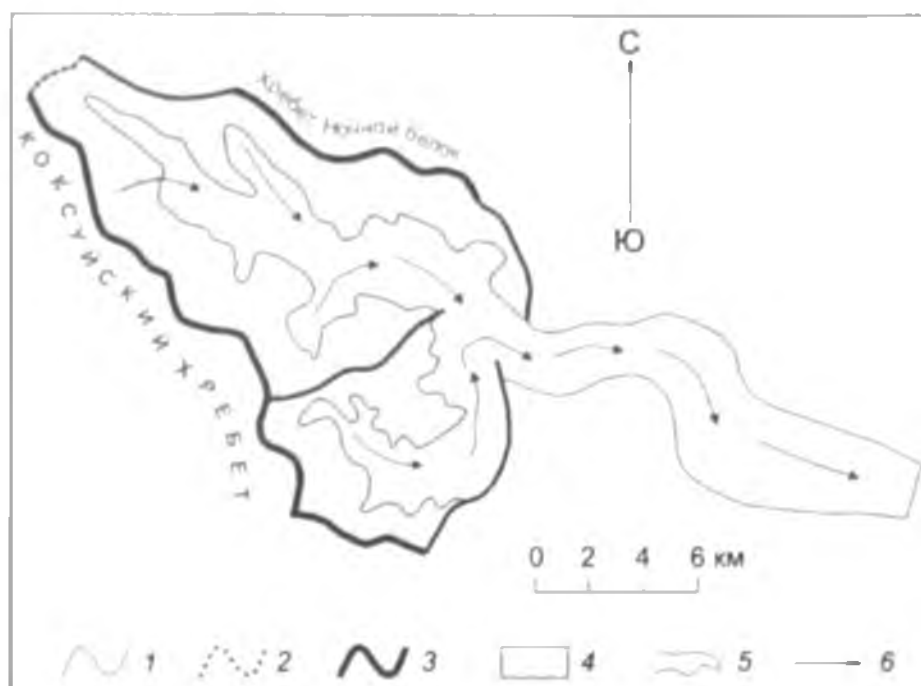


Рис. 6.6. Плановое положение ледников в бассейне реки Ночная (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В. П. Галахов]. Условные обозначения на рис. 6.7

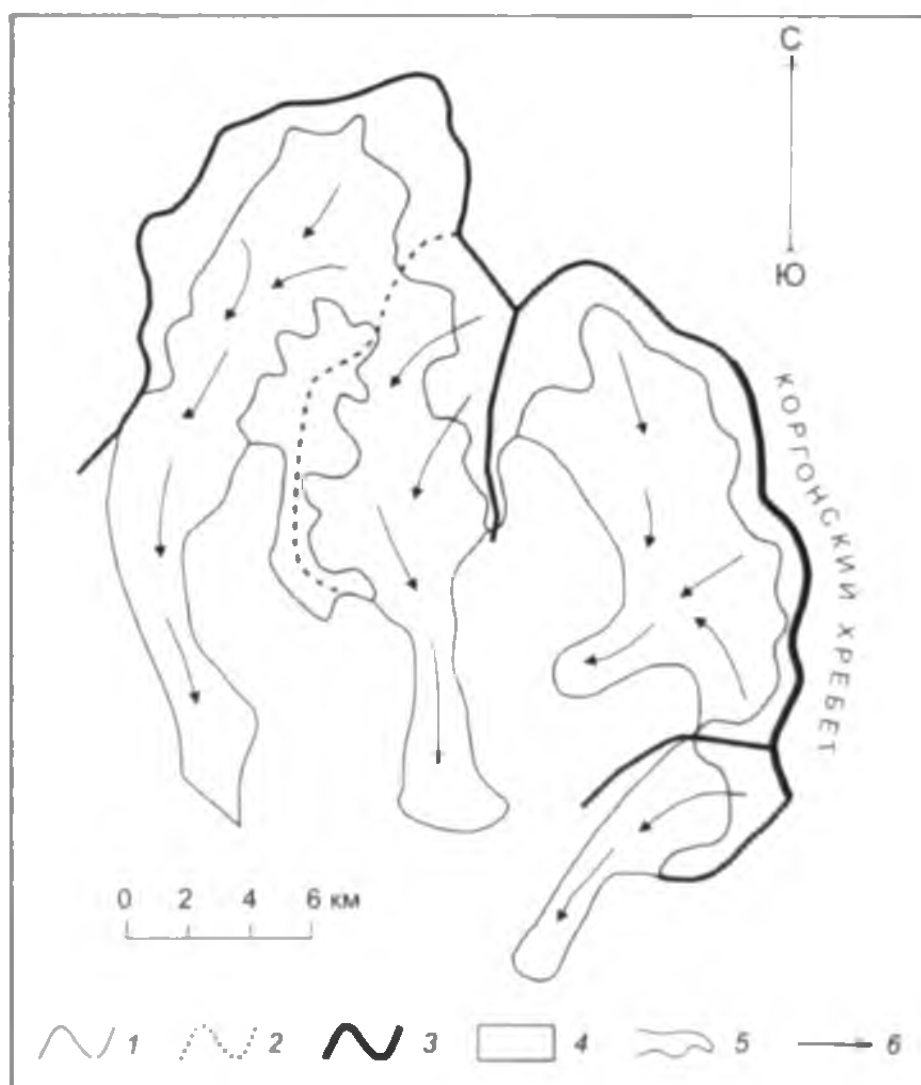


Рис. 6.7. Плановое положение ледников в бассейнах рек Таловка, Большой Улужай и Татарка (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения [составил В. П. Галахов]. Условные обозначения: 1 – снеговая граница на леднике, 2 – ледоразделы, 3 – основные хребты и их отроги, 4 – фирновые бассейны ледников, 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

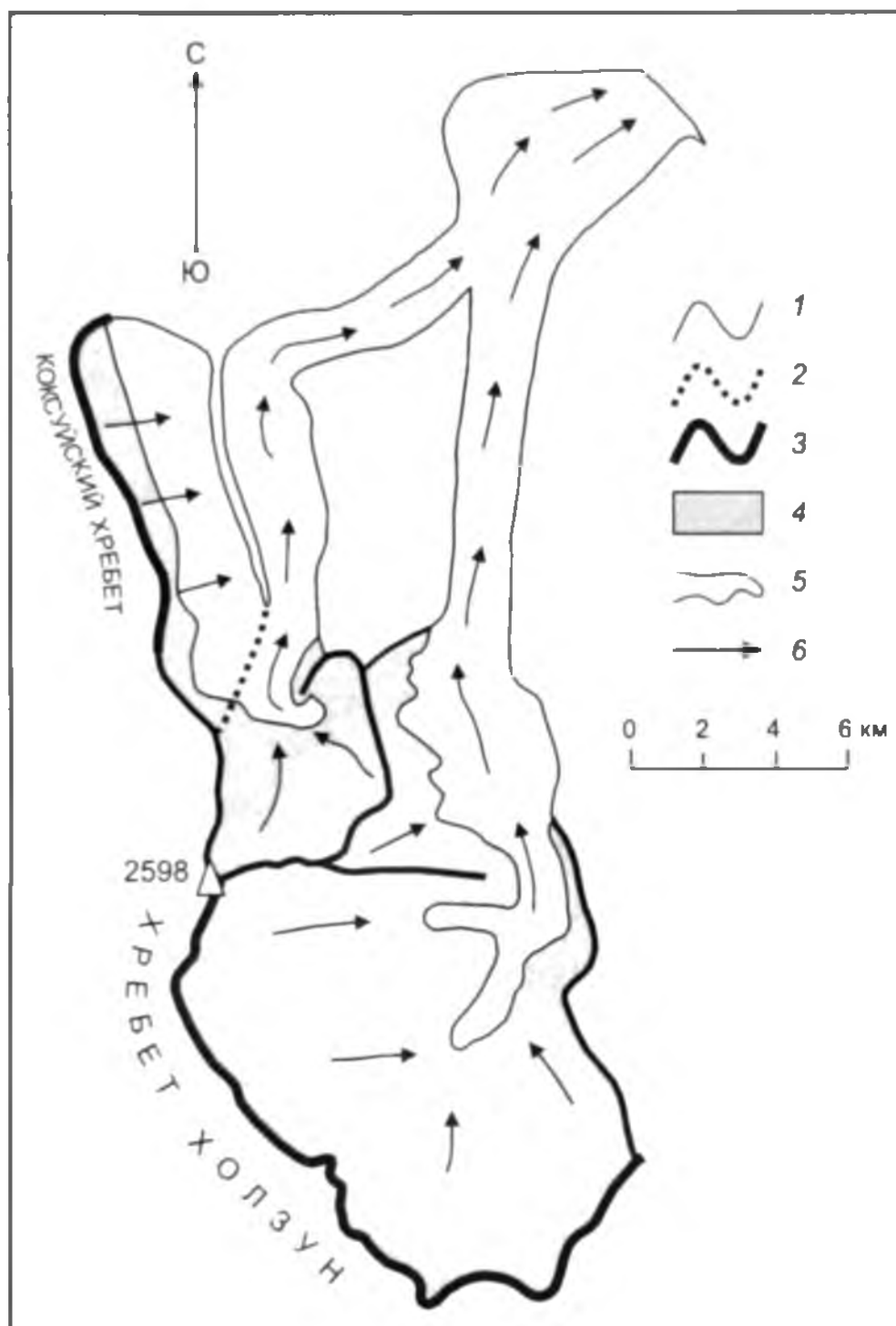


Рис. 6.8. Плановое положение ледников в бассейне реки Хайдун (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения. Составил В.П. Галахов. Условные обозначения на рис. 6.7



Рис. 6.9. 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. 6.7

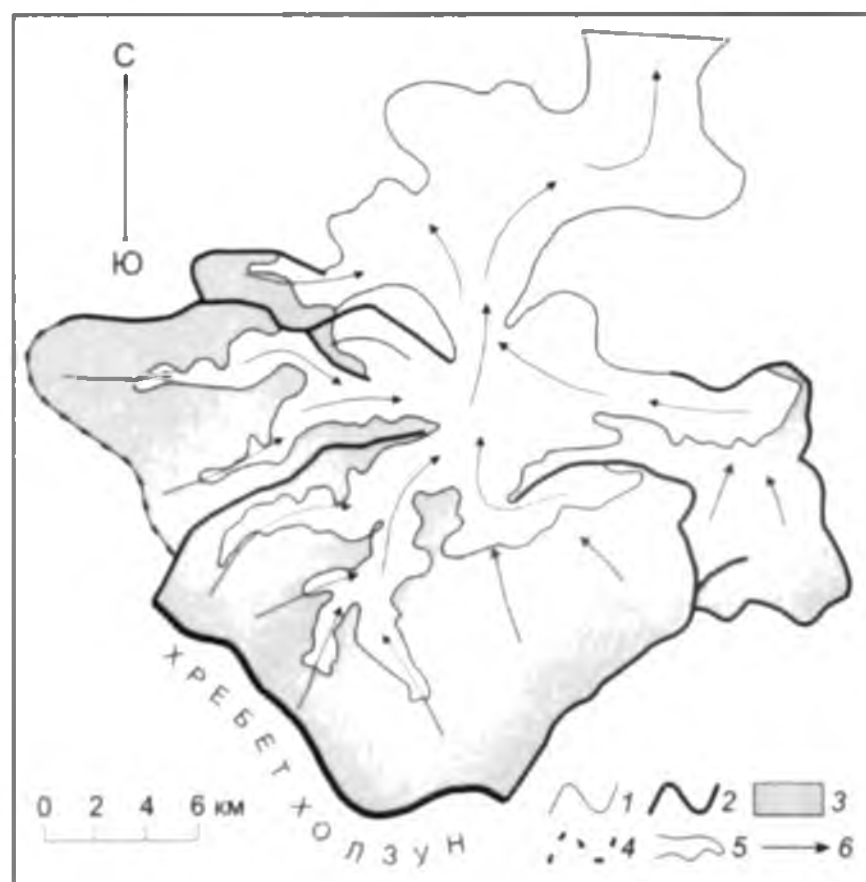


Рис. 6.10. Плановое положение ледников в бассейне реки Банная на максимум последнего оледенения (до выхода языка ледника в долину реки Коксы). Составил В.П. Галахов. Условные обозначения: 1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – ледоразделы, 5 – языки ледников, 6 – направление движения льда

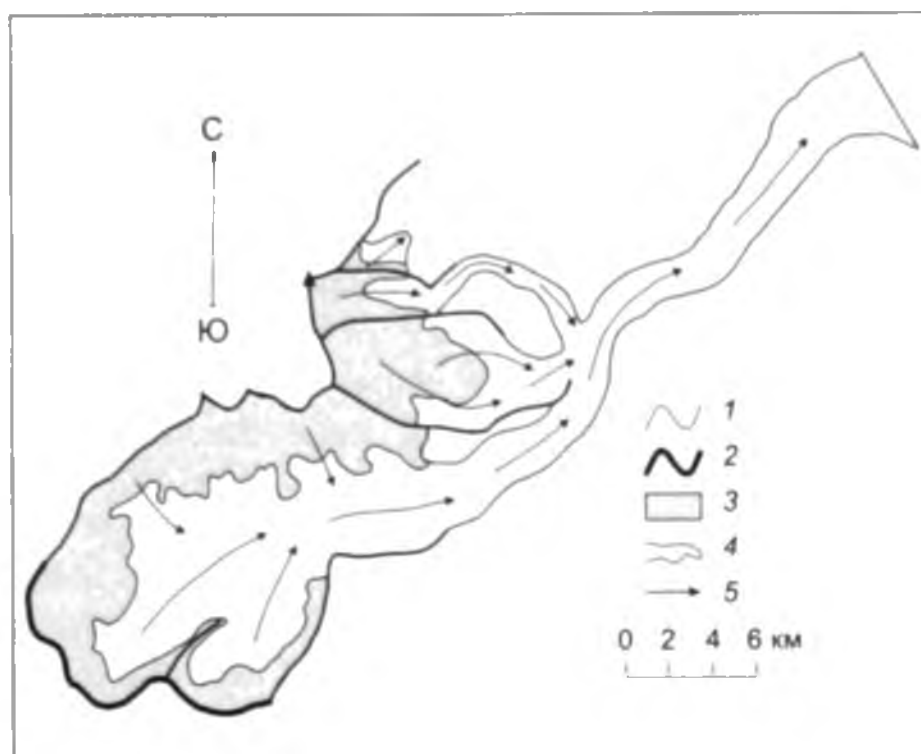


Рис. 6.11. Плановое положение ледников в бассейне реки Краснойки на максимум последнего оледенения (до выхода языка ледника в долину реки Коксы). Составил В.П. Галахов. Условные обозначения: 1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – языки ледников, 5 – направление движения льда.

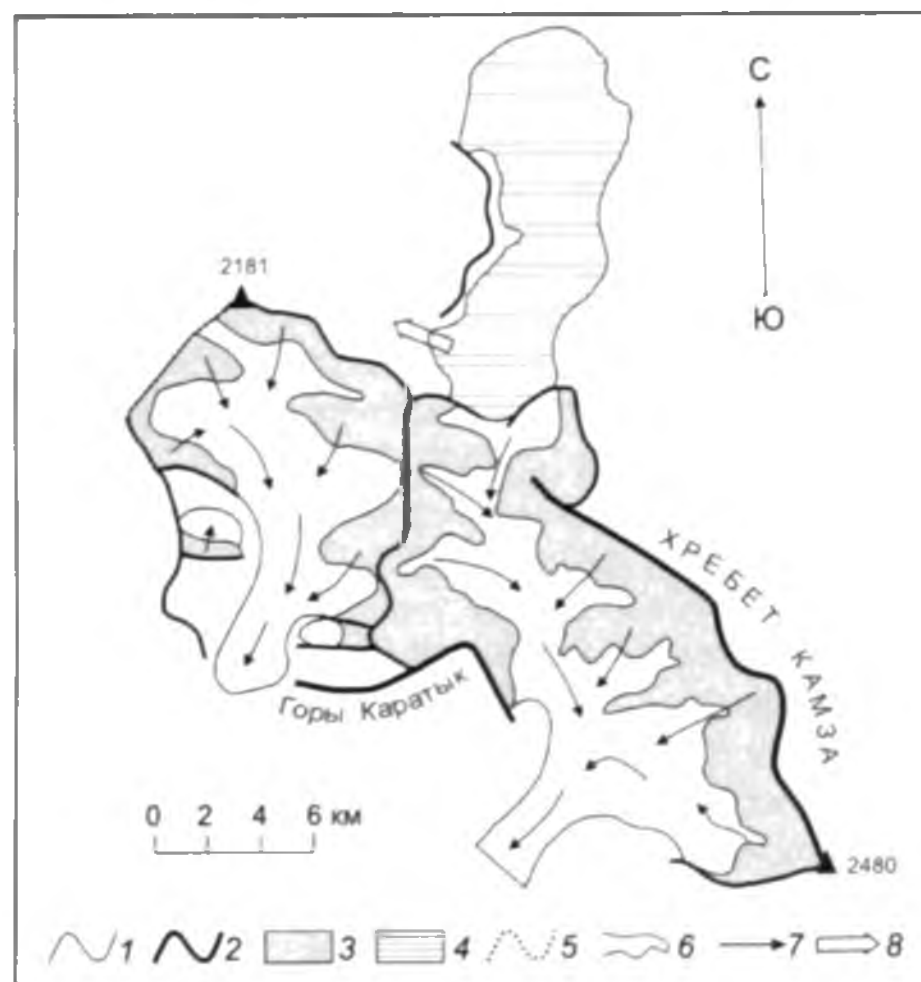


Рис. 6.12. Плановое положение ледников в бассейнах рек Аюлу и Юстик (до выхода языка ледника в долину реки Коксы) на максимум последнего оледенения. Составил В.П. Галахов. Условные обозначения: 1 – снеговая граница на леднике, 2 – основные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны ледников, 4 – ледниково-подпрудные озера, 5 – ледоразделы, 6 – языки ледников, 7 – направление движения льда, 8 – направление сброса воды из ледниково-подпрудного озера Тюгюрюк.

Из предложенной модели следует, что около 500 км² льда языка (по площади) ледника должно было перетекать в Уймонскую котловину в районе села Берёзовка через низкий (200 м) водораздел (сквозную долину, заполненную мореной) междуречья Коксы и Катунь.

В целом, результаты этой реконструкции почти полностью соответствуют предположениям Г. Гранэ [1915] для эпохи второго четвертичного оледенения (по его гляциогеохронологической, условной, конечно, шкале), 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. О четвертичных ледниково-подпрудных озёрах в долине Коксы, Абайской и Уймонской котловинах этот исследователь не писал. О них вообще тогда очень мало знали. Можно напомнить, что ведь и о ныне знаменитом приледниковом озере Мизула в Северной Америке Джозеф Парди опубликовал первую работу лишь в 1910 году. А всесторонним изучением геологических следов его режима американцы занялись вообще через десятилетия.

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 ледоёмами различных типов, либо ледниково-подпрудным озером [Рудой, 2001а]).

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. Мы не исключаем, что этот ледоём мог быть наледным, т.е. под очень мощным всё пополняющимся сверху за счёт новых порций снега большим массивом льдов различного генезиса, перекрытых снежно-фирновой толщей, располагалось субгляциальное (пойманное) Абайское озеро, катастрофически выдавленное в итоге ледниковым стрессом. Ледник в котловине лёг на дно, одновременно происходил и его коллапс. Все эти события сопровожда-

лись продолжением динамичного формирования подледниковой, часто – дислоцированной под нагрузкой движущихся сверху мощных массивов льда, осадочной толщи, которую мы условно называем сейчас «основной мореной» и в Абайской, и в Усть-Канской котловинах.

Полагаем уместным здесь ещё раз подробнее напомнить о не так давно появившейся гипотезе современных и четвертичных ледоёмов в приложении к геологической истории рассматриваемой территории.

Глава 7

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЛЕДОЁМЫ

Разработанная первым соавтором классификация ледоёмов, а также открытые им новые типы этих природных феноменов и информация о возможных механизмах их формирования в основном опубликованы [Рудой, 1990, 2001а, и др.]. Однако эти немногочисленные публикации разбросаны по статьям, докладам и сайтам. Сейчас же появилась новая информация, а потому мы решили ещё раз, быть может – чуть повторившись, изложить концепцию о наледных ледоёмах и пойманных озёрах и в этой книге, поскольку, как сказано, без понимания и этой, относительно недавно разработанной, концепции любые реконструкции либо будут не полными, либо неминуемо окажутся просто неверными.

Ледоёмы (Ledoyoms) – межгорные впадины и расширения речных долин, которые полностью заполнялись (или заполняются в настоящее время) ледниками горного обрамления [Нехорошев, 1930]. Ледоёмы представляют собой также и крупный элемент сетчатых ледниковых систем, который получает развитие в условиях горно-котловинного рельефа, будучи изометричными или слегка вытянутыми в плане массами льда, заполняющими эти межгорные котловины. Развившиеся ледоёмы пополняются льдом за счёт впадающих в них долинных ледников; кроме того, они могут получать снежное питание и на свою собственную поверхность [Гросвальд, 1984].

Близкое определение лаконично представлено и в одном из современных географических словарей [Коляков, Комарова, 2007]. Все данные характеристики А.Н. Рудой относит к «классическим» ледоёмам Нехорошева Рудой, [2001а, 2005]. С таких позиций к современным ледоёмам можно относить многие ледниковые области Канадской Арктики, Гренландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и т.п. (рис. 7.1, 7.2).



Рис. 7.1. Современные «классические» ледоёмы и выводные ледники Земли Элсмира (Ellesmere Island), север Канады. 12 июля 2002 г. NASA



Рис. 7.2. Межгорные впадины, долины-троги и фьорды уже не вмещают массы льда, когда-то спустившиеся в них с горного обрамления или проникшие в них с материкового шельфа, и оледенение развивается самостоятельно уже за счёт сложной системы притоков и атмосферного питания. Восточное побережье острова Гренландия. Ледниковый покров «протыкают» нунатаки. Абсолютная высота около 5 тыс. м, июль 1996 г. NASA

7.1. О термине

Термин и понятие «ледоём» ввёл в научный обиход советский геолог В.П. Нехорошев в 1930 г. на III съезде геологов СССР в Ташкенте. Дискуссия на съезде велась при этом о диагностических признаках «древних» ледоёмов прошлых ледниковых эпох. Этот факт можно считать одним из редких и примечательных случаев, когда термин и его содержание были предложены исключительно для целей исторической геологии и появились раньше, чем их современное, достаточно узкое, наполнение (см. определения выше). Во времена В.П. Нехорошева термин «ледоём» не требовал дополнения «древний», поскольку о других речь и не шла, как не вызывают заметных дискуссий в обсуждаемом аспекте современные ледоёмы сейчас. Обсуждение же четвертичных ледоёмов активно продолжается и в настоящее время. А.Н. Рудой произвёл первые специальные исследования морфогенетических типов ледоёмов, хотя, следует отметить, что и ранее появлялись отдельные работы, посвящённые этому вопросу (главные из них приведены в примечаниях, обзор – в работе «Гигантская рябь течения» [Рудой, 2005]). Им же была предложена и пионерная классификация ледоёмов [Рудой, 1987, 1990], которая в настоящее время разрабатывается как её автором, так и другими специалистами [Редькин, 1998; Севастьянов, 1998; Гросвальд, 1999; Lesemann, Brennand, 2009; и др.].

7.2. Четвертичные ледоёмы

В.П. Нехорошев назвал ледоёмами крупные формы рельефа, которые были заняты льдами в максимумы ледниковых эпох четвертичного периода. Новейшие определения под ледоёмами подразумевают собственно массы льда, заполняющие подходящие неровности земной поверхности. Однако сейчас выяснилось, что ледоёмы целесообразно изучать комплексно, как гляциологические, так и физико-географические и геоморфологические объекты, хотя бы потому, что большинство бывших ледоёмов в горах представляют собой в настоящее время обширные и сухие котловины, иногда занятые небольшими озёрами неледникового происхождения [Рудой, 1987].

«Проблемой является не обнаружение современных ледоёмов (как географические объекты они, в сущности, все давно известны), а разработка геологических и физических критериев выделения ледоёмов в

прежние ледниковые эпохи, главным образом – в последнюю. Эта проблема решается многими науками о Земле, но в целом относится к сфере палеогляциологии и четвертичной гляциогидрологии.

Соединявшиеся в ледоёмах ледники формировали самостоятельные центры, поверхность которых, по современным представлениям за счёт ледникового подпруживания и саморазвития могла подниматься выше снеговой линии. Эти ледниковые центры, в свою очередь, питали мощные выводные ледники в выходящих из котловин речных долинах вплоть до предгорий. Корректные реконструкции, в частности четвертичных ледоёмов, а также установление их взаимосвязей с котловинными ледниково-подпрудными озёрами часто полностью меняют представления о размерах, типе и динамике плейстоценовых оледенений суши» [Рудой, 2005].

Под межгорными котловинами в данной статье понимаются все относительно крупные внутри- (между-) горные понижения (депрессии, впадины) в рельефе, независимо от их происхождения, окружённые горными хребтами или системами.

7.2.1. История и сущность проблемы

В четвертичной геологии, палеогляциологии и геоморфологии с начала XX века серьёзно обсуждался вопрос: занимались ли крупные межгорные впадины древнеледниковых областей в ледниковом плейстоцене льдом? Главным аргументом в пользу реальности существования четвертичных ледоёмов считалось присутствие ледниковых и водно-ледниковых отложений и рельефа на днищах межгорных впадин. По этому признаку в конце первой половины XX века на Алтае были выделены ледоёмы плоскогорья Укок, а также Джулукульской, Чуйской, Курайской, Уймонской, Лениногорской, Май-Копчегайской и Марка-Кульской котловин [Москвитин, 1946; Сперанский, 1937]. По существу, все межгорные впадины Алтае-Саянской горной области, кроме котловины Телецкого озера, были в то время отнесены к ледоёмам. Это объясняется тем, что по расчётам Г. Гранз и Л.А. Варданянца [Гранз, 1915; Варданянц, 1938] депрессия снеговой линии в ПМЛ составляла 1150–1200 м, а такая депрессия не могла не вызывать выдвижения позднечетвертичных ледников во впадины, что рассчитывается по несложной формуле того же Л.А. Варданянца.



Рис. 7.3. Поле дропостоунов на днище Чуйского позднечетвертичного ледниково-подпрудного озера. На заднем плане – северный склон хребта Сайлюгем, на котором отчетливо видны озерные террасы. Эти террасы – следы ледниково-подпрудного озера, в которое спускались горные ледники и продуцировали айсберги, один из которых и оставил эти дропстоуны на этапе сброса озера (около 15 тыс. лет назад [Рудой и др., 2006]). Фото А.Н. Рудого



Рис. 7.4. Центральная часть современного ложа Чуйского позднечетвертичного ледниково-подпрудного озера. Для масштаба на переднем плане приведены верблюды. На заднем плане видны частично обрамляющие Чуйскую котловину Южно-Чуйский хребет и отроги Северо-Чуйского хребта. Фото Д.А. Кобзева

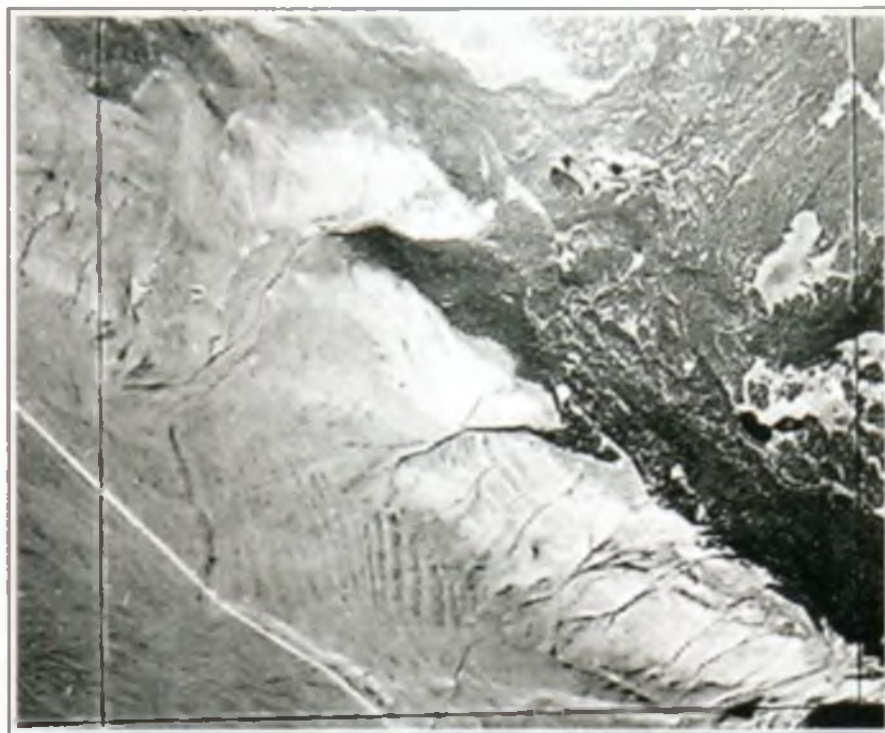


Рис. 7.5. Озерные террасы позднечетвертичного (около 15 тыс. лет назад) Курайского ледниково-подпрудного озера на южном склоне Курайского хребта. Белая полоса – Чуйский тракт, направо по тракту – к пос. Кош-Агач. Высота верхних озерных уровней превышает здесь 2100 м над уровнем моря при средних отметках современного дна Курайской котловины ниже 1600 м. Аэрофотоснимок

Позднее было установлено, что в некоторых межгорных котловинах Алтая например, в Курайской и Чуйской, где должны были бы возникать плейстоценовые ледоёмы, ни очевидных морен, ни безусловно флювиогляциальных образований как будто нет, а значит, и ледоёмов в них не существовало [Девяткин и др, 1963; Лунгерсгаузен, Раковец, 1958].

В течение десятилетий это обстоятельство вызывало дискуссии, в которых участвовали все работавшие в горах Южной Сибири геологи и географы. Дискуссии обострялись ещё и в связи с тем, что на склонах большинства межгорных котловин отчётливо сохранились озёрные террасы (рис. 7.5). Это могло означать, что впадины служилиместищем для озёрных вод, которые, как считалось, не оставляли места для ледников. Правда, некоторые геологи, например А.И. Москвитин, полагали, что из-за своеобразия механизма образования ледоёмов на днищах последних морены могли иногда и не откладываться. Так, в Чуйской котловине на Алтае, считал этот исследователь, нижняя часть льда в ледоёме оставалась малоподвижной и не формировала морен, а верхняя часть и сама по себе несла очень мало моренного материала. Озёрные

же террасы в этой и в других котловинах были отнесены А.И. Москвитиним к доледниковым и послеледниковым озёрам. Так же рассуждали и другие специалисты. В разгар дискуссии о границах четвертичных ледников, когда площади древнего оледенения в разных работах то сокращались почти до современных, то покрывали чуть ли не всю сушу, едва оставляя участки для предгорных озёр и органического мира, увидели свет обстоятельные статьи Е.С. Щукиной, Л.Д. Шорыгиной и В.Е. Попова [Попов, 1962; Шорыгина, 1969; Щукина, 1969], в которых утверждалось, что внутригорные водоёмы Южной Сибири существовали в межледниковое и доледниковое время. Но и в ледниковые эпохи, по представлениям этих исследователей, ни Чуйская, ни Курайская, ни Уймонская котловины ледниками полностью не занимались.

Дискуссия начала 1960-х гг. напоминает несколько парадоксальную ситуацию, сложившуюся в 1930-х гг., когда в период увлечения идеями ледоёмов Нехорошева А.В. Аксарин [Аксарин, 1937] объяснил возникновение озёр в Чуйской котловине на Алтае тектоническим опусканием Северо-Чуйского хребта, а Б.Ф. Сперанский, один из самых горячих сторонников алтайских ледоёмов, был вынужден к этому присоединиться и синхронизировать четвертичное Чуйское озеро с последней межледниковой эпохой. В ледниковые же эпохи, по Сперанскому и Аксарину, во всех межгорных впадинах были ледоёмы. Таким образом, свидетельства существования ледоёмов в разных котловинах оказывались часто противоположными: в одних впадинах в качестве доказательства заполнения их льдом предлагались морены, а в других – их отсутствие и наличие озёрных террас. На это обстоятельство обратили внимание Е.В. Девяткин с соавторами [1963]. Они вновь подробно рассмотрели аргументацию предшественников и сформулировали главные геолого-геоморфологические признаки ледоёмов:

1) наличие активных и достаточно мощных ледников в горном окружении котловин;

2) площадное развитие в котловинах валунно-суглинистой основной морены, петрография валунов в которой одинакова с геологическими фациями окружающих хребтов;

3) наличие интрагляциальных водно-ледниковых образований – камов, озов и камовых террас, которые свидетельствуют о «широком развитии мёртвых льдов» в стадии дегляциации;

4) наличие в пониженных участках котловин озёрно-ледниковых отложений и реликтовых, главным образом моренно-подпрудных, озёр;

5) наличие следов ледниковой эрозии в котловинах;

6) наличие в краевых частях ледоёмов маргинальных каналов стока талых вод деградировавших ледников.

По совокупности этих признаков Е.В. Девяткин с коллегами выделили Бертекский, Тархатинский, Джулукульский ледоёмы и ледоём плоскогорья Укок. Поскольку, как полагали эти геологи, в Чуйской, Курайской, Уймонской и им подобных котловинах морен нет, то и ледоёмами они не являлись.

Нельзя не заметить, что из шести выделенных диагностических признаков ледоёмов главным Е.В. Девяткин с соавторами считают всё же второй. Если морен и флювиогляциальных форм в котловинах нет, то все остальные признаки, судя по статье, не играют роли и могут быть объяснены чем угодно, но только не работой ледников.

Поскольку вопрос о возникновении ледоёмов всегда ставился одновременно с вопросом о существовании в котловинах больших ледниково-подпрудных озёр, то альтернативные объяснения генезиса «спорных» форм рельефа и отложений давались, как правило, с озёрных позиций. Именно таким образом поступили в своё время с «озом Обручева» в Уймонской межгорной впадине [Рудой, 1987, и др.].

Однако существование и самих котловинных ледниково-подпрудных озёр в ледниковом плейстоцене гор Сибири требовал специальных доказательств как их генезиса, так и их возраста. Понятно, что если во впадинах имеется «очевидный» моренный рельеф, как, например, на плоскогорье Укок, в Джулукульской, Тархатинской и Улаганской котловинах, то скорее всего они были «классическими» ледоёмами Нехорошева. Гораздо интереснее становится ситуация тогда, когда в межгорных впадинах таких «очевидных» форм нет, но ледоёмы, исходя из палеогляциологических соображений, должны были возникать [Варданянц, 1938; Тронов, 1954; и др.]. Ещё более сложной она оказывается в тех случаях, когда котловины имеют геологические следы приледниковых озёр. Ну, и наконец, если следы таких озёр (озёрные террасы и отложения) диагностируются также неуверенно, неединодушно, но озёра, как и ледоёмы, исходя из тех же палеогляциологических моделей [Галахов, 2001], всё же должны были образовываться, реконструкции, на первый взгляд, вообще заходят в тупик. Причём дополнительные фактические данные (материалы бурения, новые карьеры, обнажения и т.п.) положения не меняют, а, как будет показано ниже, зачастую и усугубляют. В этом смысле показательна Уймонская котловина на Алтае.

Здесь должны были быть и четвертичные ледоёмы, и ледниково-подпрудные озёра, но достоверных геологических следов ни тех, ни других в этой котловине пока нет¹.

7.2.2. Уймонская котловина

Уймонская межгорная котловина относится к крупнейшим котловинам Алтая. С юга она ограничена высочайшим в Сибири Катунским хребтом, который несёт мощное современное оледенение. Абсолютные отметки Катунского хребта достигают 4500 м (высота горы Белухи – 4506 м). На севере впадина ограничивается Теректинским хребтом, также имеющим современные, преимущественно каровые ледники (рис. 7.6 – 7.8).



Рис. 7.6. Гора Белуха, Катунский хребет, Аккемский ледник (ледник Родзевича). Южное обрамление Уймонской межгорной котловины, 11 июля 2007 г. Фото Ю. Елгина

¹ Во время геологической съёмки крупного масштаба в полевой сезон 2006 г. геологи Горно-Алтайской геологоразведочной экспедиции А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов и М.Р. Кирьянова обнаружили в краевой части северного подножья Катунского хребта в днище Уймонской котловины глубокий молодой развивающийся овраг, в котором вскрываются чисто промытые неясно слоистые пески и супеси, мощностью более 20 м, имеющие очевидно озёрный облик. Эти данные пока не опубликованы, а сам разрез требует дополнительного изучения.



Рис. 7.7. Уймонская котловина зимой. Снято со склона Теректинского хребта через днище котловины на отроги Катунского хребта. Внизу – деревня Чендек. Фото Г. Севера



Рис. 7.8. С днища Уймонской котловины на Теректинский хребет. Фото Г. Севера

Речные долины обоих хребтов имеют в верхних частях профиль трогов с разным набором хорошо развитых конечных морен. Большинство морен подпруживают озёра, самые крупные из которых относятся к Катунскому хребту. Днище котловины слабо наклонено к востоку. Оно заполнено рыхлыми полифациальными отложениями, среди которых протекает река Катунь. Урез Катунь на выходе из котловины (гидроствор Катанда) составляет 904 м над уровнем моря.

Заключение о возникновении здесь большого озера постулировалось на следующем основании: поскольку ледники Катунского хребта переполняли долину Катунь ниже котловины, то сток из последней был подпружен и котловина заполнялась водой [Верещагин, 1910; Гранз, 1915; Варданянц, 1938; Нехорошев, 1930]. Однако это справедливое допущение до последнего времени не находило подтверждения надёжным фактическим материалом. Напротив, ещё в начале прошлого века В.А. Обручев обнаружил в центральной части котловины длинный извилистый в плане вал, охарактеризованный им как оз [Обручев, 1914]. Позднее Е.В. Девяткин с коллегами утверждали, что «оз Обручева» на самом деле имеет эрозионное происхождение, а в пределах Уймонской котловины ледниковых образований быть не может, потому что ледники бассейна Катунь и её притоков вообще не доходили до впадины, а оканчивались в горах. Так же считали и Г.Ф. Лунгерсгаузен и Г.А. Шмидт [1958], отмечая, что «оз Обручева» – это береговой вал древнего озера.

В 1973 году П.А. Окишев описал целую серию таких валов и доказал правоту гипотезы В.А. Обручева. Однако этим самым он показал и то, что Уймонская котловина заполнялась льдом, то есть была ледоёмом [Окишев, 1973]. Выдвижение ледников Катунского хребта в долину реки Катунь, как сказано выше, рассчитывалось по формуле Л.А. Варданянца.

Однако ещё в середине прошлого века М.В. Тронов писал, что при разработке своей модели Л.А. Варданянц не учитывал эффекта ледникового подпруживания. С учётом последнего при депрессии в 1150 м, например, Катунский ледник не мог иметь размеры, показанные на схеме Л.А. Варданянца. Поэтому М.В. Тронов полагал, что либо депрессия снеговой линии была намного меньше, либо Катунский ледник должен был продвигаться гораздо дальше, то есть выходить в Уймонскую котловину [Тронов, 1954].

Таким образом, сейчас, как и прежде, проблема сибирских ледоёмов всё ещё решается по принципу «либо-либо»: либо ледоём, либо водоём.

Поэтому целесообразно обратиться к аргументации взглядов на механизмы образования ледоёмов различного типа в свете прежних и новых материалов и идей, предложенных в последней четверти XX века [Rudoy, 1998]. Итак, в пользу существования в Уймонской котловине на Алтае больших ледниково-подпрудных озёр и ледоёмов свидетельствуют следующие факты.

Строение озоз в Уймонской котловине

В районе старого аэропорта посёлка Усть-Кокса в стенке карьера высотой около 5 м вскрывается следующий разрез (сверху вниз):

- суглинок покровный бурый, мощностью до 1 м;
- пески яснослоистые, грубо- и крупнозернистые, серые, рыхлые, промытые. Слоистость в общем случае согласна подстилающей скульптуре, иногда нарушена. Помимо ориентировки зёрен согласно напластованию слоистость подчёркивается чередованием грубо- и крупнозернистых горизонтов. Часто встречаются карманы из вмещающих пород. Мощность слоя – до 3 м;
- пески бурые, слоистые, включены во все горизонты в виде длинных лент, реже – линз;
- гравий и галька неяснослоистые. Словатость намечается чередованием крупности обломков; независимо от ориентации разреза она имеет куполообразный, «антиклинальный», облик. Галечники, в особенности в кровле пачки, рыхлые. К подошве пачки наблюдается увеличение крупности обломочного материала одновременно с уменьшением ясности текстур. Видимая мощность – до 4 м;
- пески гравелистые, серые, горизонтально слоистые, включены в предыдущий горизонт в виде прослоев.

Описанный разрез является типичным для всех вскрытых естественными обнажениями или расчистками озоз котловины [Рудой, 1990]. Однако ни в одном из них в подошве разреза не обнажается морена, образование которой предшествует или синхронно формированию камов и озоз и наличие которой в межгорных впадинах считается одним из главных аргументов в пользу ледоёмов [Нехорошев, 1930; Девяткин и др., 1963], хотя в некоторых работах отмечается, что озоз могут подстилаться и коренными породами [Раукас и др., 1971].

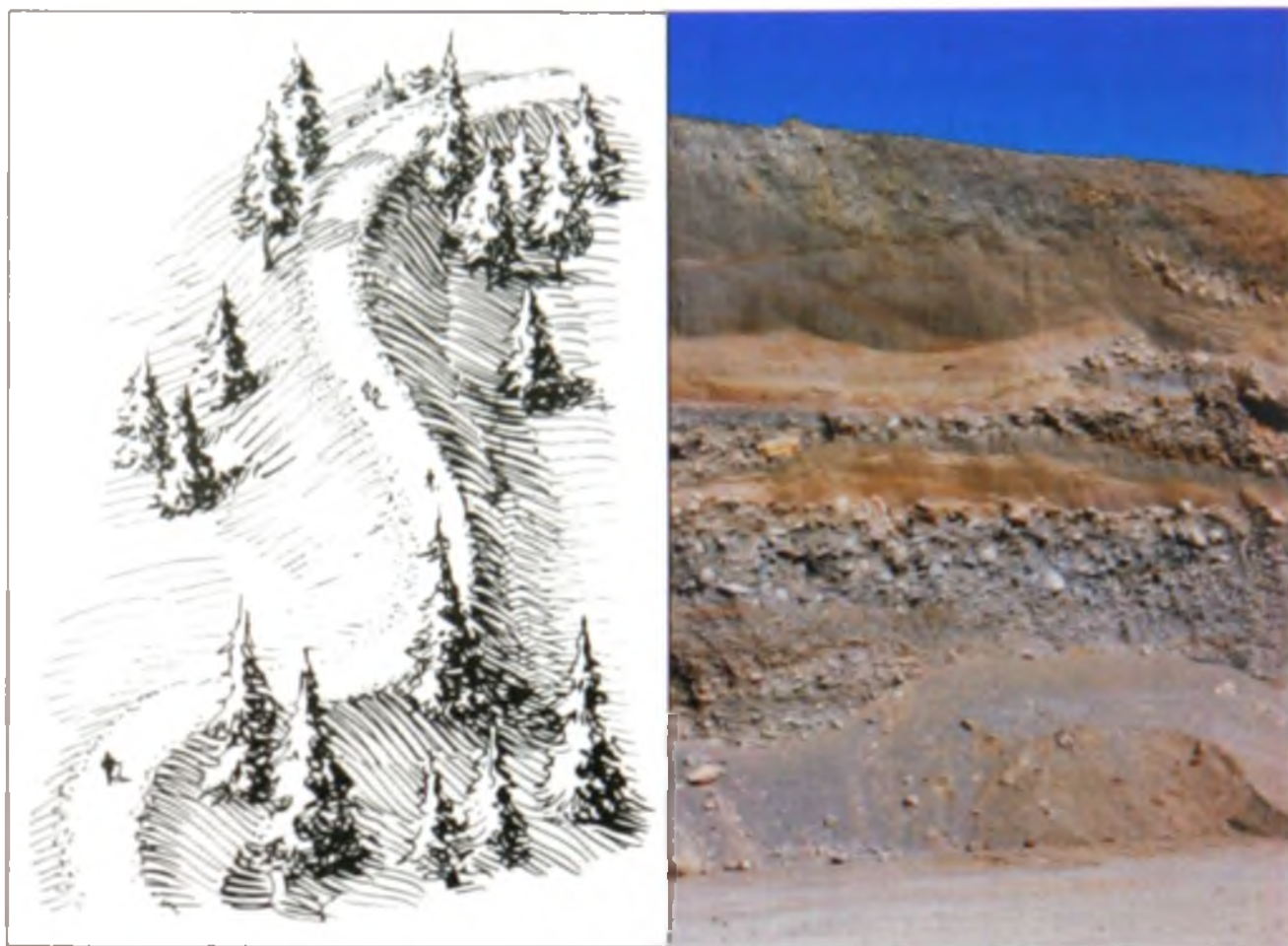


Рис. 7.9. Зарисовка классического оза а также его строение, типичное для всех интрагляциальных форм. Швеция, 30 мая 2008 г. Авторы: Pearson Scott Foresman и Wenkbrauwalbatros

В 1975 г. А.Н. Рудой попытался вскрыть «корни» оза, расположенного в уступе левобережной эрозионной террасы реки Катунь. Канавой был пройден обращённый к Катунь склон оза, а также верхняя часть террасы, «вырезанной» в днище котловины. В стенке канавы было обнаружено (сверху вниз):

- дёрн;
- суглинок покровный, коричневатого-серый с редкими пятнами тёмно-серой супеси. Мощность слоя – около 2 м;
- песок тёмно-серый, крупнозернистый и гравелистый. Обнажается в виде линз, клиньев, карманов. Мощность прослоев – около 30 см;
- супесь светло-коричневая, пылеватая, с прослоями и линзами валунных суглинков. Обломочный материал хорошо окатан, мощность – около 1 м. Ниже подошвы слоя – забой канавы опускается под площадку террасы, на которой находится описываемый оз. Здесь было вскрыто:

• гравий и галька с редкими и мелкими валунами. Горизонт имеет отчётливую субгоризонтальную слоистость. Гравий и галька средне и хорошо окатаны. Подошва слоя уходит под забой. Видимая вскрытая мощность слоя – 2 м.

Исходя из строения озов, можно констатировать, что озы лежат не на основной морене, а на озёрных галечниках.

Морфология и строение краевых ледниковых форм в устьях речных долин

В приустьевой части долины реки Мульты, на юго-восточном склоне Уймонской котловины, река подрезает морену, сложенную валунами с песчано-гравийно-галечниковым заполнителем. В целом для разреза характерно увеличение доли обломочного материала сверху вниз по разрезу. Обломки хорошо окатаны, имеют округлую форму, размеры валунов достигают 0,5 м в диаметре. Валунный материал значительно выветрен и представлен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами.

Гравий и галька, напротив, имеют очень свежий облик. Мощность обнажения – около 4 м. В междуречье рек Мульты и Акчана, на правобережье реки Катунь, есть обширное поле субконцентрических цепочек взаимопараллельных валов и холмов высотой более 4 м, разделённых неглубокими ложбинами (рис. 7.10). По морфологическим признакам этот рельеф очень похож на ребристую морену (годовую морену Де Геера), но не на гигант-

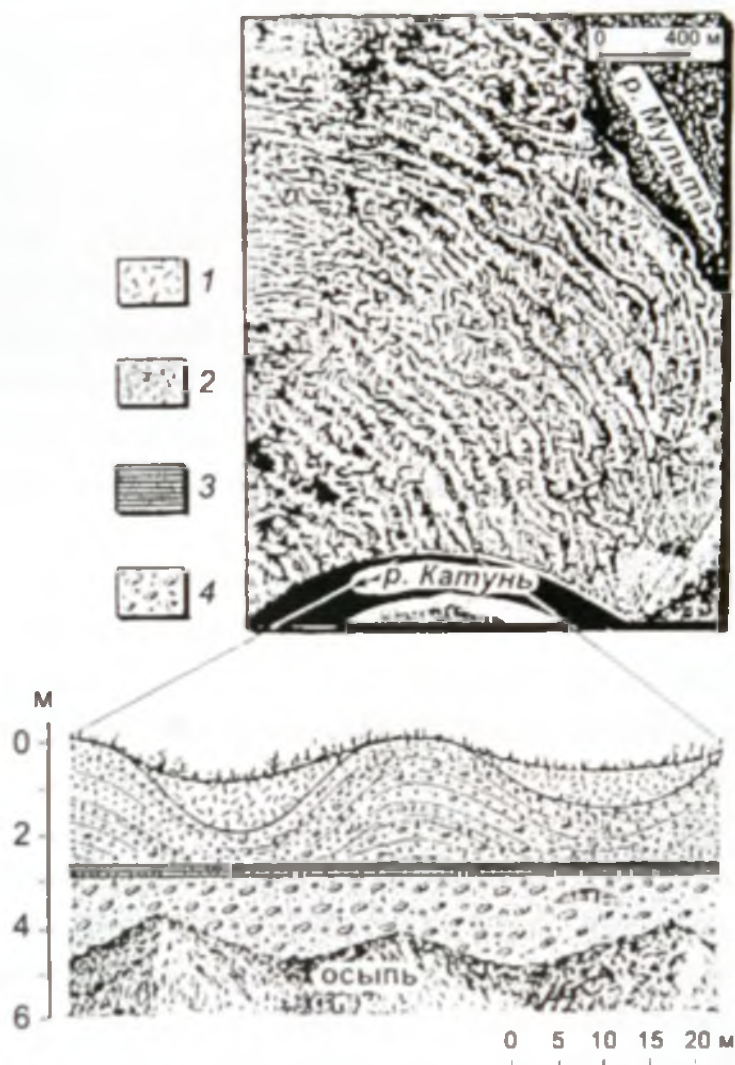


Рис. 7.10. Отдешифрированный аэрофотоснимок поля маргинальных озов в приустьевой части долины реки Мульты и их разрез ниже Рудой ([1990] и др.)

ские знаки течения, как считали В.В. Бутвиловский с Н. Прехтелем [1999]. Напротив села Аккоба этот рельеф под острым углом к грядам подрезается Катунью, где на протяжении 0,5 км вскрываются (сверху вниз):

- суглинок покровный серовато-коричневый, пылеватый, мощностью до 1,5 м;

- гравий и галька с редкими мелкими валунами. Обломочный материал в основном имеет свежий облик, в северной части разреза попадают значительно выветрелые валуны биотитовых гранитоидов. Окатанность валунов средняя и хорошая. В целом горизонт хорошо промыт, заполнитель представлен грубозернистым и гравелистым песком, содержание его невелико. Лишь в северной части разреза встречены тонкие (10–15 см) вытянутые песчаные прослои. Внутри этих прослоев имеется очень тонкая субгоризонтальная слоистость. Изредка в основании северной части толщи встречаются линзы коричневого пылеватого суглинка. Общая слоистость горизонта повторяет профиль топографической поверхности и наиболее ясно выражена в центральной и южной частях обнажения. Мощность горизонта – до 4 м;

- суглинок темно-коричневый, водонасыщенный, горизонтально простирается по всему разрезу. Мощность – 20–30 см;

- валунник с гравийно-галечниковым и песчаным заполнителем. Валунны хорошо и совершенно окатаны, имеют округлую форму, в диаметре не превышают 0,4 м. Какая-либо сортировка в слое отсутствует. Видимая мощность слоя – 3 м. Ниже – осыпь.

Как видно из описания и из рисунка, грядово-ложбинный рельеф с поверхности сложен флювиальными волнисто-слоистыми отложениями, что в совокупности с пространственной ориентировкой гряд позволяет классифицировать его как систему маргинальных озов, сформировавшихся в водной среде у края распластывавшегося в устьевой части реки Акчан ледника. В строении гряд принимает участие и моренный материал, причём контакт основной морены и гравелистых галечников не везде такой идеальный, как в описанном обнажении. Валунные суглинки в обнажении Мульты аналогичны слою (4 по счёту сверху) в обнажении Катунь, однако водно-ледниковый слой в кровле первого отсутствует. В полукилометре западнее мультинской дороги, на правом берегу Катунь карьером вскрыта одна из отдельных гряд, в основании которой залегают слабоокатанные валуны, перемешанные с гравием, песком и суглинком. Кровля этого разреза представлена хорошо промытыми галечниками.

На основании рассмотренных обнажений и расчисток можно заключить, что в системе маргинальных озёр юго-восточной периферии Уймонской котловины принимают участие и моренные гряды. Взаимоотношения водно-ледниковых и ледниково-аккумулятивных отложений, как было показано, складываются трояко:

- гравийные галечники согласно перекрывают осадки основной морены;
- отложения озёр могут иметь моренное ядро с неровным, «рваным», контактом;
- водно-ледниковые галечники вообще не участвуют в строении гряд.

Результаты изучения фронтального ледникового рельефа в Швеции и Канаде показали, что маргинальные озёра и ребристая морена, аналогичные описанным, возникают в условиях больших горизонтальных напряжений в концевой зоне ледника, который реагирует на них как хрупкое тело [Elson, 1957; Hoppe, 1952]. Дж. Элсон отметил парагенетическую связь морен Де Геера и маргинальных озёр. Г. Хоппе полагал, что морены Де Геера могут формироваться только на контакте ледников с водоёмами, что вызывает сезонную неустойчивость края ледника и ведёт к возникновению здесь близко расположенных трещин, куда выжимается основная морена из ложа ледника («моренные диапиры»). Одновременно, как показали полевые изыскания автора, в краевых трещинах наледниковыми и внутриледниковыми талыми водными потоками откладывается и водно-ледниковый материал.

Строение и морфология грядового рельефа в междуречье рек Мульты и Акчана указывают на то, что ледники из этих долин опускались в водоём, который существовал в котловине в ледниковое время. Тот факт, что развитые в центральной части котловины цепочки озёр залегают непосредственно на озёрных отложениях, а под озёрами и вокруг них отсутствуют синхронные им моренные образования, может объясняться только тем, что озёра формировались на ледниковом покрове, который полностью бронировал зеркало озера. Это покров представлял собой соединившиеся на плаву «шельфовые» ледники подножий Катунского и Теректинского ледниковых центров. При распаде оледенения, спуске озера (или его выдавливании) ледниковый покров опускался на дно впадины. Возможно, и на этом этапе среди массивов мёртвого льда формировались интрагляциальные озоподобные формы.

Во втором случае, зафиксированном в междуречье рек Мульты и Акчана, само строение и морфология грядового рельефа также как будто убедительно свидетельствуют о том, что горно-долинные ледники контактировали с водным бассейном [Рудой, 2001a].

В своих прежних работах первый соавтор не синхронизировал эти два события и относил образование озов в центральной части Уймонской впадины к среднему плейстоцену, а поле маргинальных озов её периферии – к позднему. Сейчас он считает это ошибочным. Исходя из «свежести» морфологии краевых форм относительно окружающего аккумулятивного рельефа, а также на основании фактических данных (в том числе – и абсолютных датировок) по другим горно-котловинным районам [Рудой, Кирьянова, 1994; Рудой, Земцов, 2010], А.Н. Рудой полагает, что события, запечатлённые краевыми ледниковыми образованиями в Уймонской впадине, относятся ко времени окончания последнего оледенения (18–12 тыс. лет назад), хотя маргинальные озёра Мульты – Акчана фиксируют самые финальные стадии вюрмского оледенения сибирских гор и являются более юными, чем «озёра Обручева». В сухих условиях Уймонской котловины критерий «свежести» морфологических форм вполне применим для целей сравнительной геоморфологии при наличии и других данных, каковые, повторимся, появились в последние годы. Конечно, полную ясность в этот вопрос могут внести новые абсолютные датировки, которых в Уймонской котловине пока просто нет, а надёжность имеющихся по соседним территориям, к сожалению, невелика, и их мало.

7.3. Изменение парадигмы. Типы ледоёмов.

Наледные ледоёмы и пойманные озёра

Итак, к концу XX века было выяснено, что («классические») ледоёмы Нехорошева – это только лишь один и далеко не самый распространённый сценарий озёрно-ледниковой истории межгорных впадин [Rudoy, 1998]. Разработка проблемы ледоёмов стала производиться на основе совершенно иной парадигмы: «и водоём, и ледоём». Такой подход стал возможен потому, что расчётами объёма талого ледникового стока [Рудой, 1988; Рудой и др., 1989] было доказано: к моменту кульминации оледенения большинство крупных межгорных котловин уже было занято ледниково-подпрудными озёрами (рис. 7.11).

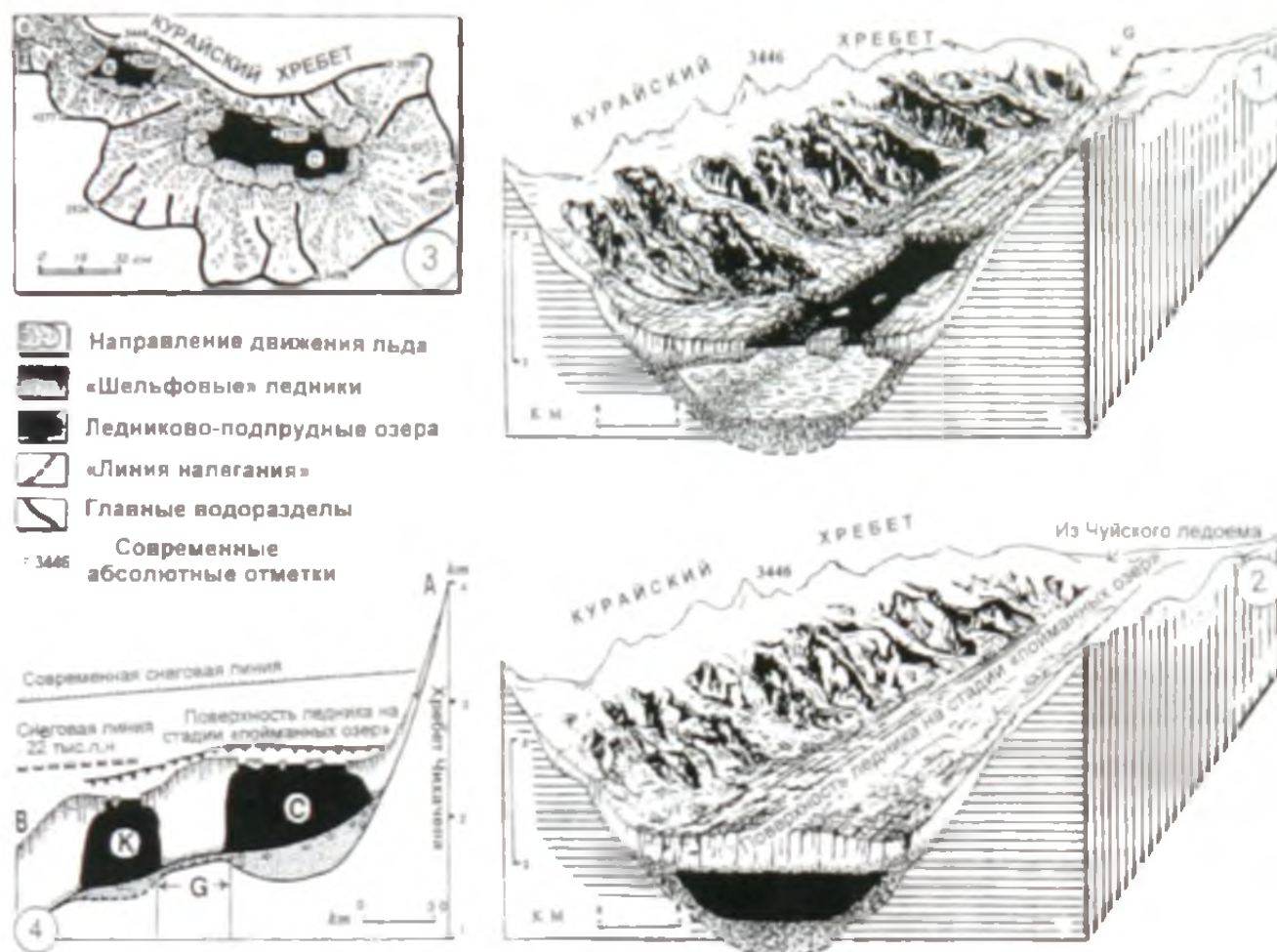


Рис. 7.11. Этапы формирования «пойманных озёр» в межгорных котловинах Южной Сибири 22–25 тыс. лет назад (А.Н. Рудой, 1987; и др., Rudoy, 1998; и др.). Условные обозначения (К) и (С) – Курайское и Чуйское ледниково-подпрудные озёра, (G) – ущелье реки Чуи между Чуйской и Курайской впадинами. (1) – трансгрессии ледниково-подпрудных озёр в межгорных впадинах были синхронны наступанию ледников. В максимум трансгрессии горные ледники достигали уровня озёр в котловинах и всплывали (25–22 тыс. лет назад). (2) – соединившиеся на плаву «шельфовые» ледники полностью бронировали поверхность ледниково-подпрудных озёр, которые трансформировались в «пойманные озёра» (22–20 тыс. лет назад). Дальнейшее понижение снеговой линии (около 20–18 тыс. лет назад) приводило к тому, что в межгорных впадинах 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

В зависимости от морфологии межгорных впадин, величины депрессии снеговой линии в окружающих горах и в зависимости от энергии оледенения взаимоотношение четвертичных ледников складывалось по нескольким сценариям [Рудой, 2001a]:

Только ледоём, без озера («классические ледоёмы» В.П. Нехорошева). К таким ледоёмам отнесены все высоко поднятые внутригорные

котловины Сибири с моренным и водно-ледниковым рельефом на днищах. На Алтае, в частности, это Улаганская, Джулукульская, Тархатинская и Бертекская впадины.

Водоём и ледоём вместе. Эта модель рассматривает случаи, когда на поверхности большого ледниково-подпрудного озера спускавшиеся с гор долинные ледники сливались на плаву («шельфовые ледники» горных стран) и перекрывали озеро. Возникали так называемые пойманные озёра («*catch lakes*», по А.Н. Рудому). Пойманные озёра висконсинского возраста, возникавшие согласно авторской модели, были реконструированы недавно и в Британской Колумбии¹.

Механизм очень энергичного, катастрофического выдавливания подледниковых озёр и морей под огромной ледниковой нагрузкой становился, по-видимому, превалирующим на стадиях кульминации оледенений. Дилювиальные каналы подледниковых сбросов (субгляциальные спиллвеи), сформировавшиеся под давлением позднеплейстоценовой (висконсинской) ледниковой лопасти для Южного Онтарио, провинций Альберта, Квебек и Северо-Западных территорий современной Канады,

¹ *Jerome-Etienne Lesemann, Tracy A. Brennand.* 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 // *Quaternary Science Reviews*, 2009. – V. 28. – P. 2420–2444. Приведённый в статье канадских геологов рисунок (см. рис. 7.12), принципиально копирующий модель А.Н. Рудого, не имеет в подрисуночной подписи ссылку на имя самого автора реконструкции.

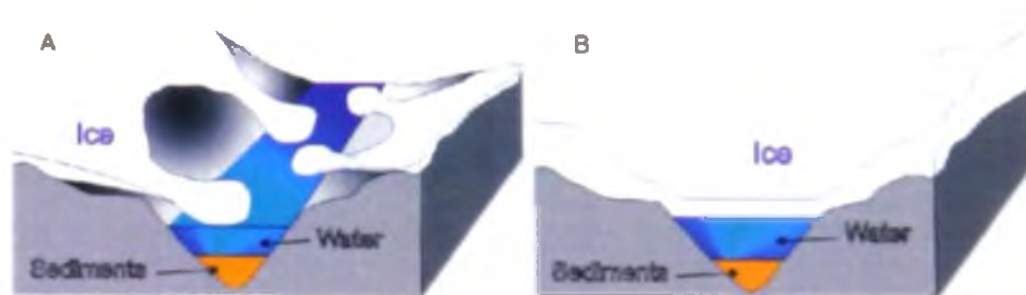


Рис. 7.12. Компиляция модели А.Н. Рудого
в статье *Jerome-Etienne Lesemann & Tracy A. Brennand*

Короткая сноска на приведённый здесь оригинальный рисунок (рис. 7.11) автора модели, впервые опубликованный А.Н. Рудым в 1998 году, дана лишь в тексте публикации Дж.-Э. Леземана и Т. Бреннанд, которые, в ответ на резонную просьбу объяснить некорректное использование чужих материалов, простодушно ответили, что «всем и так понятно истинное авторство Рудого» из текста их собственной работы.

были описаны, например, Т. Бреннанд и Дж. Шоу [Brennand T.A., Shaw John, 1994]. Формирование отдельных форм рельефа (в частности, некоторых друмлиноидов), происхождение которых связывалось ранее с приледниковым морфогенезом, Т. Бреннанд и Дж. Шоу объясняют напряжёнными водно-эрозионными динамическими обстановками под ледниковыми щитами.

Я.А. Пиотровский исследовал дилювиальные подледные формы на германском побережье Северного моря. Под действием ледниковой нагрузки четвертичное подледниковое озеро Столпер оказалось здесь выдвинутым в море, причём в процессе истечения, характер которого был катастрофическим, образовались глубокие дилювиально-эрозионные каналы – спиллвеи (туннельные долины), крупнейший из которых – канал Борнхёвд – имел глубину в 222 м при длине почти 13 км и располагался почти на 200 м ниже современного уровня моря [Piotrowski, 1994].

Наконец, совершенно логичной, но неожиданной даже для первого соавтора, кульминацией развития его концепции о наледных ледоёмах и пойманных озёрах стала финальная реконструкция М.Г. Гросвальда о гигантском Арктическом подледниковом озере, систематически и катастрофически выплёскивавшимся на прилегающую сушу под мощным стрессом позднечетвертичного величественного Арктического ледника, маргинальные части которого к тому же испытывали регулярные сёрджи [Гросвальд, 2009].

Наледные ледоёмы. Эта модель рассматривает случаи, когда граница питания ледников опускалась ниже зеркала воды. На месте водоёмов возникали сложные образования, состоявшие из мощной линзы талых вод, бронированной озёрными, наледными и глетчерными льдами, а также снежно-фирновой толщей. Поверхности озёр вовлекались, таким образом, в зону питания ледников и становились новыми ледниковыми центрами с субрадиальным оттоком льда (положительная инверсионная ледниковая морфоскульптура).

В качестве дополнительных доказательств реальности существования наледных ледоёмов по-прежнему можно приводить особенности строения ленточных «глин» в крупнейших их алтайских местонахождениях – в долинах рек Чаган и Чаган-Узун. Специальные исследования [Рудой, 1981] показали, что скорость накопления этих отложений в местонахождении Чаган составляла примерно 2–4 мм/год, а в разрезе Чаган-Узун – от 8–10 до 15 мм/год. Удалось также выяснить, что в разрезе Чаган имеются особые слои преимущественно глинистого состава, вы-

держанной (около 10 мм) мощности, с различными интервалами повторяющиеся во всей толще. Эти слои получили название «криохронных».

Криохронные слои соответствуют нескольким годам с очень коротким и холодным абляционным периодом, а вероятнее всего – вообще без него. В течение этих периодов приледниковые озёра не вскрывались ото льда вообще и на их дне накапливались (отстаивались) преимущественно особенно тонкодисперсные отложения, не успевшие выпасть в осадок ранее. Это осаждение происходило на фоне практически полного прекращения талого стока с питающих озеро ледников и отсутствия поступления в приледниковые водоёмы новых порций твёрдого вещества. Дальнейшее похолодание и увеличение увлажнённости вызывали дальнейшее понижение границы питания ледников до тех пор, пока последняя не опускалась ниже уровня озёр. Начиналось формирование наледных ледоёмов.

Ещё одним подтверждением гипотезы наледных ледоёмов являются итоги работ последних десятилетий на современных озёрах оазисов Антарктиды [Бардин, 1990; Большианов, Веркулич, 1992]. Согласно этим работам, при среднегодовой температуре воздуха у поверхности до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ в одном из крупнейших антарктических озёр, озере Ванда, существующем преимущественно в подлёдном режиме, придонные слои воды могут нагреваться до $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Озёрный лёд, мощностью около 4 м не только является своеобразным экраном, защищающим водоём от низких температур и ветра, но и природной ледяной линзой, увеличивающей тепловой эффект интенсивного притока солнечно радиации, составляющей здесь летом до $170\text{ ккал/м}^2\cdot\text{ч}$. М.С. Красс показал, что короткопериодические колебания климата воздействуют в основном на мелкие водоёмы антарктических оазисов, но практически не влияют на тепловой режим крупных озёр. Большой тепловой запас последних обеспечивает им большую инерционность [Красс, 1986].

При дальнейшем понижении границы питания ниже уреза озёр вода в них, как показывают уже примеры алтайских наледных ледоёмов, может сохраняться очень долго за счёт тепла, накопленного ранее, а по мере 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.

Только ледниково-подпрудное озеро. Ледниково-подпрудные озёра, в общем случае, представляют собой крупные скопления воды, которые

возникают перед краем ледниковых покровов, а также в расширениях горных речных долин при их подпруживании долинным ледниками [Котляков, 1984].

7.4. Научное значение исследования проблемы ледоёмов

При различных масштабах оледенения и в разное время одноимённые котловины испытывали разную последовательность озёрно-ледниковых событий. Например, Чуйская, Курайская и Уймонская впадины на Алтае переживали этапы и наледных ледоёмов, и пойманных озёр. Оба этих этапа предварялись и заключались этапами ледниково-подпрудных озёр [Рудой, 2001a]. Такую же последовательность испытывали впадины озёр Байкал, Телецкого и Толбо-Нура в Северо-Западной Монголии (рис. 7.13). Д.В. Севостьянов [1998] к наледным ледоёмам счёл возможным отнести в некоторые стадии развития позднечетвертичные приледниковые озёра Чатыркель и Сонкель на Тянь-Шане. Этот же исследователь полагает, что известное озеро Кара-Коль в горах Восточного Памира также могло переживать в своей истории стадию наледного ледоёма. Однако полностью льдами эти впадины, по-видимому, не заполнялись.

Другие ледоёмы, такие, например, как котловины плоскогорья Укок на юге Алтая, во время кульминации оледенения полностью занимались ледниками, то есть становились классическими ледоёмами Нехорошева. Ледниково-подпрудные существовали здесь также на начальных и конечных стадиях оледенения.

Пойманные озёра и ледоёмы наледного типа представляют большой интерес. Именно они во время максимального похолодания служили источниками наиболее крупных выводных ледников в среднегорье и низкогорье. Объединяясь на предгорных равнинах, последние образовывали обширные ледниковые покровы и ледниковые комплексы. Вероятными аналогами такой, кульминационной, фазы развития ледоёмов различного типа могут служить огромные подлёдные линзы воды под более чем 4-километровой толщей льда в районах Купола В, Купола С и станции Восток в Антарктиде.

Все межгорные впадины Центральной Азии пережили в плейстоцене этапы ледоёмов. Собственно термин «ледоём» (*«ledoyom»*) подразумевает сегодня как межгорную впадину, занятую глетчерным льдом («ice body»), так и особый морфогенетический и динамический тип ледников [Рудой, 2001a].

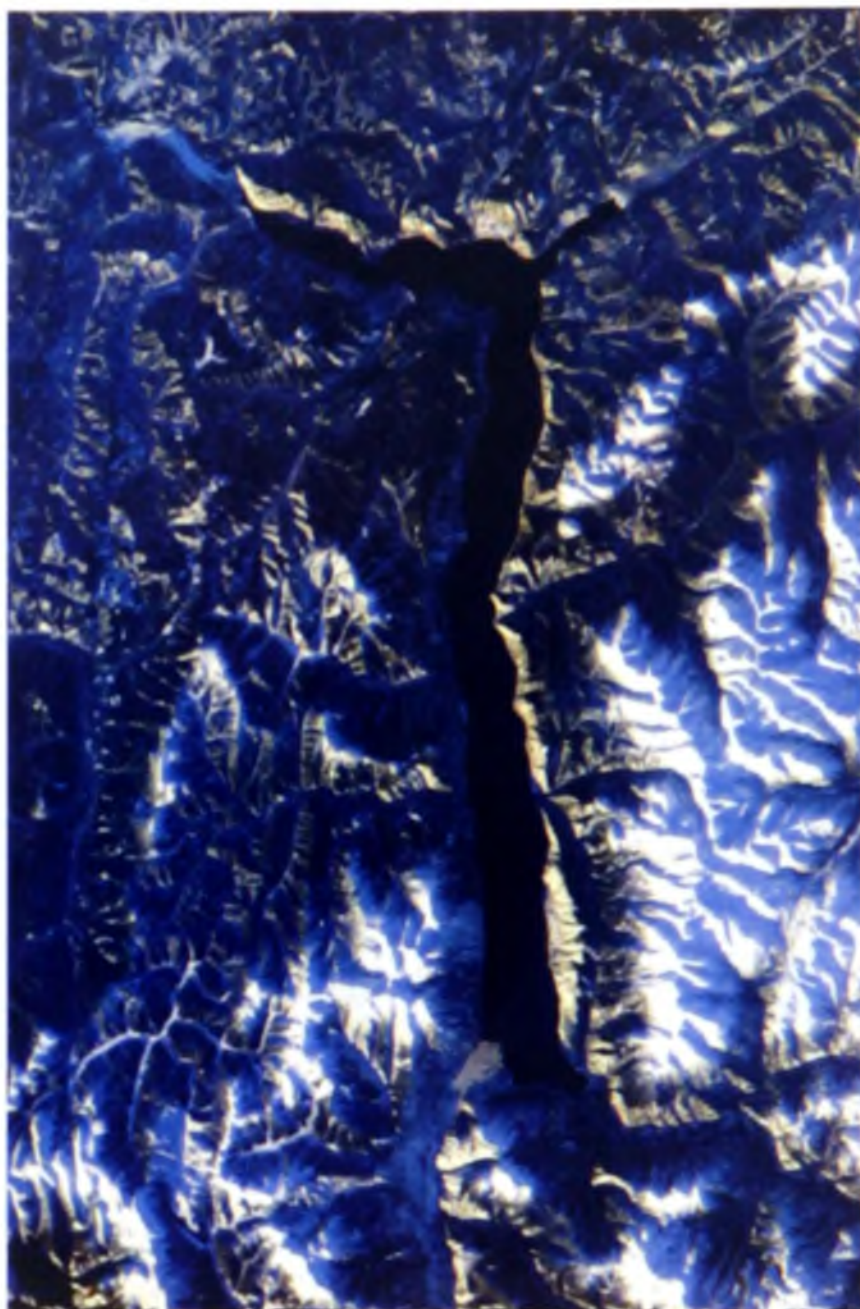


Рис. 7.13. Молодая котловина Телецкого озера в ледниковое время переживала этапы всех видов ледоёмов, в зависимости от менявшейся на протяжении тысячелетий гляциоклиматической обстановки, так же, как занималась и ледниково-подпрудными озёрами (по крайней мере, на финальных стадиях последнего оледенения). 10 декабря 2003 г. NASA

Открытие на Алтае феномена ледоёмов разного морфодинамического и генетического типов имеет большое научное значение не только для четвертичной геологии и палеогеографии горных стран. Концепция наледных ледоёмов и пойманных озёр помогает с принципиально новых позиций осмыслить многообразие современных и древних горных

и покровных ледников, а также генетически и географически связанных с ними геофизических явлений не только на Земле, но и на некоторых других планетах и планетоидах Солнечной системы, поверхность которых или состоит из льда, или обязана своим обликом работе ледников и талых вод.

Завершая эту главу, отметим следующее:

1) Четыре (первый, второй, четвёртый и шестой) из семи основных признаков, выделенных Е.В. Девяткиным с соавторами [1963], обнаружены и изучены нами и в Абайской и Усть-Канской котловинах. Главное же, по Е.В. Девяткину и др., из перечня этих признаков – наличие ледниковых отложений как основной аргумент в пользу ледоёмов в днищах котловин – описаны и датированы и генетически в основном объяснены и диагностированы в Абайской и отчасти – Усть-Канской, котловинах безусловно.

2) Концепция о наледных ледоёмах и пойманных озёрах не только расширила наши знания о четвертичной гляциогидрологии территории вообще, но и помогла объяснить многие неясные ранее моменты в ледниковой истории котловин, в частности – те, которые сформулированы в первых главах: о размерах последнего оледенения и их типе, а также прояснила сценарии контактов ледников и ледниково-подпрудных озёр в межгорных впадинах.

Мы понимаем, что не ещё все следы оледенения, выделяемые геологическими и геоморфологическими методами, определены генетически бесспорно. 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 8

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], но, тем не менее, именно на их схеме 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], который, однако, доказывает покровное в ПЛМ, как и горно-долинное в другие стадии, оледенение всей Южной Сибири в конце четвертичного периода. 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, Прехтель, 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 в предыдущих главах, 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 горно-таёжная 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]. Правда, не удержимся (А.Р.), сразу же, в следующих предложениях, В.В. Бутвиловский (немецкий соавтор тут непричём), здесь же, не изменяя своему литературному стилю и своей оригинальной логике, приводит лично А.Н. Рудого в научно-литературную экспрессию. Далее: «Поэтому их здесь и нет, но они всё же есть (! – А.Р.) в окрестностях пос. Маргала, где они и могли бы быть (!!)). Поэтому весьма скромное наличие прибойных уровней ...(!!!) не является загадкой» [Бутвиловский, Прехтель, 2000, с. 40]. В этих рассуждениях всё «является загадкой», поэтому пока, видимо, преждевременно серьёзно принимать их во внимание [Рудой, 2005a].

8.1. Абайско-Коксинское озеро в максимум последнего оледенения

Если исходить только из имитационных моделей, то можно ошибочно предположить, что в ПЛМ Абайская котловина представляла собой «классический» ледоём и озера в ней не было. Выше мы разобрали такого рода недоразумения. Теперь становится понятным, что и само оледенение в котловине, и подлёдное Абайское озеро имели ещё более грандиозные размеры (причём – одновременно), чем те, которые дают имитационные модели.

На начальных этапах оледенения ледники, спускавшиеся с Теректинского хребта по долинам рек Юстик и Тюгурюк и с хребта Холзун по долине реки Красноярка, блокировали узкую долину Коксы ниже Абайской котловины. Выше этой плотины в долине Коксы до устья Банной и в нижней части Абайской котловины, возможно, до села Абай или даже до устья речки Талда, формировался приледниковый водоём. Верхнюю часть этой котловины и долину Коксы занимали большие ледники.



Рис. 8.1. Долина р. Чарыш в среднем течении. Фото Э. Брауна. Июль 2004 г.

При максимально возможной депрессии снеговой линии в 1300 м (максимум среднеплейстоценового оледенения [Окишев, 1987]) или 1200 м (максимум последнего оледенения [Рудой, 1995а]) в любом случае долина Коксы и Абайская котловина в пределах этого ледниково-подпрудного озера, даже без учёта его глубины, неизбежно вовлекались в зону питания ледников так, как это показано на схеме (см. рис. 7.11) в главе 7, в которой эти механизмы подробно рассмотрены.

Таким образом, в ПЛМ (и около него) ледниково-подпрудное озеро в нижней части Абайской котловины консервировало выровненное днище, предохраняя от деформаций, во-первых, эрозионными процессами, и главное — на этапах наледных ледоёмов, и от заполнения льдами. Поэтому здесь ниже устья речки Талда и нет моренных образований максимума оледенения, и не потому, что это оледенение не было достаточно мощным (в предыдущих разделах показано, что оно как раз было очень мощным), а потому, что к моменту потенциального



Рис. 8.2. Почти идеально плоское днище долины р. Чарыш (Канская котловина). Слева на фото – небольшие баряньи лбы, свидетели того, что плейстоценовая озерная котловина переживала и этапы «классических» ледоёмов Нехорошева. Никаких моренных валов здесь, разумеется, нет. Редко на равнине можно увидеть валунную зрратику, очевидно – рафтинговую. Возможно, зрратического материала было больше, но его расчистили для сельхозработ, как делают во всем мире. Фото Б. Винникова

заполнения всей долины Коксы и Абайской котловины ледниками горного обрамления уровни зеркала заполнявших их озёр оказывался выше снеговой линии. Возникали новые морфогенетические типы оледенения – наледные ледоёмы, т.е. новые и самостоятельные центры оледенения на месте заполненных водой и льдами межгорных впадин так, как показано на нашей схеме (см. рис. 7.11). Такую же историю, представляется, переживал и бассейн Усть-Канской котловины (своеобразный морфологический и генетический увеличенный аналог Абайской впадины). Эти профессиональные, визуально-эмоциональные сравнения, помимо и прямых геолого-геоморфологических доказательств, очень наглядны и поэтому тоже довольно убедительны.



Рис. 8.3. Несколько дропстоунов удалось найти способом буквально прочёсывания всей этой (рис. 8.1 и 8.2) огромной и уже зарастающей площади. Эти крупные обломки могут быть и дропстоунами, транспортированными единым айсбергом, но скорее всего – валуны собрали вместе местные жители, чтобы работать на очищенном поле. В общем, это не важно. Но факт нахождения преимущественно кварцитовых хорошо окатанных эвратических глыб на обширной высокой пойме или первой надпойменной террасе Чарыша весьма красноречив. На фото А.Н. Рудого профессор из Эксетера Энтони Браун принял свою очередь на отбор образца для космогенного датирования. Июль 2004 г.

Имеется ещё одна точка зрения на развитие ледников и ледниково-подпрудных озёр в максимум последнего оледенения в бассейне реки Коксы, которую выделим особо. Для этого процитируем её авторов, В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [2000, с. 44, 45]:

«...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 водоразде-

лах, 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 хionoсферы, 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 подпрудку 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 географического 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 рек 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». Своими словами это пересказать авторы книги не сумели, хотя и пытались.

Итак, как полагают немецкие исследователи, которых мы только что процитировали (если мы правильно их поняли), 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, зани-

мавшего Тюнгурскую, Катандинскую и Уймонскую котловины, долину Катунь до устья Бирюксы, 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] полагал, что конечная морена ниже устья реки Аккем в действительности не является конечной мореной именно Аккемского ледника, а была вынесена из висячей долины реки Уйгон.

В реконструкции В.В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [2000] бросается в глаза одно серьёзное 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 Рериха» являются и Л.В. и И.Л. Байлагасовы [2007, 2008]. Однако, по их данным, максимальный уровень озера в долине Катунь 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, исходящим из предполагаемой отметки водного зеркала 1276 м и положения ледниковой плотины в устье реки Аккем, этими авторами 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. Об этом мы здесь написали. 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 кар-

те масштаба 1:50 000, изданной в 1984 г., абсолютная отметка этого перевала 1472 м. В атласе Республики Алтай масштаба 1:200 000, изданном Новосибирской картографической фабрикой в 2008 г., его отметка 1471 м. На водоразделе, разделяющем верховья реки Кырлык (бассейн Усть-Канской котловины) и реки 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, эту разность между отметками днищ спиллвеев и максимальными уровнями ледниково-подпрудного озера можно как-то объяснить разной интенсивностью неотектонических движений за постледниковое время в пределах различных морфоструктур. Однако против такой гипотезы выступает безусловный факт выдержанности по всему периметру древнего озера волно-прибойного уровня 1390 м.

Второй соавтор монографии полагает, что этот вопрос пока остаётся открытым, так как этой проблемой здесь до сих пор никто не занимался. Первый же соавтор склоняется к мнению, что этим вопросом как раз настолько усердно занимались, что реконструировали гипсометрические отметки зеркала озёр на сотню метров отметок выше максимальных глубин последних. Поэтому, полагает первый соавтор, «этот вопрос» не надо и открывать, его не надо и задавать, нет никакого «вопроса». Ни о какой новейшей тектонике такого размаха (надо же за голоцен всё успеть перевернуть «кверху ногами», т.е. днище озера поместить над его зеркалом, а потом, к нашим дням, всё успеть привести в порядок) в позднеледниковое время речи быть не может. Напротив — более серьёзного доказательства против любых вертикальных неотектонических движений в указанный интервал, чем высотная выдержанность озёрной ступени 1390 м, и быть не может, хотя найдётся и с десяток других, тоже убедительных и приведённых и здесь, и в нашей предыдущей книге. «Глубокие озёра», чьи поверхности располагались гипсометрически ниже их днищ в Курайской котловине, первому соавтору

уже попадались в палеогляциологических реконструкциях двух сибирских геологов. Проблемы такого рода обсуждаются не в специальных научных геологических статьях.

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 льдом, а её нижняя по латерали часть – наледным ледоёмом, а несколько позднее, в самом начале общего распада оледенения. И этот сток был направлен как раз в обратном направлении – из Усть-Канской котловины в Абайскую и далее по долине Коксы в Катунь. Именно в это время могло произойти вскрытие Усть-Канского наледного ледоёма и его быстрое переполнение талыми водами, излишки которых и сбрасывались через этот спиллвей. Последнее предположение можно полагать уже утверждением, поскольку оно фиксируется большим количеством голоценовых селевых конусов и шлейфов.

В пользу такого заключения свидетельствует и то, что долина Кырлыка на всем протяжении от устья до водораздельных спиллвеев имеет очень пологий уклон (13,5 м/км) и на всем протяжении закрыта 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 кавитационно-эвразионные 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 палеогляциогидрологической схеме [1995a] и подтвердилось полевыми маршрутами уже в новом столетии. Последними были обнаружены каскады ступеней-катакт в сторону Абая. Это означает, что стоки из Усть-Канской могли быть и очень энергичными. Вот эти вопросы требуют специального изучения, потому что отдельные маршруты и общетеоретические рассуждения рисуют принципиальную общую схему, фрагментарно, правда, не лишённую детальности.

По-существу, мы сейчас доказали, в частности, ещё и 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 Катунь, плотно 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 Катунь 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 озера у ледниковой плотины 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: 1) огромный объём талого стока с ледникового окружения; 2) достаточно много, не один десяток, лет. Подобный вариант давно просчитан для створа реки Чуи возле пос. Чаган-Узуна [Рудой, Галахов, Данилин, 1989], когда было выяснено, что в конце позднего плейстоцена Чуйское ледниково-подпрудное озеро должно было заполняться до фиксируемых озёрных террас за сто лет (порядок величин), а Курайское – за тридцать.

Этих десятков лет было вполне достаточно для того, чтобы языки ледников Красноярки, Юстика и Тюгурюка успели 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). Более чем достаточно, даже если не иметь ввиду возможно их сёрджей. Кстати, эта ледниковая плотина максимума последнего оледенения показана на палеогляциогидрологической схеме А.Н. Рудого (см. рис. 4.2). В результате выше ледовой блокады должно было образоваться самостоятельное озеро, занимающее нижнюю часть Абайской котловины и частично долину Коксы. Палеогля-

циогидрологическая ситуация в открытой ото льда части озера при этом могла выглядеть вот так (рис. 8.4):



Рис. 8.4. John Hopkins Glacier на Glacier Bay, Аляска. Активная деградация ледника Хопкинса на контакте с водным бассейном. Фото Beta. Интенсивное обрушение конца ледника John Hopkins Glacier, выходящего на плав из притока с большим продольным уклоном. И здесь – какие уж конечные морены, какие зандры и т.п. Сентябрь 2010 г. Аляска

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. Озеро было законсервировано льдами на сотни и даже тысячи лет, превратившись в наледный ледоём, на поверхности которого наращивалась ледово-фирновая толща. Сам водоём становился пойманным озером, по А.Н. Рудому [Rudoy, 1998, 2002; Рудой, 2001]. Пойманные озёра именно такого типа недавно открыли в Британской Колумбии [Lesemann, Brennard, 2009]. Эти исследователи, кстати, стали применять по терминологии автора термин «catch Lakes».

Именно пойманное озеро картировал на одной из своих последних палеогляциологических моделях М.Г. Гросвальд на Байкале (рис. 8.5) [Гросвальд, 1999], пусть и не упоминая термина, который он в устном общении с А.Н. Рудым одобрил ещё полтора десятка лет назад.

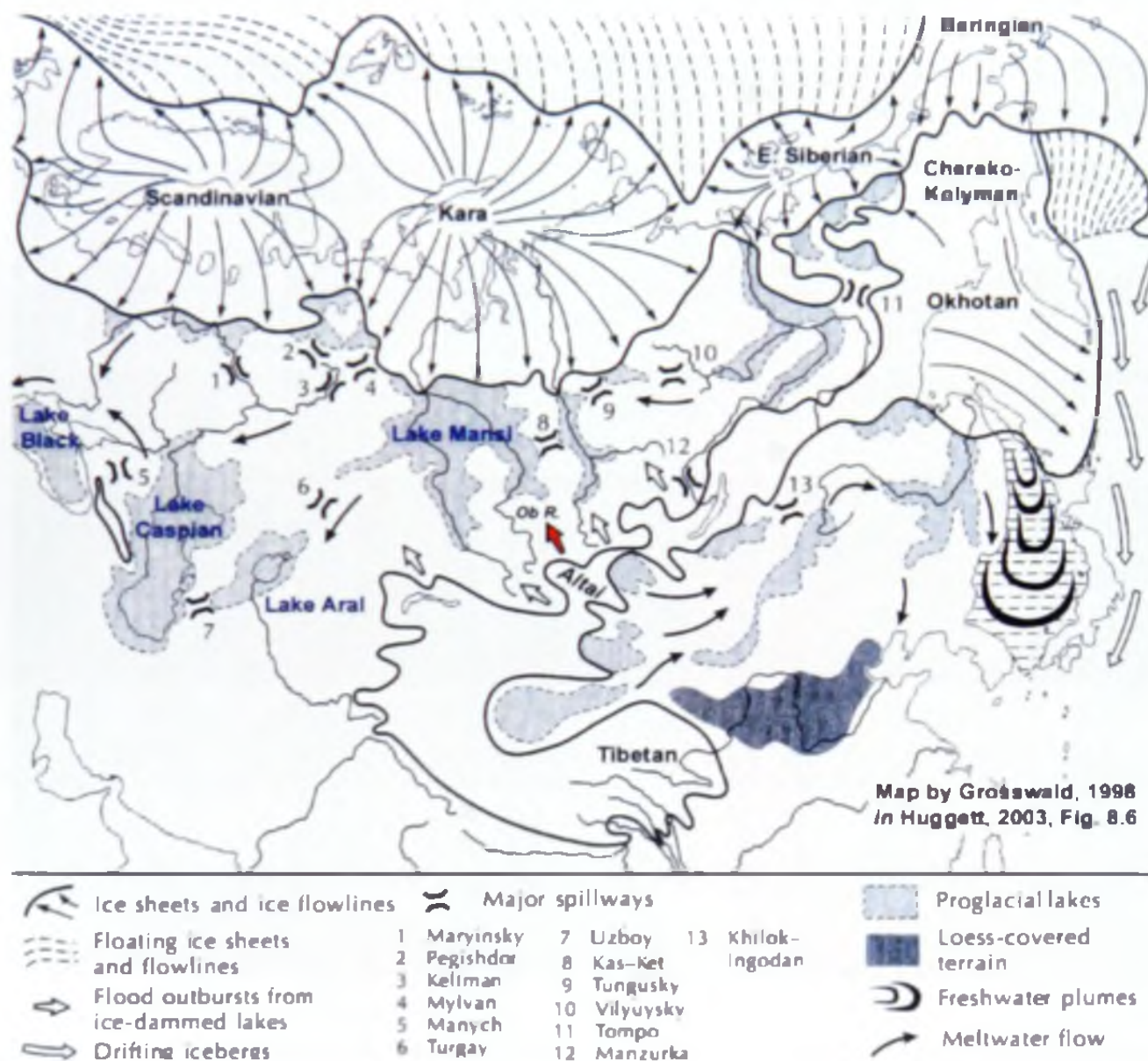


Рис. 8.5. Панарктическая модель оледенения, впервые опубликованная М.Г. Гросвальдом в 1998 г. на западе, а у нас – годом позже. Хорошо видно, что на месте озера Байкал – наледный ледоём

И, конечно, гигантским пойманным озером является подледниковый Арктический бассейн на последней гипотетической схеме Михаила Григорьевича (2009).

Мощные катастрофические стоки из горных и из ещё гораздо более величественных равнинных приледниковых пресноводных озёр-морей

обуславливали в конце позднего плейстоцена систематические переносы огромного количества вещества и энергии, трансформировали ландшафты, создавали и уже описанный выше дилювиальный рельеф в горах и в предгорьях, и совершенно экзотические ландшафты, мало напоминающие земные (рис. 8.6).

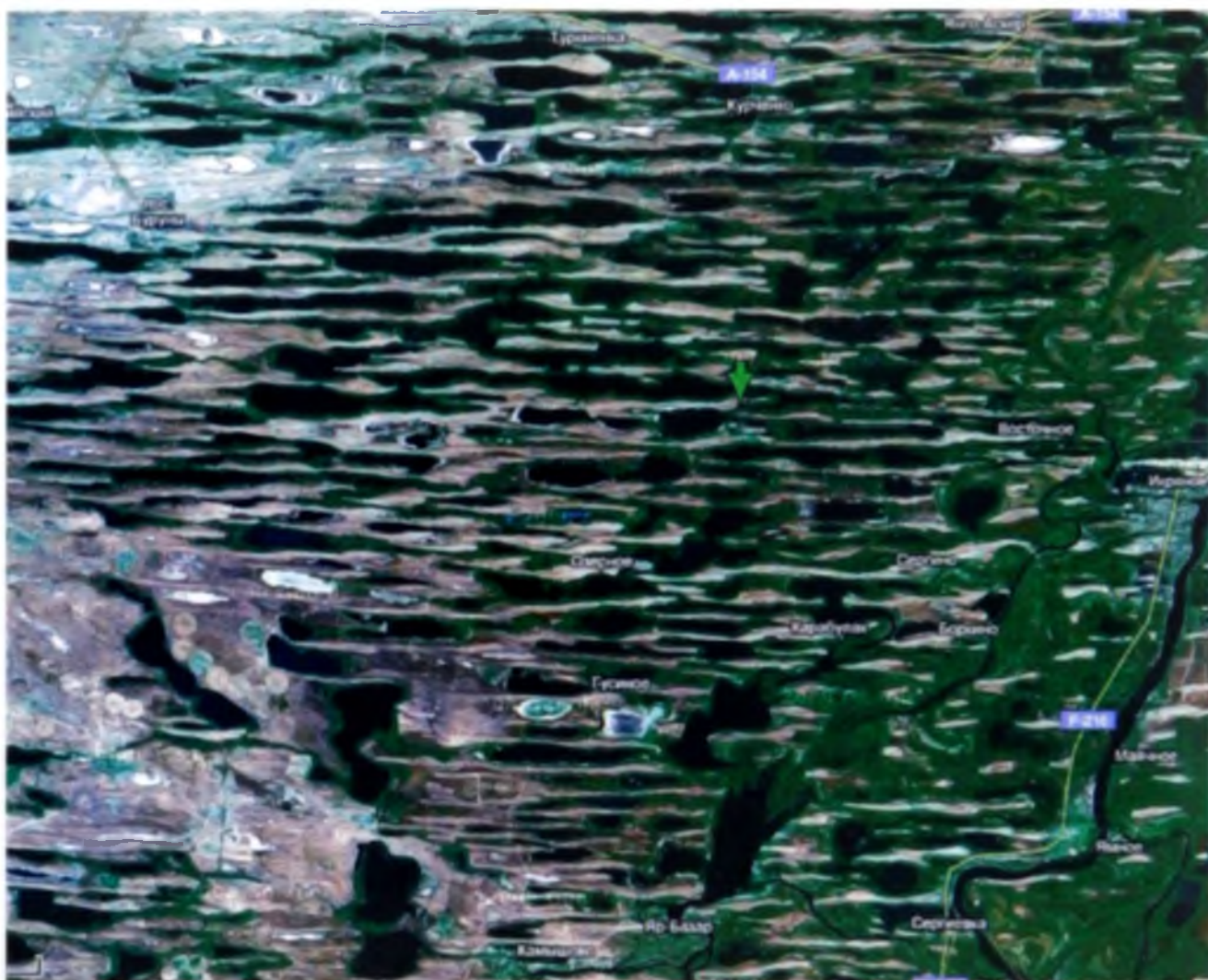


Рис. 8.6. Как следы работы гигантских граблей выглядят ложбины пластовых катастрофических сбросов сибирских ледниково-подпрудных озер Мансийского, Енисейского и других, в которые с примерно вековым периодом врывались десятки тысяч кубокилометров воды из прорывавшихся ледниково-подпрудных озер гор Южной Сибири, на запад и юго-запад, в бассейны Аральского, Каспийского и Черного морей. Этот рельеф, как и так называемые Бзровы бугры – ещё одно из материальных доказательств достоверности последних палеогляциологических реконструкций. Фото Google Earth

По В.В. Бутвиловскому и Н. Прехтелю [2000], максимальный уровень «озера Рериха» у Аккемской ледниковой плотины достигал 500 м. Однако, как мы уже писали, в ПЛМ снеговая линия в этом районе Горного Алтая могла опускаться до абсолютной высоты 1000–1200 м.

Об этом писал и сам В.В. Бутвиловский [Бутвиловский, 1993]. В таком случае уже при глубине этого озера в 200 м, а тем более в 400 м, его зеркало должно было находиться гораздо выше снеговой линии и трансформироваться в очередное в это время, обширное снежно-ледяное Абайское ледниковое поле, т.е. ещё одну положительную инверсионную ледниковую морфоскульптуру – наледный ледоём, в основании которого под большим стрессом находилась вода. К слову, В.В. Бутвиловский и Николаус Прехтель отмечают, что «озеро Рериха» периодически «замерзало», правда, не указывая – при каком уровне и на какой срок. Иногда холодными зимами?

Таким образом, в начале максимума оледенения долину Катунь в районе устья Аккема и долину Коксы между Юстиком и Тюгурюком перегораживали массивные ледниковые плотины, около которых возникали самостоятельные приледниковые озера, не соединявшиеся в одно целое. По мере роста их уровня они попадали в зону питания ледников и консервировались сложно построенной ледяной толщей на длительное время. Вполне вероятно, что эти наледные ледоёмы в ПЛМ также становились самостоятельными ледниковыми куполами, местными ледниковыми центрами – источниками выводных ледников.

8.2. Абайско-Коксинское озеро на этапе деградации последнего оледенения

Начальные этапы дегляциации оледенения приходятся на время несколько ранее 16–17 тыс. лет назад. В северной части Горного Алтая в интервале 17–16,2 тыс. лет назад произошло очень сильное и резкое потепление, при котором летние температуры были выше современных на 4 °С [Русанов, 2007]. Период быстрого таяния льда, получивший название терминации [Боуэн, 1981] или «теплового удара» [Рудой и др., 2000], носил исключительно драматичный, быстротечный и во многом катастрофический характер [Бутвиловский, 1993; Архипов, Волкова, 1994], то есть представлял собой коллапс.

В это время шло очень интенсивное и повсеместное таяние и испарение ледников, их механическое разрушение, вскрытие, часто – взрывное, ледниково-подпрудных озёр – наледных ледоёмов, их переполнение талыми 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.

8.2.1. Лимноизостазия и диллювиальное тремоло

Горы Южной Сибири, включающие и Алтай, относятся к сейсмически напряжённым районам. По данным, полученным с помощью внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмического потенциала, территория Алтая характеризуется максимально возможной магнитудой (M) ожидаемых землетрясений равной 7,5 – с небольшой погрешностью – баллам. Сотрудниками Института физики Земли РАН [Рогожин и др., 1999] было установлено, что в течение только последних 9 тысяч лет на юго-востоке Алтая было как минимум 7 продолжительных сейсмических событий, которые включали в себя и землетрясения с интенсивностью, соответствующей на поверхности 9–10 баллам.



Рис. 8.7. Следы Бельтырского землетрясения на Алтае 13 октября 2003 г. На фото А.Ю. Королюка – разломанный на блоки гигантский сейсмооползень по близкосталающим многолетнемёрзлым породам и погребённым льдам

К этой, уже несколько устаревшей, антологии следует добавить и известное Бельтырское землетрясение 2003 г., афтершоки которого продолжались ещё несколько лет (через год после землетрясения под

палаткой первого автора, в полевом лагере в долине р. Чаган, прошло несколько узких сейсмических трещин, образование которых сопровождалось сильным гулом очень низких частот. Вся территория лагеря и окрестности с утра представляли поверхность террасы, хаотически разбитой длинными узкими трещинами, возникшими прошедшей ночью).



Рис. 8.8. Сейсмогенные трещины в обширной районе землетрясения, возникающие и сейчас, иногда – на глазах. Фото В.И. Уломова (ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, РАН)

Такие события, о которых писал Е.А. Рогожин с коллегами, повторялись и с периодом (интервалом) от 1000 до 3000 лет. Эти события оставили на земной поверхности первичные сейсморазрывы и многочисленные сейсмогравитационные дислокации, в том числе – и общеизвестный многофазный Сукорский оползне-обвал. В аспекте обсуждаемых в книге вопросов подчеркнём следующее.

Известно, что в ряде случаев серия слабых толчков способна вызвать большие деформации земной поверхности, чем один сильный. При циклической касательной нагрузке некоторые горные породы обладают меньшей прочностью на сдвиг, чем при однократном приложении максимальной нагрузки. Это связано с так называемой усталостью мате-

риала [Ананьев, 1999]. «Усталость материала» представляет собой частичную перестройку его структуры после неоднократного приложения к нему внешних сил. Поэтому устойчивость земной поверхности при нескольких циклах колебаний, вызванных землетрясениями, может быть гораздо меньшей, чем при однократной нагрузке. Другими словами, в результате серии маломощных землетрясений может произойти «разжижение грунта», который в течение некоторого времени ведёт себя не как твёрдая горная порода, а как плотная жидкость. «Разжижение грунта» проявляется и при процессах *дилатансии*.

Дилатансия – это способность зернистых масс расширяться при изменении формы. В применении к землетрясениям дилатансия – это лавинообразное нарастание трещиноватости в скальных породах, в связи с чем объём этих пород быстро увеличивается, внутреннее трение резко ослабевает, и горный массив быстро теряет свою устойчивость. Такое явление может возникать и при «встряхивании» скальных пород в результате сейсмических толчков. Например, по некоторым данным, известный Усойский обвал на Памире в 1911 г. произошёл именно при «разжижении» скальных обломков в результате серии последовательных сейсмических толчков. По существу, все новейшие обвалы и оползни Юго-Восточного Алтая можно трактовать также с позиций дилатансии.

Однако при объяснении причин и механизмов сейсмических явлений разной энергии большинство исследователей традиционно придерживается жёсткой эндогенной интерпретации тектонических событий. Представляется, что в случае с некоторыми сейсмическими явлениями в конце плейстоцена и в голоцене Алтая ими совсем не учитывается или недооценивается роль экзогенной составляющей геоморфогенеза (главным образом – компенсационных изостатических вертикальных движений, которые в поздне- послеледниковые могли быть связаны с резкими и неоднократными разгрузками межгорных впадин от талых вод и льда).

Как мы уже писали, все межгорные впадины, в частности Алтая, в максимум последнего оледенения занимались ледниково-подпрудными озёрами (см. рис. 4.2), катастрофически и регулярно сбрасывающими воду за счёт разрушения ледниковых плотин. Озёрно-ледниковые события плейстоцена зафиксированы во всех межгорных впадинах древними береговыми линиями и часто очень мощными, в десятки метров, толщами озёрно-ледниковых отложений, имеющими иногда ленточную текстуру [Рудой, 1981].

Конечно, собственно нагрузка толщи озёрных вод глубиной в несколько сот метров могла быть и не очень весомой для существенного прогибания ограниченных участков земной коры. Но всё же скорости прогибания локальных участков земной коры в известных водохранилищах впечатляют (табл. 8.1).

Таблица 8.1

Средние скорости опускания земной поверхности, вызванные нагрузкой воды в водохранилищах ([Кукал, 1987], с дополнениями)

Водохранилище	Объем воды, км ³	Площадь, км ²	Годы	Смещение, мм/год
Оз. Мид, р. Колорадо	36,75	631	1935–1941	20
Красноярское, р. Енисей	73,3	2000	1967–1971	6
Токтогульское, р. Нарын	19,5	284	1973	20–30
Братское, р. Ангара	169,3	5470	1971–1976	10
Кариба, р. Замбези	160,3	4450	1959–1968	12,7

Большое, если – не определяющее, значение имеет то, что эта нагрузка возникала и снималась периодически и геологически мгновенно (за десятки и первые сотни лет и за минуты-часы-дни соответственно) за счёт быстрого заполнения и катастрофически быстрого опорожнения озёрных ванн, что приводило к расшатыванию локальных участков суши, к так называемому, по А.Н. Рудому, *дилювиальному тремолу* [Рудой и др., 2000]. Дилювиальное тремоло неизбежно вызывало локальные землетрясения, трещины и разломы в обрамлении озёрных впадин, а также обвалы, оползни. Эти же механизмы служили и триггерами повторяющихся селей [Rudoy, 1998]. Следы этих явлений мы наблюдаем на периферии всех без исключения межгорных впадин Алтая. Впадины Северо-Западного Алтая, как было показано, не являются исключением.

8.3. Финальные этапы озерно-ледниковой истории котловин Северо-Западного Алтая

В позднеледниковое время, т.е. позднее 15–16 тыс. л.н. оледенение, деградировавшее до горно-долинного типа, тем не менее представляло собой крупные долинные ледники, занимавшие глубокие, часто корытообразные, долины. Стадиальные подвижки этих ледников, климатически связанные к похолоданиям и увлажнениям древнего, среднего и молодого дриаса, носили пульсирующий характер. Очевидно и в это время сёрджи Аккемского ледника неоднократно блокировали долину Катунь, а ледники Красноярки, Юстика и Тюгурюка – долину Коксы. Вновь возникали крупные ледниково-подпрудные озёра в Уймонской и Абайской котловинах.

Во время этих подвижек ледники долин современных рек Банная, Карагай, Таловка, Улужай, Татарка, Хайдун, Шельдян, Ночная уже не достигали долины Коксы, а их устьевые части должны были освободиться от активных льдов. Возможно, что интенсивное поступление талых и атмосферных вод на фоне общей тенденции к дегляциации 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 км³, а общий объём этого водоёма составлял не менее 42,5 км³, при максимальной глубине у ледниковой плотины – не менее 220 м.

Однако во время указанных подвижек языки ледников Красноярки, Юстика и Тюгурюка, выдвигаясь в долину Коксы и блокируя её, уже не сливались между собой в единую ледяную плотину. Они образовывали три мощные, но не связанные друг с другом ледниковые блокады, между которыми, в свою очередь, возникали небольшие глубокие изолированные озёра, на что указывают фрагментарно, но хорошо 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, да и механически. Абайское и Уймонское озёра сообщались. 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 Катунь.

Очевидно, во время стадияльных 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.

Представленные в первых главах факты свидетельствуют о том, что в позднеледниковье, во время стадияльных пульсаций, крупное ледниково-подпрудное озеро могло не менее двух раз занимать Абайскую котловину и долину верхнего течения реки Коксы с низовьями долин её притоков. Теория дилювиального морфолитогенеза А.Н. Рудого постулирует многократное возникновение подпрудных озёр в сформировавшейся на территории всего Алтая в позднем вюрме гляциогидрологической ситуации [Рудой, 1997а,б].

Таким образом неизбежно, что и на начальных этапах деградации этих «стадияльных» подвижек в конце древнего и среднего дриаса происходили прорывы ледниковых плотин и сбросы озёрных вод. Непосредственно вслед за сбросами озёр в пределах акватории бывшего озера, у края отступавших ледников, которые до этого контактировали с водоёмом так, как показано на рисунке-примере 8.4, начинали формироваться сложно построенные долинные зандры, имеющие совсем молодой возраст и сохранившиеся на широких приустьевых высоких поймах и низких террасах долин-притоков Коксы, как и в расширениях самой, здесь – главной, реки [Рудой и др., 2008].

Дополним ещё, что на этих, заключительных, этапах оледенения межстадияльные регрессии бёллинга и аллерёда сопровождались интенсивным таянием льда, деградацией многолетней мерзлоты и продолжающимися ещё в позднеледниковья мощными селями, частично разрушившими или перекрывшими отложения ледникового комплекса [Рудой и др., 2008]. Пролювиально-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 сви-

детельствует: во-первых, о размыве и переотложении селевыми потоками ледниковых и озёрно-ледниковых отложений и во-вторых, о молодости самих селевых отложений.

Окончательное исчезновение (опорожнение) самого обширного Абайского ледниково-подпрудного озера, судя по радиоуглеродному возрасту флювиогляциальных и селевых образований, залегающих на дневной поверхности в долине Коксы и в Абайской котловине (см. главу 3), произошло около 12 тыс. лет назад. Ледниково-подпрудное озеро позднее этого времени (в молодом дриасе и позже) больше здесь никогда не образовывалось. Это подтверждается также и тем, что последний дилювиальный поток-фладстрим, вызванный катастрофическим прорывом и сбросом ледниково-подпрудных озёр, произошёл в долине Катунни в конце среднего дриаса. Позднее этого времени во внеледниковом низкогорье и предгорье Алтая следы подпруживания долин притоков Катунни, во всяком случае пока, не установлены [Русанов, 2007]. Термолюминисцентные датировки Пола Карлинга по катунской берме возрастом примерно 7 тыс. лет [Рудой, Земцов, 2010] также пока не говорят ни о чём. И это «ни о чём» будет продолжаться до тех пор, пока, во-первых, не будет доказана связь датированных (каких именно?) дилювиально-эратических глыб с коренными породами бассейна Коксы петрографически и, во-вторых, пока не будет произведена ревизия самих этих голоценовых ТЛ-дат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая книга – одна из первых наших сводок по четвертичной геологии, геоморфологии и палеогляциологии Северо-Западного Алтая. Кроме нового фактического материала в виде анализа новых разрезов, совсем недавно полученных абсолютных датировок и т.п., в монографии достаточно подробно изложены и основные авторские концепции и теоретические известные фактические гляциологические данные, которыми руководствовались авторы при палеогляциологической интерпретации полевых данных. Территория по-прежнему остаётся малоизученной фактологически. Требуются новые маршруты, нужны новые разрезы, нужны скважины, пробы и т.п. Мы постарались собрать в книге весь до обидного скудный фактический материал по этой территории, имевшийся ранее, но главное – представить новые оригинальные авторские данные, полученные нами в процессе среднемасштабной геологической съёмки в полевой сезон 2006 г. на основе старых, общепринятых, и новейших научных концепций. В новое издание книги добавлены и совсем недавно полученные ^{14}C -датировки по голоценовым моренам.

Интерпретацию этих фактических материалов в совокупности с данными других авторов мы всё же вновь рассматриваем как предварительную, требующую дальнейшего уточнения и детализации, которые являются частью нашей текущей работы. Мы вновь утверждаем, что весь огромный бассейн верхней Катунь, включающий и бассейн Уймонской впадины – огромное белое пятно на геоморфологической и палеогеографической карте мира.

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. Практиче-

ски 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. Напротив, последнее оледенение Северного Алтая было настолько большим, что следы этих конечно-моренных комплексов, если бы они сохранились, надо было бы искать в Уймонской котловине (где систематически возникали ледниково-подпрудные озёра, так что – как должны выглядеть эти следы – авторы пока не представляют).

В самый постмаксимум кульминации последнего (позднечюрмского) оледенения Алтайский ледниковый покров начал являть собой уже отдельные ледниковые комплексы и центры [Рудой, 1990]. К этому времени конец языка ледника, выходившего в Абайскую котловину, оканчивался ниже 1100 м, а долину верхней Коксы занимал протяженный сложный долинный ледник туркестанского типа, 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 Тюгюрюка 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. Пойманные озёра возникали неоднократно как в самой Абайской котловине, так и в соседних межгорных впадинах. Этому сценарию не противоречат и имитационные модели 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 импульс в дискуссию, продолжающуюся не одно десятилетие, но уже на более основательном фундаменте. Большой массив новых теоретических парадигм, нашедших в последнее десятилетие своё подтверждение во многих районах современного и древнего оледенения Земли, увязал разрозненные прежде факты в стройную, хотя и пока очень общую, концепцию озёрно-ледниковой истории Алтая в целом. К таким парадигмам относятся теория дилuviального морфолитогенеза и учение о четвертичных ледоёмах, разработанных в русле четвертичной гляциогидрологии первым соавтором. Авторы – одни из первых геоморфологов, которые постарались учесть огромную роль четвертичных сёрджей в ледниковой истории гор, а также обратили внимание на роль инерции сохранения оледенения и – на их возможное саморазвитие уже в позиций гляциологии. Эти и другие подходы базируются на том огромном фундаментальном научном наследии, которое оставили нам наши выдающиеся предшественники В.А. Обручев, К.К. Марков, Дж.Х. Бретц, Дж. Парди, М.Б. Дюргеров, В.М. Котляков, В.Н. Голубев, М.Г. Гросвальд и другие учёные. Представленная нами интерпретация научных данных логична и стройна. Мы без больших усилий, естественным образом, работали так, чтобы наша реконструкция максимально соотносилась с высказанным за несколько лет до кончины Михаилом Григорьевичем Гросвальдом очень глубоким соображением, которое, думается, касается сейчас не только его предполагаемой и почти дописанной последней книги, а представляется настоящим научным завещанием всем нам: *«Хотелось бы, чтобы эта работа создала новый стандарт в палеогляциологии, положив конец тупиковым спорам о природе валунных суглинков, грядового рельефа или подводных трогов и подорвав слепую веру в непогрешимость датировок по ^{14}C , OCL (optically stimulated luminescence) и в разные догмы, мешающие развитию ледниковой теории. Это свойство палеорекоonstrukций – их внутренняя и внешняя увязанность, или consistency, непротиворечивость – для подлинного эксперта имеет наивысшее значение, и если её нет, то ничто такую реконструкцию не спасет – ни длинные списки датировок, ни авторитет маститых исполнителей»* – М.Г. Гросвальд. *Полвека в поиске отзвуков великих оледенений. М.: Научный мир, 2004, с. 233.*

Мы надеемся, что эта небольшая по объёму работа привлечёт внимание исследователей. Поэтому авторам думается, что цель работы, сформулированная во введении, выполнена.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. *Агатова А.Р., Ван Хьюл В., Мистрюков А.А.* Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век // *Геоморфология*. – 2002. – № 2. – С. 92–104.
2. *Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М. и др.* Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // *Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН (Новосибирск, ИГ СО РАН, 20 – 24 сентября 2004 г.)*. – Новосибирск: ИГ СО РАН, 2004. – С. 9–11.
3. *Адаменко О.М.* Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. – 184 с.
4. *Аксарин А.В.* О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае // *Вестник Зап.-Сиб. геологического треста*. – 1937. – № 5. – С. 71–81.
5. *Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока*. – М.: Наука, 1969. – 415 с.
6. *Ананьев Г.С.* Катастрофические процессы рельефообразования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – 102 с.
7. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
8. *Атлас Алтайского края*. – М.; Барнаул: ГУГК, 1978. – Т. I. – 222 с.
9. *Атлас снежно-ледовых ресурсов мира* / под ред. В.М. Котлякова. – М.: РАН, 1997. – 302 с.
10. *Байлагасов Л.В., Байлагасова И.Л.* К вопросу об уровне и размерах Уймонского палеоозера // *Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая»*. – Горно-Алтайск, 2008. – № 1. – С. 53–59.
11. *Байлагасова И., Байлагасов Л.* Уймонское палеоозеро // *Где воды Катунь и Коксы слились*. – Барнаул, 2007. – С. 63–65.
12. *Баков Е.К.* Об определении депрессии снеговой линии как методе палеогляциологических реконструкций // *Материалы гляциологических исследований*. – 1996. – Вып. 80. – С. 116.

13. *Барашикова Н.К.* Циркуляционный фактор позднеплейстоценового оледенения Алтая // Состояние, освоение и проблемы экологии ландшафтов Алтая: Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Часть I. – Горно-Алтайск, 1992. – С. 31.
14. *Барашикова Н.К.* Теоретические предпосылки восстановления циркуляционных условий в плейстоцене и опыт их реализации для юга Сибири // Гляциология Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – Вып. 4 (19). – С. 160–169.
15. *Бардин В.И.* Озёра Антарктиды: палеогляциологические аспекты изучения // Антарктика. Доклады комиссии. – 1990. – Вып. 29. – С. 90–96.
16. *Большакинов Д.Ю., Веркулич С.Р.* Новые данные о развитии оазиса Бангера // Антарктика. Доклады комиссии. – 1992. – Вып. 30. – С. 58–64.
17. *Богачкин Б.А.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 132 с.
18. *Борисов Б.А.* Алтае-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). – М.: Недра, 1984. – С. 331–351.
19. *Борисов Б.А., Минина Е.А.* Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая // Геоморфология. – 1979. – № 2. – С. 69–74.
20. *Борисов Б.А., Минина Е.А.* Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена // Четвертичная геология и геоморфология. – М.: Наука, 1980. – С. 21–23.
21. *Борисов Б.А., Минина Е.А.* Плейстоценовые оледенения Алтае-Саянской области, их корреляция и реконструкция // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – С. 217–223.
22. *Боуэн Д.* Четвертичная геология. – М.: Мир, 1981. – 272 с.
23. *Бутвиловский В.В.* Морфоструктурный план и плейстоценовые неотектонические движения Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тез. докл. конф. – Бийск, 1985. – С. 87–89.
24. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 252 с.
25. *Бутвиловский В.В., Орлова Л.А.* Геологический и радиоуглеродный возраст новейших карбонатных гидротермальных образований Горного Алтая // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. науч. чтений, посвящённых 100-летию со дня рождения проф. В.А. Хахлова. – Томск, 1994. – Т. I. – С. 224.

26. Бутвиловский В.В., Прехтель Н. Особенности проявления последней ледниковой эпохи в бассейне Коксы и верховье Катунь // Современные проблемы географии и природопользования. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2000. – Вып. 2. – С. 31–47.
27. Варданянц Л.А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа // Изв. Государственного географического общества, – 1938. – Т. 70. – Вып. 3. – С. 386–406.
28. Васильев С.А. Сибирь и первые американцы // Природа. – 2001. – № 8.
29. Верецагин В.Н. По Катунским белкам // Естествознание и география. – 1910. – № 10. – С. 50–60.
30. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. – М.: Гидрометеониздат, 1977. – 153 с.
31. Волков И.А. Флювиальный процесс на равнинах умеренного пояса в плейстоцене // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 69–75.
32. Галахов В.П. К вопросу о существовании ледников в Канской котловине (бассейн р. Чарыш, Северо-Западный Алтай) // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2004. – Вып. 7. – С. 97–102.
33. Галахов В.П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае). – Новосибирск: Наука, 2001. – 134 с.
34. Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. – Новосибирск: Наука, 1999. – 136 с.
35. Галахов В.П., Руденко И.Н. Использование имитационной модели расчёта баланса ледника при палеогляциологических реконструкциях последнего похолодания на Алтае // Изв. РГО. – 1993. – Т. 125. – Вып. 4. – С. 51–54.
36. Галахов В.П., Русанов Г.Г. Расчёт планового положения ледников на максимум последнего похолодания (по исследованиям в Абайской котловине) // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – Горно-Алтайск, 2008. – № 1. – С. 47–52.
37. Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2005. – 132 с.
38. Галахов В.П., Редькин А.Г., Белова О.В., Назаров А.Н. Оледенение севера Евразии и его влияние на ледники Алтая и Саян в период позднеплейстоценового похолодания // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2002. – Вып. 5. – С. 118–126.

39. Ганюшкин Д.А. Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – СПб., 2001. – 17 с.
40. Левицкий Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-ХІІІ. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 87 с.
41. Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Шейнкман В.С. Событийная стратиграфия неоплейстоцена Горного Алтая // 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.
42. Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н. Реконструкции палеообстановок плейстоценового седиментогенеза в приледниковых водоёмах Горного Алтая // Изв. РГО. – 2008. – Т. 140. – Вып. 2. – С. 49–57.
43. Гляциологический словарь / под ред. В.М. Котлякова. – Л.: Гидрометеониздат, 1984. – 528 с.
44. Голубев В.Н. Соотношение колебаний горных ледников с климатическими событиями // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 82. – 1997. – С. 3–12.
45. Горный Алтай / под ред. В.С. Ревякина. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1971. – 252 с.
46. Уваров А.Н., Кузнецов С.А., Гладких Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 171 с.
47. Гранэ Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае. Предварительное сообщение // Изв. Западно-Сибирского отдела ИРГО. – Омск, 1915. – Т. 3. – Вып. 1–2. – С. 1–59.
48. Гросвальд М.Г. Инерция сохранения ледников. Гляциологический словарь / ред. В.М. Котляков. – Л.: Гидрометеониздат, 1984. – С. 154.
49. Гросвальд М.Г. Ледоём // Гляциологический словарь / под ред. В.М. Котлякова. – Л.: Гидрометеониздат, 1984. – С. 228.
50. Гросвальд М.Г. Климатические эффекты позднеледниковых сёрджей (на примере похолодания 10,5 тыс. лет назад) // Материалы гляциологических исследований. – 1985. – Вып. 52. – С. 134–140.
51. Гросвальд М.Г., Красс М.С. Последняя дегляциация Баренцево-Карского шельфа: роль гравитационных коллапсов и сёрджей // Материалы гляциологических исследований. – 1998. – Вып. 85. – С. 71–84.

52. *Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
53. *Гросвальд М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Научный мир, 1999. – 120 с.
54. *Гросвальд М.Г.* Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. – 2009. – Вып. 106. – 152 с.
55. *Дайсон Д.Л.* В мире льда. – Л.: Гидрометеониздат, 1966. – 232 с.
56. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.
57. *Девяткин Е.В.* Ледниковые и приледниковые страторайоны Алтая // Геоморфология гор и предгорий: Материалы Всероссийской школы-семинара (Барнаул – Горно-Алтайск, 24–30 сентября 2002 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. – С. 73–81.
58. *Девяткин Е.В., Мурзаева Е.М.* Палеогеография ледникового времени в Монголии // Гляциология Алтая. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. – Вып. 15. – С. 54–59.
59. *Девяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П., Чумаков И.С.* Ещё о ледоёмах Алтая // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 64–75.
60. *Дергачёва М.И.* Археологическое почвоведение. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 228 с.
61. *Десинов Л.В., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г.* Снова дал знать о себе ледник Медвежий // Материалы гляциологический исследований. – 2001. – № 91. – С. 249–253.
62. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Пульсирующие ледники. – Л.: Гидрометеониздат, 1982. – 192 с.
63. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Ледники. – М.: Мысль, 1989. – 448 с.
64. *Ендрихинский А.С.* Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 6–35.
65. *Ефимцев Н.А.* Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 164 с.
66. *Захаров В.Г.* Колебания ледников Антарктиды. – М.: Аккоринформиздат, 1994. – 128 с.
67. *Джон Б., Дербишир Э., Янг Г. и др.* Зимы нашей планеты. Земля под льдом. – М.: Мир, 1982. – 336 с.
68. *Зольников И.Д.* Роль оледенений и гляциальных суперпаводков в геологическом строении осадочных комплексов верхней половины неоплей-

- стоцена горного Алтая и Предальтайской равнины: автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – Новосибирск, 2011. – 33 с.
69. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 182 с.
70. Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Куприш О.В. и др. Гранулометрическая и петромагнитная характеристика четвертичных отложений Усть-Канской и Ябоганской котловин для их фациально-генетической диагностики // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 133–137.
71. Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. – 2008. – № 4. – С. 75–83.
72. Зятькова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 216 с.
73. Ивановский Л.Н. Изучение речных террас Центрального Алтая // География и природные ресурсы. – 1998. – № 3. – С. 133–140.
74. Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. – Новосибирск: Наука, 1993. – 160 с.
75. Ивановский Л.Н. Педименты и поверхности выравнивания Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тез. докл. конф. – Бийск, 1985. – С. 98–101.
76. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока). – Новосибирск: Наука, 1981. – 173 с.
77. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. – Л.: Наука, 1967. – 264 с.
78. Ивановский Л.Н. Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае // Гляциология Алтая. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1965. – Вып. 4. – С. 49–69.
79. Ивановский Л.Н., Панычев В.А., Орлова Л.А. Возраст конечных морен стадий «актру» и «исторической» ледников Алтая // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 57–64.
80. Инишева Л.И., Шурова М.В., Хмельова И.Р., Ларина Г.В. Экспедиции по болотам Горного Алтая // 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.

81. Казакова Е.С., Севастьянов В.В. Климатические условия Северо-Западного Алтая // 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.
82. Казанский А.Б. Результаты обследования области питания ледника Медвежьего // Геофизический бюллетень. – 1965. – № 15. – С. 52–60.
83. Казанский А.Б. О двух типах ледниковых катастроф // ДАН СССР. – 1989. – Т. 306. – № 3. – С. 713–716.
84. Камелин Р.В. Материалы по истории флоры Азии (Алтайская горная страна). – Барнаул: Изд-во АГУ, 1998. – 240 с.
85. Капьянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съёмке крупного масштаба. – СПб.: Недра, 1993. – 328 с.
86. Борисов Б.А., Горбачевич Н.Р., Заморуев В.В. и др. Карта четвертичных образований России. Масштаб 1:5 000 000. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.
87. Каталог ледников СССР. Том 15. Вып. 1. Ч. 4. Бассейн р. Катунь. Ч. 8. Бассейны рек Моген-Бурен, Каргы. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 80 с.
88. Кашменская, О.В. Геоморфологический анализ и картирование в прогнозной оценке россыпной золотоносности и направлении поисков россыпных месторождений // Методы геоморфологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1967. – Т. I. – С. 159–166.
89. Котляков В.М. О причинах различных тенденций развития существующих ледников // Материалы гляциологических исследований. – 1964. – Вып. 10. – С. 121–127.
90. Котляков В.М. Ледниково-подпрудные озера // Гляциологический словарь / ред. В.М. Котляков. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – С. 210.
91. Котляков В.М. В ста метрах от тайны (об антарктическом подлёдном озере Восток) // Вокруг света. – 2007. – № 2 (2761) – С. 92–101.
92. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Лебедева И.М. Ледник Колка и Кармадонская катастрофа 2002 г. // Оледенение Северной и Центральной Азии в современную эпоху. – М.: Наука, 2006. – С. 224–240.
93. Красс М.С. Теплофизика озёр оазисов Антарктиды // Антарктика. Доклады комиссии. – 1986 – Вып. 25. – С. 99–125.
94. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 288 с.
95. Кренке А.Н. Подвижка ледника // Гляциологический словарь / ред. В.М. Котляков. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – С. 334–335.

96. *Кривоногов С.К.* Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2010. – 32 с.
97. *Кукал З.* Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. – 246 с.
98. *Лебедева И.М.* Налеогляциологическая реконструкция оледенения и климата Высокой Азии в эпоху последнего глобального похолодания в позднем // Лёд и снег. – 2010. – № 2(110). – С. 67–84.
99. *Лоскутов Ю.И.* О природе фаса Алтая // Геоморфология гор и предгорий: Материалы Всероссийской школы-семинара (Барнаул – Горно-Алтайск, 24 – 30 сентября 2002 г.). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. – С. 142–148.
100. *Лоскутов Ю.И., Кужельный Н.М.* Поверхности выравнивания севера Алтая и золотоносные коры выветривания // 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.
101. *Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Труды ВАГТ. – 1958. – Вып. 4. – С. 79–91.
102. *Максимов Е.В.* Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. – Л.: Наука, 1972. – 296 с.
103. *Минина Е.А.* Купольные и кольцевые морфоструктуры интрузивных массивов Юго-Западного Алтая // Геоморфология. – 1974. – № 4. – С. 81–86.
104. *Михайлов Н.Н.* Последний ледниково-межледниковый цикл и его роль в формировании представлений о плейстоценовых оледенениях Алтая // География и современность. – СПб., 2005. – Вып. 10.
105. *Москвитин А.И.* Алтайские ледоёмы // Изв. АН СССР. Серия геологическая. – 1946. – № 5. – С. 143–156.
106. *Муравьев Я.Д.* Газовое извержение в цирке – возможная причина развития подвижек ледника Колка по катастрофическому сценарию // Материалы гляциологических исследований. – 2005. – Вып. 98. – С. 44–55.
107. *Бергер М.Г.* Три гляциодинамические подвижки и четыре газодинамических выброса ледника Колка. – М.: КомКнига, 2007. – 119 с.
108. *Мягков И.М.* Морены ледников Белухи // Вестник Западно-Сибирского геологического треста. – 1936. – Вып. 1. – С. 85–105.
109. *Назаров А.Н., Агитова А.Р.* Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // Материалы гляциологических исследований. – 2008. – Вып. 105. – С. 73–86.

110. *Нехорошев В.П.* Современное и древнее оледенение Алтая // Труды III Всесоюзного съезда геологов, 20 – 26 сентября 1928 г. – Вып. 2. – Ташкент, 1930. – С. 371–389.
111. *Нехорошев В.П.* Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 263 с.
112. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
113. *Обручев В.А.* Алтайские этюды. Этюд первый. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае // Землеведение. – 1914. – Т. 1. – Кн. 4. – 44 с.
114. *Окишев П.А.* Следы древнего оледенения в Уймонской котловине // Проблемы гляциологии Алтая: Материалы конф. – Томск, 1973. – С. 63–71.
115. *Окишев П.А.* Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. – Вып. 13. – С. 60–87.
116. *Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск: Изд-во ТГУ, 1982. – 210 с.
117. *Окишев П.А.* К вопросу о размерах среднеплейстоценового оледенения Алтая // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. – Вып. 17. – С. 3–12.
118. *Окишев П.А.* Горный Алтай – арена научного поиска и мифотворчества // Геоморфология гор и предгорий: Материалы Всероссийской школы-семинара (Барнаул-Горно-Алтайск, 24 – 30 сентября 2002 г.). – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2002. – С. 223–228.
119. *Окишев П.А.* Палеогляциологическое мифотворчество и его апологеты // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2003. – Вып. 6. – С. 62–81.
120. *Окишев П.А.* Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимно-системы / П.А. Окишев, П.С. Бородавко // Вопросы географии Сибири. – Вып. 24. – Томск, 2001. – С. 18–28.
121. *Останин О.В.* Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая): автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Барнаул, 2007. – 25 с.
122. *Павлов А.П.* Генетические типы материковых образований ледниковой и постледниковой эпох // Изв. Геологического комитета. – СПб, 1988. – Т. 7. – № 7. – С. 1–20.
123. *Парначёв С.В.* Геология высоких алтайских террас: Яломано-Катунская зона. – Томск: ИПФ ТПУ, 1999. – 137 с.
124. *Паттерсон У.С.Б.* Физика ледников: пер. М.Г. Гросвальда и др. / под ред. В.М. Котлякова. – М.: Мир, 1984. – 472 с.

125. *Переделерий В.И.* Минеральный состав лёссовой формации Украины как индикатор палеоэкологических условий // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. – С. 73.
126. *Петраков Д.А.* Многостадийные ледниковые катастрофы как особый тип стихийно-разрушительных процессов гляциального генезиса // Материалы гляциологических исследований, 2008. – Вып. 105. – С. 87–96.
127. *Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Горно-Алтайская автономная область (дополнения). Буровые на воду скважины* / сост.: Т.В. Сизикова, Т.К. Никифорова, А.М. Гунова. – М., 1973. – Т. 2. – 145 с.
128. *Попов В.Е.* О древних береговых образованиях в Курайской степи на Алтае // Гляциология Алтая. – Томск, 1962. – Вып. 2. – С. 78–90.
129. *Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А.* Проблемы реконструкции среды обитания древнего человека на территории Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2006. – Т. XII. – Ч. I. – С. 224–229.
130. *Разрез новейших отложений Алтая* / под ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 208 с.
131. *Раковец О.А.* О роли новейших движений в формировании рельефа Горного Алтая // 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.
132. *Раковец О.А., Шмидт Г.А.* О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 5–31.
133. *Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А.* Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. – Таллин: Валгус, 1971. – 288 с.
134. *Ревушкин А.С.* О находке ископаемой древесины на хр. Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) // Изв. Сибирского отделения АН СССР. Сер. биологическая. – Новосибирск: Наука, 1979. – Вып. 2. – С. 46–47.
135. *Ревякин В.С.* Природные льды Алтае-Саянской горной области. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 288 с.
136. *Ревякин В.С., Кравцова В.И.* Снежный покров и лавины Алтая. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1977. – 215 с.

-
137. *Ревякин В.С., Мухаметов Р.М.* Современное оледенение Алтае-Саянской горной области // *Ледники и климат Сибири.* – Томск, 1987. – С. 29–32.
138. *Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П.* Горно-ледниковые бассейны Алтая. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. – 309 с.
139. *Редькин А.Г.* Природные условия плоскогорья Укок в позднем плейстоцене-голоцене: дис. ... канд. геогр. наук. – Барнаул: Алтайский университет, 1998. – 174 с.
140. *Чернов Г.А., Вдовин В.В., Окишев П.А. и др.* Рельеф Алтае-Саянской горной области. – Новосибирск: Наука, 1988. – 206 с.
141. *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири* (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 84 с.
142. *Рогожин Е. А., Богачкин Б. М., Нечаев Ю.В. и др.* Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // *Геоморфология.* – 1999. – Вып. 1. – С. 82–95.
143. *Рудой А.Н.* К диагностике годичных лент в озёрно-ледниковых отложениях Горного Алтая // *Изв. Всесоюзного географического общества,* 1981. – Т. 113. – Вып. 4. – С. 334–339.
144. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения – доказательство катастрофических прорывов гляциальных озёр Горного Алтая // *Науч.-практич. конф. «Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края».* – Бийск, 1984. – С. 60–64.
145. *Рудой А.Н.* Озёрно-ледниковые макроритмы на Алтае // *Ледники и климат Сибири.* – Томск, 1987а.
146. *Рудой А.Н.* Закономерности режима и механизмы сбросов ледниково-подпрудных озёр межгорных котловин. Глава 5.3. Ледоёмы и водоёмы: дис. ... канд. геогр. наук. – М: Институт географии АН СССР, 1987б. – С. 155–161.
147. *Рудой А.Н.* О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения плейстоценовых ледниково-подпрудных озёр в Горном Алтае // *Изв. ВГО.* – 1988а. – Т. 120. – Вып. 4. – С. 344–348.
148. *Рудой А.Н.* Режим ледниково-подпрудных озёр межгорных котловин Южной Сибири // *Материалы гляциологических исследований,* 1988б. – Вып. 61. – С. 36–34.
149. *Рудой А.Н.* Ледоёмы и ледниково-подпрудные озёра Алтая в плейстоцене // *Изв. ВГО.* – 1990. – Т. 122. – Вып. 1. – С. 43–52.

150. Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии: автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – Томск, 1995а. – 35 с.
151. Рудой А.Н. Геоморфологический эффект и гидравлика позднеплейстоценовых йокульлаунов ледниково-подпрудных озёр Алтая // Геоморфология. – 1995б. – № 4. – С. 61–76.
152. Рудой А.Н. Основы теории дилювиального морфолитогенеза // Изв. РГО. – 1997а. – Т. 129. – Вып. 1. – С. 12–22.
153. Рудой А.Н. О связи гляциальных и дилювиальных процессов рельефообразования // Изв. РГО. – 1997б. – Т. 129. – Вып. 2. – С. 13–21.
154. Рудой А.Н. Четвертичные ледоёмы Южной Сибири // Материалы гляциологических исследований. – 2001а. – Вып. 90. – С. 40–49.
155. Рудой А.Н. Геологическая работа четвертичных гляциальных суперпаводков. Формы дилювиальной эрозии и эвразии // Изв. РГО. – 2001б. – Т. 133. – Вып. 4. – С. 31–40.
156. Рудой А.Н. Возможные гидравлические характеристики и геохронология гляциальных суперпаводков на Алтае // Изв. РГО. – 2001в. – Т. 133. – Вып. 5. – С. 30–40.
157. Рудой А.Н. О критике «традиционной моренной геоморфологии» (комментарий к статье А.Р. Агатовой «Общегеологические принципы в геоморфологическом исследовании») // Вестник Томского государственного педагогического университета. Серия: естественные и точные науки. – 2004. – Вып. 6 (43). – С. 164–169.
158. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (История исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. – 228 с.
159. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (История исследований, диагностика, палеогеографическое значение) // Материалы гляциологических исследований. – 2006. – Вып. 101. – С. 24–48.
160. Рудой А.Н., Галахов В.П. Палеогляциология континентальных горных стран: проблемы и направления исследований // Снежно-ледовые ресурсы и гидроклиматический режим внутриконтинентальных горных стран: Тезисы Гляциологического симпозиума. – Алма-Ата: АН Каз. ССР, 1989. – С. 54–56.
161. Рудой А.Н., Галахов В.П., Данилин А.Л. Реконструкция ледникового стока верхней Чуи и питание ледниково-подпрудных озёр в позднем плейстоцене // Изв. ВГО. – 1989. – Т. 121. – Вып. 3. – С. 236–244.
162. Рудой А.Н., Кирьянова М.Р. Эрозионные террасы и экзогенная геоморфология Северо-Восточного Сайлюгема, бассейн Чуйской котловины, Горный Алтай // Геоморфология. – № 1. – 1996. – С. 87–96.

163. Рудой А.Н., Русанов Г.Г., Галахов В.П. О поздневюрмском оледенении бассейна Верхней Коксы в Горном Алтае // Теоретические и прикладные вопросы современной географии: Материалы Всероссийской научной конференции 20 – 22 апреля 2009 г. – Томск: ТГУ, 2009. – С. 52–53.
164. Рудой А.Н., Браун Э.Г., Галахов В.П., Черных Д.В. Новые абсолютные датировки четвертичных гляциальных паводков Алтая // Изв. Бийского отделения РГО. – Вып. 26. – Бийск: БПГУ, 2006. – С. 148–150.
165. Рудой А.Н., Лысенкова З.В., Рудский В.В., Шишин М.Ю. Укок (прошлое, настоящее, будущее). – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2000. – 172 с.
166. Рудой А.Н., Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Кирьянова М.Р. Поздневюрмское оледенение и приледниковые озёра Северо-Западного Алтая // Гляциология от Международного геофизического года до Международного полярного года: Тезисы XIV Гляциологического симпозиума. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2008. – С. 107.
167. Рудой А.Н., Земцов В.А. Моделирование гидравлических характеристик дилuviальных потоков из позднечетвертичного Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера // Лёд и снег. – 2010. – № 1 (109). – С. 111–118.
168. Русанов Г.Г. Голоценовые травертины Юго-Восточного Алтая // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая: Тез. докл. конф. Часть II. – Барнаул, 1988. – С. 6–7.
169. Русанов Г.Г. Образования минерализованных гидротерм в низкогорно-предгорной части Северо-Восточного Алтая // 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.
170. Русанов Г.Г. О возможном изменении динамики современных экзогенных процессов в долинах Северного Алтая в условиях потепления климата // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2003. – С. 138–139.
171. Русанов Г.Г. Озёра и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. – Бийск: БПГУ, 2007. – 164 с.
172. Русанов Г.Г. Отложения поздневюрмского ледникового комплекса в бассейне Верхней Коксы (Горный Алтай) // Изв. Бийского отделения РГО. – Бийск: БПГУ, 2008. – Вып. 29. – С. 26–30.

173. Русанов Г.Г. Природно-экологические условия озера Сорулуколь в позднем голоцене // Биоразнообразие, проблемы экологии Горного Алтая и сопредельных регионов: настоящее, прошлое, будущее: Материалы Международной конференции (22 – 26 сентября 2008 г., Горно-Алтайск). Часть I. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2008а. – С. 276–279.
174. Русанов Г.Г. Позднеплейстоценовое ледниково-подпрудное озеро в низовьях р. Чебдар (Горный Алтай) и особенности его отложений // Материалы гляциологических исследований, – Вып. 105. – 2008б. – С. 136–139.
175. Русанов Г.Г. Позднечетвертичное оледенение в Абайской котловине и в бассейне Верхней Коксы // География – теория и практика: современные проблемы и перспективы: Материалы Всероссийской научно-практической конференции (Барнаул, 15–18 апреля 2009 г.). – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2009. – С. 199–204.
176. Русанов Г.Г. Климатическая трансгрессия озера Киндыктыкуль в позднем голоцене // Теоретические и прикладные вопросы современной географии: Материалы Всероссийской научной конференции 20 – 22 апреля 2009 г. – Томск: ТГУ, 2009а. – С. 53–54.
177. Русанов Г.Г. Особенности позднечетвертичного оледенения бассейна реки Есконго в Горном Алтае // Изв. РГО. – 2009б. – Т. 141. – Вып. 5. – С. 52–57.
178. Русанов Г.Г. Изменения климата и ландшафтов среднегорья Восточного Алтая в суббореальном периоде голоцена // Изв. РАН. Серия географическая. – 2009в. – № 5. – С. 101–106.
179. Русанов Г.Г. Четвертичные отложения бассейна верхнего течения реки Коксы // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – Горно-Алтайск, 2009. – № 2. – С. 80–95.
180. Русанов Г.Г. О схемах распространения ледников в бассейне верхнего течения реки Коксы во время последнего оледенения // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – Горно-Алтайск, 2009д. – № 2. – С. 96–101.
181. Русанов Г.Г. Геоморфология котловины Тархатинского озера и озёрный литогенез в постледниковое время // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. – М.: Географический факультет МГУ, 2010а. – С. 345–346.
182. Русанов Г.Г. Об особенностях строения и условиях формирования четвертичных отложений разреза Кубадру // Изв. Томского политехнического университета. Науки о Земле. – 2010б. – Т. 316. – № 1. – С. 39–43.

183. *Русанов Г.Г., Рудой А.Н.* Некоторые замечания о строении, возрасте и условиях формирования четвертичных отложений в долине реки Кубадру // Изв. Бийского отделения РГО. Вып. 25. – Бийск: РИО БПГУ, 2005. – С. 37–40.
184. *Русанов Г.Г., Рудой А.Н.* Литолого-фациальный состав позднеюрмского ледникового комплекса бассейна Верхней Коксы в Горном Алтае // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Материалы V Всероссийского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – Т. II. – С. 220–223.
185. *Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Орлова Л.А.* Распространение и радиоуглеродный возраст мамонтовой фауны в Горном Алтае и его предгорьях // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2010.
186. *Самойлова Г.С.* Физико-географические особенности Алтае-Саянской страны // Изв. Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ. – № 1. – 2008. – С. 40–64.
187. *Самойлова Г.С.* Горный Алтай: особенности структурной организации ландшафтов // Изв. Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2008а. – № 1. – С. 117–124.
188. *Свиточ А.А., Парунин О.Г., Ильичёв В.А.* О возрасте конечной морены в долине р. Чаган-Узун (Горный Алтай) // Гляциология Алтая. – Вып. 10. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. – С. 102–103.
189. *Севастьянов Д.В.* Разноразмерные ритмы и тренды в динамике увлажнённости Центральной Азии // Изв. РГО. – 1998. – Т. 130. – Вып. 6. – С. 38–46.
190. *Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г.* – М.: Наука, 1980. – 307 с.
191. *Селиверстов Ю.П.* Возвратно-поступательный характер стадияльных сокращений горных ледников // Изв. РГО. – 1999. – Т. 131. – Вып. 4. – С. 43–47.
192. *Соломина О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М.: Научный мир, 1999. – 272 с.
193. *Сперанский Б.Ф.* Основные этапы кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая // Вестник Зап.-Сиб. геологического треста. – 1937. – № 5. – С. 50–66.
194. *Сухова М.Г.* Эколого-климатический потенциал ландшафтов Алтае-Саянской горной страны для жизнедеятельности населения и рекреационного природопользования: автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – Томск, 2009. – 40 с.

195. Тронов М.В. Вопросы горной гляциологии. – М.: Географгиз, 1954. – 276 с.
196. Тронов М.В. Ледники и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 407 с.
197. Тронов М.В. Факторы оледенения и развития ледников. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. – 235 с.
198. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2000. – 64 с.
199. Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Каталог радиоуглеродных дат. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. – 88 с.
200. Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. – М.: Научный мир, 2005. – 184 с.
201. Четвертичная система // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – Вып. 38. – С. 115–127.
202. Чистяков К.В. Ландшафты Внутренней Азии: динамика, история и использование: автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – СПб., 2001. – 50 с.
203. Чистяков К.В. Ландшафты Горного Алтая и их современная динамика // Изв. Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2008. – № 1. – С. 124–133.
204. Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П. Процессы трансформации и состояние природной среды гор северо-запада Внутренней Азии // Горы и человек: антропогенная трансформация горных геосистем: Материалы конференции. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2000. – С. 140–142.
205. Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П., Михайлов Н.Н. и др. Находка ископаемых лиственничников в моренных отложениях Юго-Западной Тувы // 300 лет горно-геологической службе России: история горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Материалы региональной научно-практической конференции. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2000. – С. 221–226.
206. Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 222 с.
207. Шейнкман В.С. К проблеме древнего оледенения в горах Сибири // Гляциология Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – Вып. 4 (19). – С. 57–69.
208. Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мёртвого моря // Материалы гляциологических исследований. – 2002. – Вып. 93. – С. 41–54.
209. Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 105. – 2008. – С. 51–72.

210. *Шмидт Г.А.* Новые находки неогеновых отложений в Горном Алтае // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. – С. 218–222.
211. *Шмидт Г.А.* Новейшие структуры Горного Алтая и их связь с докайнозойской тектоникой // Геология, инженерная геология и гидрогеология. – Барнаул: Алт. книж. изд-во, 1972а. – Вып. 8. – С. 94–97.
212. *Шмидт Г.А.* О межгорных впадинах Алтая // Геология, инженерная геология и гидрогеология. – Барнаул: Алт. книж. изд-во, 1972б. – Вып. 8. – С. 98–100.
213. *Шнитников А.В.* Изменчивость горного оледенения Евразии в поздней и послеледниковую эпоху и абсолютная хронология // Изв. ВГО. – 1953. – Т. 85. – Вып. 5.
214. *Шнитников А.В.* О единстве общих условий распада вюрмского оледенения горных сооружений Евразии // Гляциологические исследования. – М.: Наука, 1963. – № 9. – С. 145–154.
215. *Шорыгина Л.Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы // Труды Геологического института АН СССР. – 1969. – Вып. 26. – С. 127–164.
216. *Щукина Е.Н.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Труды Геологического института АН СССР. – 1969. – Вып. 26. – С. 127–164.
217. *Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., et al.* Late Glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – V. 209. – No. 1–4. – P. 259–279.
218. *Brennand T.A., Shaw John.* Tunnel Channels and associated Landforms, south-central Ontario: their Implications for Ice-sheet Hydrology // Canadian J. Earth Sc. – 1994. – V. 31 (31). – P. 505–521.
219. *Carling P.A.* Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // Sedimentology. – 1996. – V. 43. – P. 647–664.
220. *Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., et al.* Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology // International Association of Sedimentologists, Special Publication 32. – Oxford, England, 2002. – P. 17–35.
221. *Elson J.* Origin of washboard moraines // Bull. Geological Society of America. – 1957. – V. 68. – P. 324–339.
222. *Gellatly A.F., Gordon J.E., Whalley W.B., Hanson J.D.* Thermal regime and geomorphology of platean ice caps in northern Norway observations and implications // Geology. – 1988. – V. 16. – No. 11. – P. 983–986.

223. *Harrison A.E.* Ice surges on the Muldrow Glacier, Alaska // *J. Glaciology*. – 1964. – V. 5. – Is. 39. – P. 365–368.
224. *Herget J.* Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. – Geological Society of America. Special Paper 386. Boulder, Colorado, USA, 2005. – 118 p.
225. *Hoinkes H.C.* Surges of the Vernagtferner in the Otztal Alps since 1599 // *Canad. J. Earth Sci.* – 1969. – V. 6. – No. 4. – Pt. 2. – P. 1009–1018.
226. *Hoppe G.* Glacial morphology and inland ice recession in Northern Sweden // *Geografiska Annaler*. – 1952. – No. 4. – P. 1–17.
227. *Hughes T.J., Denton G.H., Grosswald M.G.* Was there a late Wurm Arctic Ice Sheet? // *Nature*. – 1977. – V. 266. – P. 596–602.
228. *Kotliakov V.M., Komarova A.I.* Ice reservoir // Elsevier's dictionary of geography: in English, Russian, French, Spanish and German. – Amsterdam; Oxford: Elsevier, 2007. – P. 358.
229. *Kutzbach J.E., Wright H.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 // *Quaternary Science Reviews*. – 1985. – V. 4. – No. 3. – P. 147–187.
230. *Lesemann J-E., Brennard T.A.* 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 // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – V. 28. – P. 2420–2444.
231. *Messerli B.* Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. – Zürich: Geographica Helvetica, 1967. – S. 105–228.
232. *Piotrowski J.A.* Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley // *Sedimentary Geology*. – 1994. – V. 89. – P. 107–141.
233. *Osipov E.Y., Khlystov O.M.* Glaciers and meltwater flux to Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2010. – V. 294. – P. 4–15.
234. *Reuther A.U., Herget J., Ivy-Ochs S., et al.* 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 // *Geology*. – 2006. – V. 34. – No. 11. – P. 913–916.
235. *Rudoy A.N.* Mountain ice-dammed lakes of southern Siberia and their influence on the development and regime of the intracontinental runoff systems of North Asia in Late Pleistocene // *Paleohydrology and Environmental Change* / Eds. Benito G., Baker V.R. & Gregory K.J. – Chichester, New York: John Wiley & Sons, 1998. – P. 215–234.

236. *Rudoy A.N.* Glacier-dammed lakes and geological work of glacial super-floods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // *Quaternary International*. – 2002. – V. 87. – No. 1. – P. 119–140.
237. *Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N.* Paleohydrology of late Pleistocene Superflooding, Altai Mountains, Siberia // *Science*. – 1993. – V. 259. – P. 348–350.
238. *Rudoy A.N., Baker V.R.* Sedimentary Effects of cataclysmic late Pleistocene glacial Flooding, Altai Mountains, Siberia // *Sedimentary Geology*. – 1993. – V. 85. – No. 1–4. – P. 53–62.

Неопубликованная

1. *Кривчиков, А.В., Матвеева Л.М.* 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. – Малоенисейское, 1993.
2. *Крупчатников В.И., Банников А.Н., Винокурова Г.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чаган-Бургазы и Богуты. Отчёт Бугузунской партии о результатах геологической съёмки и геологического доизучения масштаба 1:50 000, проведённых в 1978 – 1993 гг. в юго-восточной части Горного Алтая. – Майма, 1993.
3. *Петкевич М.В.* Отчёт «Гляциология и геоморфология Холзунского железорудного месторождения и вдоль возможных транспортных коммуникаций и существующих дорог». – Томск, 1971.
4. *Федак С.И., Туркин Ю.А., Селин П.Ф. и др.* Геологический отчёт о результатах работ по объекту «ГДП-200 в пограничных районах Алтая и Казахстана (листы М-44-IX, X, XI, XII, М-45-XIII)» за 2004 – 2008 гг. – Малоенисейское, 2008. – Гос. регистр. № 84-04-16.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Научное издание

**Рудой Алексей Николаевич
Русанов Геннадий Григорьевич**

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

На обложке:

Центральная Антарктида, район «Купола С».
Фотография с высоты 32 метра. Январь 2004 г.
Фото *Stephen Hudson*

Редактор *Т.С. Портнова*

Дизайн, верстка *Д.В. Фортеса*

Изд. лиц. ИД № 04000 от 12.02.2001. Подписано к печати 23.11.2011.
Формат 60 × 84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс».
Усл. п. л. 13,95. Уч.-изд. л. 15,62. Тираж 1000 экз. Заказ № 67.

ООО «Издательство научно-технической литературы»
634050, Томск, пл. Новособорная, 1, тел. (3822) 533-335

Отпечатано в типографии ЗАО «М-Принт», г. Томск, ул. Пролетарская, 38/1



РУДОЙ Алексей Николаевич,
доктор географических наук, профессор
Томского государственного университета,
геоморфолог, палеогеограф, гляциолог



РУСАНОВ Геннадий Григорьевич,
кандидат географических наук, ведущий геолог
ОАО "Горно-Алтайская экспедиция", геоморфолог,
палеогеограф, отличник разведки недр