

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.4:551.336(235.222)

© 2002 г. А.Р. АГАТОВА, В. ВАН ХЬЮЛ, А.А. МИСТРЮКОВ

**ДИНАМИКА ЛЕДНИКА СОФИЙСКОГО (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ):
ПОСЛЕДНИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ МАКСИМУМ – 20 ВЕК¹****ВВЕДЕНИЕ**

Одним из актуальных направлений в науке в последнее время является изучение изменений палеоклимата и прогнозирование на основе выявленных ритмов возможного изменения климата в будущем. Горные ледники служат одним из важнейших индикаторов климатических колебаний. Их прерывистое отступление фиксируется стадийными моренами с позднего плейстоцена до Малой ледниковой эпохи (XVII–XIX в.). Прерывистый характер сокращения ледников может свидетельствовать как о нестационарности процесса уменьшения массы льда как такового, так и о периодических (до нескольких сот – возможно, первых тысяч лет) колебаниях температуры и (или) влажности на фоне устойчивого тренда потепления, начавшегося с конца позднего плейстоцена. Изучение стадий развития горного оледенения делает принципиально возможной реконструкцию динамики изменения климата центральной части континентов, однако недостаток абсолютных датировок затрудняет точную временную привязку положений древних ледников Алтая. Как следствие, в настоящее время задача определения продолжительности периодов похолоданий и потеплений в голоцене с помощью алтайских ледников еще не может быть решена корректно. Кроме того, эта задача осложняется тем, что орографические различия в пределах Алтая приводят к существенным различиям и в микроклимате, что в свою очередь обуславливает разную скорость и характер реакции ледников на климатические колебания. В то же время сопоставление короткопериодических (внутривековых) колебаний климата с поведением горных ледниковых систем уже сейчас возможно благодаря мониторингу современных ледников. В ходе гляцио-геоморфологических исследований района ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай), проведенных российско-бельгийской экспедицией в 1997–2000 гг., получены новые данные о динамике его отступления. Наличие исторических сведений о сокращении ледника позволило реконструировать его реакцию на современное потепление за XX столетие. Это дает возможность сделать следующий шаг – провести корреляцию поведения ледника с изменением температуры и количества осадков в течение последнего столетия и оценить степень запаздывания его реакции в зависимости от локальных ороклиматических факторов. В дальнейшем при условии получения необходимого числа абсолютных датировок и районирования Алтая по типу ороклиматических факторов можно будет

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Бельгийского правительства (грант IN/RU/006-BL/03/R06).

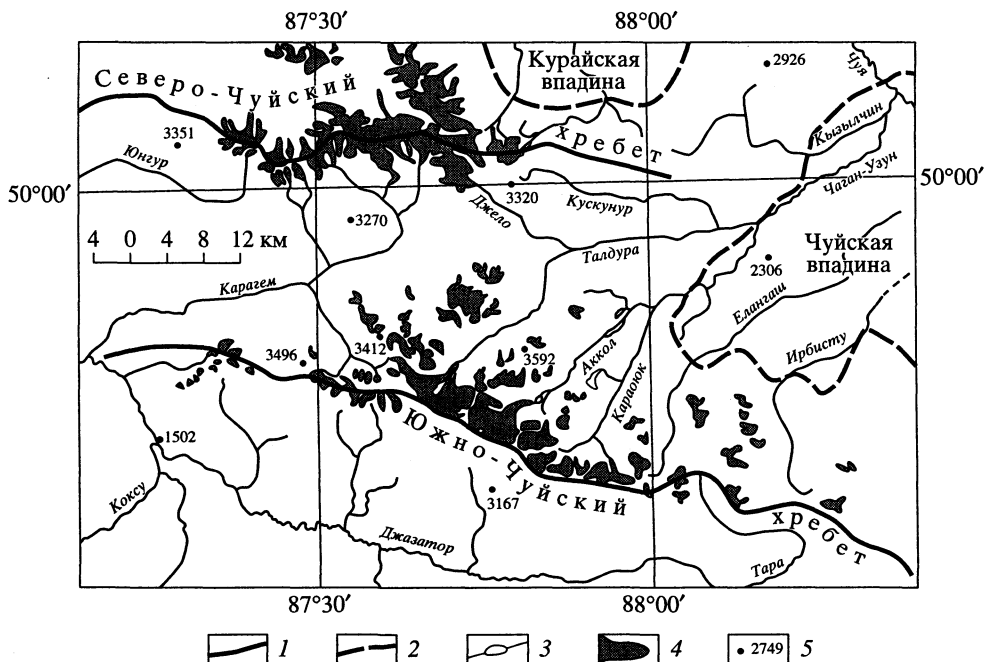


Рис. 1. Положение и характер оледенения Южно-Чуйского хребта и прилегающих территорий
 1 – линии основных водоразделов, 2 – границы Чуйской и Курайской впадин, 3 – элементы гидросети,
 4 – ледники, 5 – абсолютные высотные отметки

перейти к оценке длительности долгопериодических колебаний климата с конца позднего плейстоцена. В данной статье приводятся результаты первого шага, необходимого для решения этой задачи.

Район исследования

Алтайская горная система расположена в центральной части Евразии на стыке России, Казахстана, Китая и Монголии. Юго-восточная часть Русского Алтая образована наиболее высокими хребтами этой системы, сохранившими реликты позднплейстоценового оледенения. Ледник Софийский, третий по величине, находится в верховьях р. Аккол на северном макросклоне Южно-Чуйского хребта, обрамляющего с юга-запада крупнейшую на Алтае Чуйскую межгорную впадину с отметками днища 1700–1850 м (рис. 1).

Хребет представляет собой вытянутое в субширотном направлении линейное поднятие, макросклоны которого имеют трехступенчатое строение. Высота его гребня в центральной части достигает 3936 м, тогда как снеговая линия в этом районе Алтая проходит на уровне около 3150 м, поэтому для приосевой части хребта характерен альпийский рельеф с острыми пилообразными водоразделами. Вторая по высоте ступень хребта (2800–3200 м) преобразована карами лишь частично, и здесь преобладают уплощенные междуречья, представленные обширными реликтами мелпозднелогеновой поверхности выравнивания. Современное оледенение на этой ступени уже отсутствует. Нижние ступени обоих макросклонов хребта погребены древними моренными отложениями. Пологий северный макросклон, нижняя ступень которого является зоной перехода к Чуйской межгорной впадине, протягивается на 30–40 км и более чем в 2 раза длиннее крутого южного макросклона.

Ороклиматические факторы оледенения Юго-Восточного Алтая

Поведение ледников отражает как фоновые показатели климата горной системы, так и микроклимат, обусловленный особенностями орографии того района, где расположен

конкретный ледник, поэтому для корректной расшифровки поведения ледника необходимо иметь представление о комплексе всех климатоформирующих факторов.

Основные черты современного климата Алтая обусловлены его расположением в центре азиатского материка и поступлением основного объема осадков с запада, со стороны Атлантического океана. Климатические особенности Южно-Чуйского хребта помимо этих двух факторов определяются влиянием воздушных масс Монголии, различающихся большими контрастами температуры и влагосодержания [1].

В целом территория юго-востока Алтая характеризуется меньшим количеством атмосферных осадков по сравнению с его северными областями, однако с высотой их количество возрастает. В приосевых частях Северо- и Южно-Чуйского хребтов выпадает 800–1000 мм/год, что сравнимо с увлажнением Северо-Восточного Алтая (1000 мм/год для большей части территории) [2]. В то же время количество осадков в Чуйской впадине на порядок меньше, и в пределах Южно-Чуйского хребта четко прослеживается высотная климатическая поясность. На его склонах пустынно-степные комплексы днища Чуйской впадины сменяются лиственничными рощами, которые выше замещаются растительными ассоциациями альпийских лугов и высокогорных тундр. Меридиональная зональность в распределении осадков сказывается на повышении границы леса и снеговой линии в восточном направлении, и восточнее долины Аккола древесная растительность уже не произрастает. Южно-Чуйский хребет играет роль почти непреодолимого барьера на пути запад-юго-западного влаготочка. В то же время значительное количество осадков проходит на северо-восток до цепи отдельных вершин боковых отрогов хребта через низкие седловины главного гребня, т.е. климатическая граница в данном случае не совпадает с линией главного водораздела. Благодаря этому крупнейшие ледники (Большой Талдурицкий и Софийский), находящиеся на подветренном склоне, не испытывают дефицита в питании [3].

С уменьшением количества осадков к востоку на распределение и длину ледников большее влияние начинает оказывать экспозиция склона, особенно в хребтах субширотного простирания. 175 ледников площадью 196.21 км² сосредоточены к северу от главной линии Южно-Чуйского хребта и лишь 44 ледника площадью 24.61 км² – к югу от нее [4]. Влияние экспозиции на размеры ледников усиливается большей протяженностью северного макросклона, влияющей на площадь ледосборных бассейнов. Подобная закономерность характерна и для других асимметричных хребтов юго-востока Алтая – Северо-Чуйского и Курайского. В западном направлении длина ледников даже на северном макросклоне Южно-Чуйского хребта значительно сокращается. На южном макросклоне с продвижением на запад они исчезают совсем (рис. 1).

В пределах Юго-Восточного Алтая ледники позднего плейстоцена, превосходя современные по длине, имели сходное распределение. Однотипность распределения древних и современных ледников свидетельствует о сохранении основных направлений атмосферного влагопереноса и устойчивом дефиците влажности в юго-восточной части Алтая, по крайней мере с позднего плейстоцена. Данные палинологического анализа подтверждают существование в этом районе сухого и холодного климата в позднем плейстоцене [5, 6]. Меньшие по сравнению с современными ледниками абсолютные высоты конечных морен древнего оледенения свидетельствуют о том, что основную роль в деградации ледников в условиях неизменного дефицита влажности (хотя абсолютное количество осадков могло меняться во времени) сыграло повышение температуры.

Динамика ледников: последний ледниковый максимум – Малая ледниковая эпоха

Наиболее сложным в реконструкции палеоклимата является установление соотношения влияния осадков и температуры. Изменение снеговой границы в одинаковой степени может быть следствием изменения как количества осадков, так и температурного режима. П.А. Окишев приводит доказательства восьми стадий отступления ледников Горного Алтая со времени последнего ледникового максимума (т.е. второй половины вюрма) и обоснов-

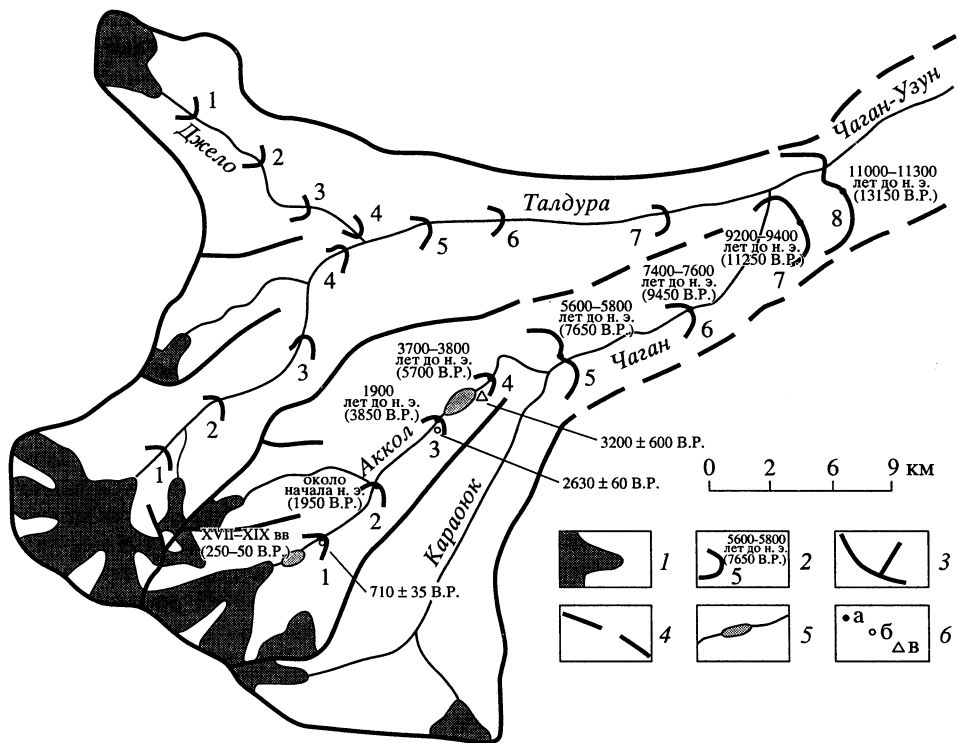


Рис. 2. Схема деградации Софийского и Талдуурского ледников в постмаксимум второго поздне-плейстоценового оледенения (по [7])

1 – ледники, 2 – реконструируемые П.А. Окишевым стадияльные морены и их датировки по схеме А.В. Шнитникова [8] (в скобках эти же датировки, приведенные к системе, применяемой в радиоуглеродном анализе), 3 – гребневидные водоразделы, 4 – уплотненные водоразделы, 5 – гидросеть, 6 – существующие на данный момент датировки моренных отложений (а – предполагаемые, по схеме А.В. Шнитникова, б – радиоуглеродные, полученные авторами статьи, в – датировки лимногляциальных отложений по [5])

вызывает синхронность их отступления с периодом 1800–1900 лет для всей высокогорной области Алтая [7]. Основное значение в деградации оледенения П.А. Окишев придает температурному фактору, в первую очередь повышению летних температур. В то же время для определения количества стадий и их возраста он использует схему А.В. Шнитникова, в основе которой лежит ритмичное изменение общей увлажненности материков северного полушария средней продолжительностью около 1850 лет.

Этот ритм изменения силы морских приливов был установлен О. Петтерссоном еще в начале XX в. Затем идея о существовании такого ритма была использована А.В. Шнитниковым при анализе литературных данных о количестве и возрасте морских и океанических трансгрессий [8]. За основу им была взята схема океанических трансгрессий В. Таннера, разработанная по кривым эпейрогенического спектра Фенноскандии и частично датированная по археологическим стоянкам. Количество трансгрессий соответствовало восьми выделенным морским террасам. Для подтверждения проявлений пульсации влажности не только на побережье, но и в центре Евразии А.В. Шнитников приводит схему развития вюрмского оледенения [9], в который восемь стадий отступления ледников Кавказа синхронизированы со стадиями альпийских и алтайских ледников. Данные по Алтаю в свою очередь обобщены из работ К.Г. Тюменцева [10] и И.М. Мягкова [11]. Следует отметить, однако, что в первоисточниках, лежащих в основе этой "научной пирамиды", приводятся сведения лишь об одном (Катунском) хребте Алтайской горной системы. К тому же ни в одной из его долин не были доказаны все восемь стадий отступления ледников. Балансовые

расчеты [12] показали, что вычисленная с учетом схемы Л.А. Варданяца депрессия снеговой линии максимума "вюрма" в Катунском хребте неверна. Таким образом, имеющиеся по оледенению Алтая данные в действительности не подтверждали выведенной Шнитниковым закономерности. Тем не менее цифра "8" как показатель взаимосвязи морских трансгрессий и континентального оледенения появилась в дальнейших работах по Алтаю [7]. За неимением достаточного числа абсолютных датировок П.А. Окишев устанавливает возраст соседних моренных валов, используя схему В.А. Шнитникова и 1850-летний ритм без каких-либо поправок. Подобное упрощение методов исследования выглядит не совсем корректным и обоснованным.

В качестве доказательств восьмистадиального отступления алтайских ледников с конца позднего плейстоцена П.А. Окишев использует и моренные комплексы долины реки Аккол (Чаган) (рис. 2). Однако геоморфологические исследования в этой долине показали, что только стадии 1 (Малая ледниковая эпоха), 6, 7 и 8 могут быть определены как конечные морены. Остальные, указанные в [7] стадийные валы, или отсутствуют полностью, или смещены со склонов долины боковыми моренами. Моренные отложения действительно покрывают днище долины от тектонического выступа, сглаженного ледником, до верхнего края озера Аккуль, но в виде шлейфа, а не отдельных стадийных валов. Серповидные перегородки и даже их фрагменты на этом участке долины не обнаружены. Моренный шлейф перекрыт песками существовавшего какое-то время в долине Аккола приледникового озера. После осушения озера песчано-алевритистые отложения подвергаются перевеванию. Это приводит как к образованию небольших дюн, так и к обнажению из-под озерных отложений моренного материала. Вверх по долине вплоть до комплекса Малой ледниковой эпохи моренные отложения позднего плейстоцена – голоцена встречаются только в прибортовых частях долины в виде небольших холмиков между языками присклоновых каменных глетчеров, что также не дает оснований для выделения их в качестве стадийных. Отсутствие стадийных валов в промежутке от стадии 6 до стадии 1 и возникновение подпрудного озера, реликтами которого являются современные озера Аккуль и Каракуль, было обусловлено поднятием отдельных блоков Южно-Чуйского хребта, протягивающихся поперек долины в ее устье. Тектоническое подпруживание ледника наряду с малой (2–3°) крутизной днища долины приводило к тому, что при повышении границы питания сразу значительная часть ледника оказывалась в зоне абляции. В этом случае велика вероятность отделения от активной части ледника протяженного массива мертвого льда, таяние которого происходило без формирования конечных валов [13]. Шлейф ледниковых отложений на этом участке днища долины мы склонны считать базальной мореной, включающей также обломки с поверхности ледника, спроецированные на днище при его таянии. Вполне возможно, что некоторое выравнивание базальной морены связано с деятельностью возникшего затем приледникового озера.

Авторами были получены новые радиоуглеродные датировки моренных отложений. Возраст морены, залегающей в прибортовой части долины на правом берегу Аккола напротив устья ручья Нижний Тураюк (87°57' в.д., 49°51' с.ш.; абс. высота 2380 м), т.е. между стадиями 3 и 2 по [7], был определен по фрагменту ствола погребенного ею дерева. Древесина (часть ствола диаметром 35–40 см) была отобрана на глубине 1.6 м от кровли разреза из слоя мелкозернистого песка и алевrolита с плохо окатанной галькой от 5 до 10 см и валунами от 10 до 30 см в диаметре. Небольшой холмик моренных отложений расположен между языками двух сползающих со склона долины каменных глетчеров за пределами распространения озерных песков (рис. 3). Гибель дерева, погребенного, вероятно, при оседании боковой морены, оставленной при отступании позднеледниковой эпохи ледника в долине Аккола, произошла 2630 ± 60 лет назад (СОАН-4116). Это позднее накопление основной массы озерных песков, возраст которых составляет 3200 ± 600 лет [5]. Однако сам моренный материал скорее всего был оставлен ледником на борту долины еще до формирования озера, и полученная датировка относится лишь к моменту смещения моренных отложений вниз по склону. К сожалению, дата гибели дерева не может уточнить и время спуска озерного бассейна в долине Аккола, так как, наиболее вероятно, оно росло в присклоновой части долины за пределами распространения озерных

песков. Даже сейчас эти пески освоены древесной растительностью слабо, в основном по периферии. Погибшее 2630 лет назад дерево могло расти у борта долины как в период существования озера, так и после его спуска.

Формально полученная датировка вписывается в интервал 3850 – 1950 лет назад, который разделяет Аккемскую (3) и Историческую (2) стадии отступления (рис. 2). Однако геоморфологические исследования показывают, что выделить какие-либо стадии в данном участке долины практически невозможно. Указанные в работе [7] 2-я и 3-я стадии в действительности представляют собой обособленные холмики разнородного по петрографическому составу моренного материала на правом берегу в прибортовой части долины (рис. 3). Они практически погребены под отложениями присклоновых каменных глетчеров, состоящих из обломков песчаников горноалтайской свиты, слагающих борта долины. На наш взгляд, эти небольшие отдельные всхолмления являются фрагментами смещенной со склонов боковой морены. В настоящее время моренные отложения в долине Аккола нигде на участке от устья долины до морен Малой ледниковой эпохи в ее верховьях не имеют формы конечных валов, и потому принимать какой-либо один моренный холм из ряда подобных ему за границу древнего ледника методически неверно.

Некорректность датировок стадий 2 и 3 в других долинах Русского Алтая подтверждается также Серебряным и Соломиной [14].

Конечные морены Малой ледниковой эпохи (стадия 1 по [7]) Софийского ледника имеют двухчленное строение, свидетельствуя о кратковременном отступании ледника в течение этой активизации. Начало Малой ледниковой эпохи на Алтае датируется по радиоуглеродным данным и анализу динамики радиального прироста деревьев в долине Актру (Северо-Чуйский хребет) XVI в. [15, 16]. По дендрохронологическим данным между началом XVI в. и восьмидесятью годами XIX в. было выявлено три наступания ледника Малый Актру [16], синхронных периодам сильного понижения летних температур [17]. Вторая фаза похолодания (конец XVII – начало XVIII в.) подтверждается радиоуглеродными датировками [15], третье наступание (1810–1850 гг.) – лихенометрическими исследованиями [18].

В 1999 г. в основании моренной толщи Софийского ледника был найден фрагмент ствола дерева, гибель которого произошла приблизительно в XIII в. (710 ± 35 лет (СОАН-4117)) либо при непосредственном наступании фронта ледника на растительность днища долины, либо под действием холодного ветра при его приближении. Эта датировка дает возможность уточнить начало Малой ледниковой эпохи на Алтае, хотя для корректного обоснования ее хронологических рамок необходимо провести датирование морен в гораздо большем количестве долин. Судя по положению этой более древней морены, наступание Софийского ледника в XIII в. было практически таким же, что и в XVI–XIX вв. Вероятно, отсутствие данных о моренах самой ранней фазы наступания ледника на Алтае связано как с малой изученностью большинства долин, так и с погребением этих морен под отложениями более поздней генерации. Помимо Алтая увеличение длины ледников в XIII в. установлено для гор Урала [19, 20], Кавказа [21], Тянь-Шаня [22], что говорит о глобальном масштабе начавшегося в это время похолодания. Следы первой фазы Малого ледникового периода (XIII–XV вв.) в этих горных странах также чаще всего встречаются в виде полупогребенных фрагментов береговых морен, свидетельствуя о меньшем масштабе по сравнению с наступанием XVI–XIX вв. Исключение – Кавказ, где морены XIII в. сохранились в виде конечно-моренных валов и лежат существенно ниже более поздних [23].

Несмотря на то что поведение ледников в целом чутко отражает глобальные изменения климата, количество стадийальных морен далеко не всегда является прямым следствием более кратковременных климатических колебаний. Полевые геоморфологические исследования и дешифрирование аэрофотоснимков соседних с долиной Аккола долин Талдуры и Караююка показали, что в пределах даже одного водосборного бассейна существуют значительные различия в характере деградации оледенения. В долине Караююка ледник вовсе не оставлял конечных морен (или их следы полностью уничтожены) вплоть до верховьев, где фиксируются морены Малой ледниковой эпохи прекрасной сохранности. Выделение восьми конечных морен в долине Талдуры также под вопросом – геоморфологически не обоснованы по крайней мере стадии 2 и 3. Стадии 4, 5 и 6 невозможно выделить в едином непрерывном комплексе конечно-боковых морен, когда-то перегора-

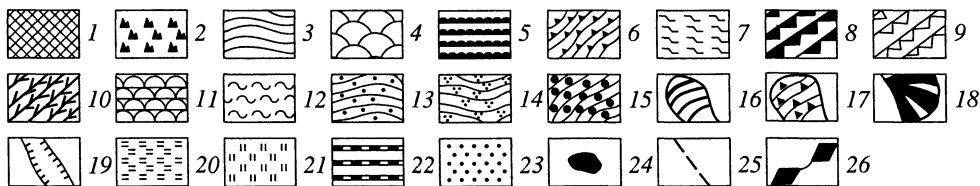
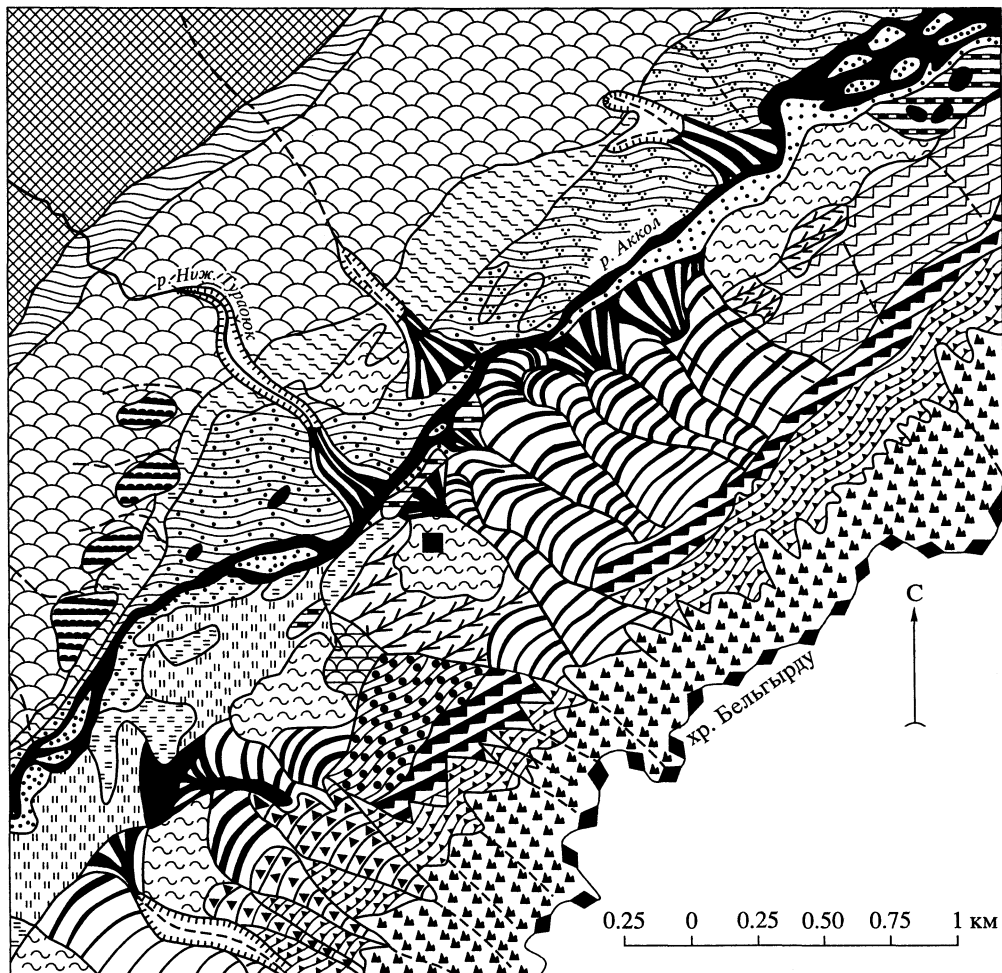
живавших долину. В настоящее время дуги конечных морен уничтожены эрозией, но их положение реконструируется по повороту к центру долины ступеней боковых морен. Искусственно и разделение залегающей ниже по течению Талдуры непрерывной серии морен на седьмую и восьмую стадии. Детальное геоморфологическое картографирование показало, что сокращение ледников короткого и крутого южного макросклона Южно-Чуйского хребта также происходило без формирования всех восьми конечных морен. Подобная ситуация характерна и для других исследованных нами асимметричных хребтов Юго-Восточного Алтая – Курайского и Северо-Чуйского.

Развитие каждого ледника отражает не только глобальные климатические колебания, но и влияние целого ряда локальных факторов. Особенности развития и деградации оледенений долины Аккола определялись следующим комплексом таких факторов: 1) ее расположением в наиболее увлажненной части Южно-Чуйского хребта, находящегося в то же время в наиболее засушливом районе Русского Алтая; 2) высокими абсолютными отметками основного водораздела; 3) северной экспозицией дренируемого Акколом макросклона; 4) положим уклоном днища долины и ее тектоническим подпруживанием. Очевидно, что влияние одного или комплекса локальных факторов и объясняет "недостаток" конечных морен в долинах Алтая. По этой же причине не всегда строго синхронна реакция ледников на колебания климата. Подтверждение этого – деградация ледников северного макросклона Северо-Чуйского хребта в начале позднего плейстоцена. В то время как ледники Таджилу, Ортолык и Тютюе уже отступили и сформировали четко выраженные в рельефе конечные валы, ледники массива Биш-Иирду (Куркурек, Корумду, Актру) все еще продолжали наступать. Формирование их конечных морен происходило уже в субаквальной обстановке – при таянии более мелких ледников и ледников, продвигавшихся с севера из зоны с большим количеством атмосферных осадков, в Курайской впадине возникло озеро. Его уровень фиксируется по волноприбойным террасам, выработанным в конечных моренах отступивших ледников. О более поздней деградации ледников Биш-Иирду можно судить по некоторой размытости очертаний их конечных морен и отсутствию на них волноприбойных террас [24]. Такое различие во времени начала отступления ледников Курайской впадины свидетельствует о неоднородности микроклимата в ее пределах, качественно сходной с современной.

В случае синхронной реакции ледников на изменения климата зачастую различается степень этой реакции даже в пределах одной долины. Так, по данным лихенометрического анализа [17], наступания ледников Большой и Малый Актру на протяжении по крайней мере последних 2 тыс. лет были синхронными. Однако кульминация наступаний Большого Актру приходится на XVII в., в то время как на Малом Актру наиболее удаленная от конца ледника морена датируется концом XVIII – началом XIX в. Таким образом, понятие

Рис. 3. Фрагмент геоморфологической карты на участок среднего течения долины Аккола

1 – склоны средней крутизны (15–30°) с делювиальными отложениями и коллювиальным шлейфом в основании, 2 – склоны крутые (30–75°), местами обрывистые, со скальными выходами, 3 – пологие площадки (3–5°), образованные в результате деятельности ледника, с маломощным шлейфом коллювиальных отложений, 4 – склоны крутые (30–75°), местами задернованные, с выходами скальных пород, преобразованные ледниками, 5 – бараны лбы (курчавые скалы), 6 – склоны крутые (30–75°) со шлейфом коллювиальных отложений, 7 – склоны средней крутизны (15–30°), задернованные, с пролювиальными отложениями, 8 – пологие площадки (3–5°), образованные в результате деятельности ледника, покрытые мощным шлейфом коллювиальных отложений, 9 – склоны пологие (5–15°), со шлейфом пролювиальных отложений, задернованные, 10 – склоны пологие (5–15°), со шлейфом пролювиальных отложений, поросшие лиственницей и кустарником, 11 – бугристая поверхность моренных и флювиогляциальных отложений (5–15°), 12 – бугристая, частично задернованная, местами поросшая лиственницей поверхность древней морены, с тонким чехлом пролювиальных отложений, 13 – пологая (5–15°) задернованная поверхность озерных отложений, 14 – пологая (5–15°) задернованная поверхность озерных отложений с наложенными эоловыми формами, 15 – склоны крутые (30–75°), покрытые шлейфом коллювиальных отложений с отдельными моренными валунами, 16 – каменные глетчеры, 17 – коллювиальные конусы, 18 – делювиально-пролювиальные шлейфы, 19 – овраги, небольшие долины временных и постоянных водотоков; 20 – терраса р. Аккол, сложенная мелкой галькой, песками различных фракций с прослоями глин, 21 – то же, заболоченная, 22 – вытнутые гряды высотой 10–15 м, сложенные древними озерными отложениями (ленточными глинами) с тонким чехлом пролювиальных отложений, 23 – пойма р. Аккол, сложенная галькой различных размеров, 24 – озера, 25 – временные водотоки, суходолы, 26 – водораздел. Черным квадратом показано место отбора пробы на радиоуглеродный анализ



"максимума Малого ледникового периода" также неоднозначно, так как его одновременность отмечается не только в разных горных странах, но и у ледников одной долины [23].

Влияние локальных факторов, накладывающихся на климатические изменения глобального характера, определяет как некоторую асинхронность реагирования ледников, так и различную продолжительность их отступления. Установить, сколько же "должно" было быть стадий отступления, соответствующих именно общим изменениям климата, можно лишь при определении роли локальных факторов в каждой из ледниковых долин. Возможным решением этой проблемы могут стать районирование Алтая по типам локальных факторов и сравнение их влияния на динамику ледников. Пока же имеющиеся по ледникам Алтая данные не позволяют нам однозначно реконструировать ритмику климатических изменений позднего плейстоцена – голоцена в данной части континента. Детальное геоморфологическое изучение морен долины Аккола, служивших одним из

доказательств восьми стадий синхронного отступления ледников Алтая с периодом 1850 лет в позднем плейстоцене – голоцене, так же как и данные по другим долинам Южно-Чуйского, Северо-Чуйского и Курайского хребтов, заставляют критически относиться к этой схеме по крайней мере в пределах Юго-Восточного Алтая. Ее универсальность была оспорена и для других горных систем [23]. Принимая во внимание изначально некорректность построения этой схемы, стоит избегать ее применения для определения возраста конечных морен Алтая. Логичнее устанавливать продолжительность климатических циклов, исходя из конкретного фактического материала, а не пытаться найти в исследуемом районе подтверждение какой-либо известной схемы. Однако на данный момент такая возможность не существует, так как имеющиеся датировки все еще малочисленны, очень разрозненны, определены различными методами и зачастую в период становления этих методов, т.е. их надежность сомнительна.

Динамика ледника Софийского за последние 100 лет

Если корректная корреляция стадий сокращения древних ледников с колебаниями климата в голоцене является еще нерешенной проблемой, то наблюдения за современными ледниками позволяют сопоставлять их динамику с внутривековыми климатическими изменениями благодаря наличию метеорологических данных. История изучения современных алтайских ледников не превышает 100 лет. Одним из наиболее посещаемых в XX в. ледников Алтая был ледник Софийский, что и послужило выбором его для измерения отступления долинных ледников этой горной системы после активизации в Малую ледниковую эпоху.

Ледник Софийский был открыт, описан и нанесен на топографическую карту в 1898 г. В.В. Сапожниковым. В 1911 г. он посетил истоки Аккола вторично и отметил положение конца Софийского ледника зеленой полосой на камне у северной границы приледникового мореноподпрудного озера. Граница этого озера – прекрасный репер для определения сокращения ледника, ее использовали все исследователи. В 1939 г. расстояние от края озера до языка было измерено сотрудниками Томского университета М.В. Троновым и Г.К. Тюменцевым. В 1963 г. в рамках международного геофизического года гляциологические исследования в бассейне р. Аккол были проведены отрядом ледниковой экспедиции ТГУ. В ходе этой экспедиции были получены данные о таянии и скорости движения льда Софийского ледника и суточном расходе воды в р. Аккол. Наблюдения проводились в период с 22 июля по 12 августа, что позволяет сравнивать их с данными 1997 г.

Позднее в рамках большой измерительной программы были проведены радарные измерения в нижней части Софийского ледника и его правого притока [25].

С 1996 г. в долине р. Аккол и на леднике Софийском ведутся комплексные гляциогеоморфологические исследования совместной российско-бельгийской экспедиции. Сотрудниками Департамента географии Свободного университета Брюсселя (VUB) и Института геологии СО РАН осуществляется программа мониторинга баланса массы, динамики льда, положения фронта ледника и толщины его льда. Летом 1997 г. в абляционной части ледника была установлена серия реперов. Во время летней экспедиции 1999 г. в пределах главного цирка ледника Софийский было выкопано несколько шурфов для определения аккумуляции 1997–1998 и 1998–1999 гляциологических годов. Для всех топографических измерений была использована дифференциальная система GPS Leica SR9500, для определения толщины льда – Icefield Ice Penetrating радар [26, 27]. В июле 2000 г. совместной японско-российской исследовательской группой был получен ледовый керн (10–15 м) для изучения загрязнений, вызванных деятельностью человека. Одним из результатов этого бурения будет установление скорости аккумуляции льда. Количество измерений в области аккумуляции ограничено по техническим причинам.

Для возможности сравнения все предыдущие исторические данные и современные измерения положения края ледника были приведены к единой линии отсчета, которой послужила восточная и южная границы мореноподпрудного озера (таблица, рис. 4). На основании этих реконструкций были определены скорости отступления ледника (таблица). В 1997 г. впервые после 1911 г. удалось обнаружить метку В.В. Сапожникова (она была найдена В. Ван Хьюлом и П. Бородавко). Ее координаты $87^{\circ}49'34,0412''$ в.д. и $49^{\circ}48'37,3168''$ с.ш. Однако положение ледника в 1911 г. было исключено из расчетов, так как расстояние и направление от метки до его края неизвестно. Приведенное в таблице расстояние 650 м основано на предположении, что край ледника располагался к северу от метки. В то же время

Исторические и современные изменения положения фронта ледника Софийского (период 1898–2000 гг.)

Год	Источник	Изменения за период	Высота, м. абс.	Расстояние до ледника, м	Средняя скорость отступления за период, м/г
1898	Сапожников, 1901 [28]	Фронт ледника расположен вблизи морен Малой ледниковой эпохи, отделяясь от них озером. В пределах языка существует маленькое наледниковое озеро. Из морено-подпрудного озера сток Аккола происходит в левой части долины между морен. Лед в моренных отложениях	$\pm 2510^2$	0	
1911	VUB-ИГ СО РАН ³	Репер Сапожникова, оставленный им в 1911 г., обнаружен в 1998 г. на западном берегу одного из небольших озер, образованных при термокарстовом проседании морен Малой ледниковой эпохи. Однако направление и дистанция до фронта ледника не указаны		650? (ГС)	
1939	Тронов, 1949 [29]	Отступление ледника с формированием зандра. Сток Аккола с левой стороны языка. Длина мореноподпрудного озера увеличивается до 1 км. Деградация льда в моренах Малой ледниковой эпохи	2550 ²	1201	27.7
1944–1951	Булатов, Дик, Ревякин, 1967 [30]	Формирование двух моренных валов. Их возраст (1944–1951 гг.) рассчитан по средней скорости отступления 18.3 м/г за период 1939–1963 гг. [30]		1277–1347	
1952	Булатов, Дик, Ревякин, 1967 [30]	Детали неизвестны		1382	13.9
1961	Аэрофотоснимки	Отступление ледника. Изменение формы и размера озера. Смещение русла Аккола к центру языка		?	
1963	Гляциологическая экспедиция ТГУ Булатов, Дик, Ревякин, 1967 [30]	Озеро достигает 1 км в длину и 350–400 м в ширину. Левый приток ледника отделился от главного потока	2620 ²	1617	21.4
1997	VUB-ИГ СО РАН	Моренные валы 1944–1951 гг.	2484.0	1874	7.6
1998	VUB-ИГ СО РАН	почти полностью размыты распавшиеся на переплетающиеся рукава	2485.6	1895	21
1999	VUB-ИГ СО РАН	системой стока. Правый приток	2486.2	1928	33
2000	VUB-ИГ СО РАН	почти полностью отделился от главного ледника	2484.5	1935	7

² Измерения проводились при помощи барометрического альтиметра.

³ Свободный университет Брюсселя – Институт геологии СО РАН.
ГС – географический север.

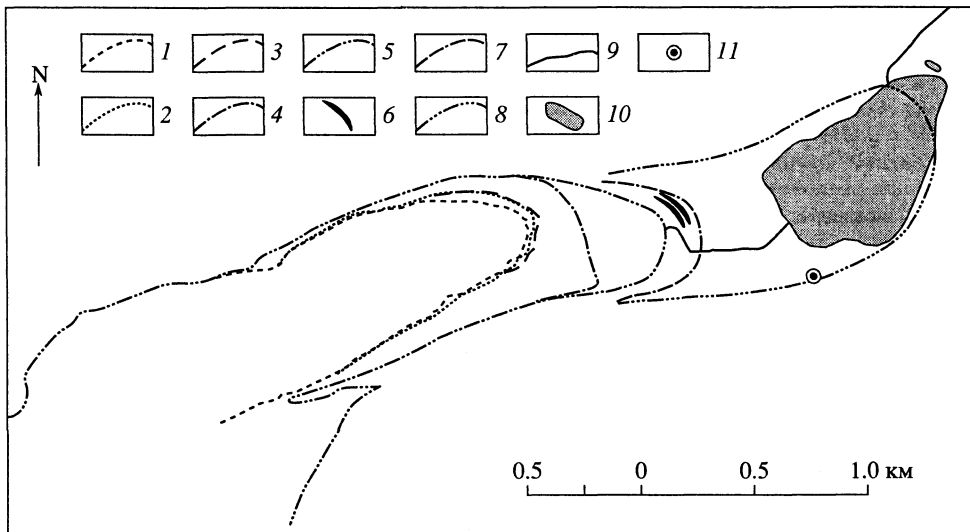


Рис. 4. Карта исторических и современных положений фронта Софийского ледника в период 1898–1999 гг. 1 – 1999 г., 2 – 1998 г., 3 – 1997 г., 4 – 1963 г., 5 – 1952 г., 6 – 1944–1951 гг., 7 – 1939 г., 8 – 1898 г., 9 – русло р. Аккол, 10 – озера, 11 – положение репера, оставленного В.В. Сапожниковым в 1911 г.

такое расстояние мало вероятно, так как получаемая в этом случае скорость отступления за период 1898–1911 гг. нереально высока: 50 м/год.

Репер, оставленный томскими исследователями в 1963 г. в 18,27 м от конца ледника, и два отмеченных ими моренных вала, сформированных приблизительно в 1944–1945 и 1948–1951 гг. [30], были размыты блуждающим по приледниковой зандровой равнине Акколом. Эти валы также были исключены из расчетов скорости, так как их возраст был определен уже после их формирования с использованием средней скорости отступления за период 1939–1963 гг.

Средняя скорость отступления ледника Софийского за период 1898–2000 гг. составила 18 м/год. Минимальное значение скорости сокращения составило 7 м/год (2000 г.), максимальное – 33 м/год (1999 г.). В целом уменьшение длины ледника в конце XX в. шло более быстрыми темпами, чем в начале столетия (рис. 4). В настоящее время его длина составляет 6782,5 м, тогда как в 1898 г. она достигала 8653,5 м.

Сокращение ледника отражалось в повышении абсолютных отметок его фронтальной части, что связано с постепенным повышением дна долины к водоразделу. Следует отметить, что измерения предыдущих исследователей довольно значительно отличаются от наших данных (таблица). Высота конца ледника, определенная по GPS в ходе нашей экспедиции в 1997 г., несмотря на продолжающееся отступление ледника вверх по долине, была ниже, чем высоты, определенные по альтиметру экспедицией Томского университета и ранее Сапожниковым и Троновым. Однако точность используемой нами GPS-аппаратуры (2 см в плане и 4–5 см по высоте) на несколько порядков выше точности барометрических альтиметров, и наши измерения являются на сегодняшний день эталонными. Все сделанные с помощью GPS высотные измерения были пересчитаны с использованием абсолютной высоты мореноподпрудного озера в русской системе координат. Предыдущие данные не могут служить даже приблизительным показателем, так как приведенные в литературе отметки расположены значительно выше современного края ледника. Привязка к топографической карте положений конца ледника в разные годы дала следующие результаты: в 1898 г. он находился на высоте 2450 м, в 1939 г. – 2456,5 м, в 1963 г. – 2500 м. Таким образом, ошибка определения высоты фронта ледника В.В. Сапожниковым, М.В. Троновым и гляциологической экспедицией ТГУ 1963 г. составила 60, 93,5 и 120 м соответственно. Определение, сделанное Сапожниковым еще в конце XIX в., оказалось наиболее точным в ряду этих измерений.

Понижение высоты края ледника при его продолжающемся отступании в 2000 г., по сравнению с периодом 1997–1999 гг. может быть объяснено только неровностями дна

Расстояние	Год
0	1898
1137	1939
1318	1952
1553	1963
1810	1997
1831	1998
1864	1999
1871	2000

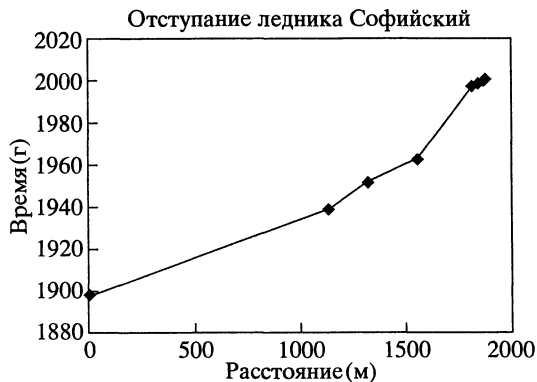


Рис. 5. График отступления ледника Софийский за период 1898–2000 гг.

долины, так как для исключения возможной ошибки измерения и последующие расчеты были проведены дважды.

Полученные за последние 100 лет данные о скорости отступления ледника Софийского, несмотря на неперiodичность, позволяют построить кривую ее изменения (рис. 5). Следующий шаг – корреляция изменения скорости отступления ледника с изменениями летней и среднегодовой температуры и количества осадков или иными словами определение "чувствительности" ледника к изменениям климата. Ближайшая высокогорная метеостанция расположена западнее, в долине Актру Северо-Чуйского хребта, где количество осадков выше. Для того чтобы использовать данные этой метеостанции для долины Аккола, необходимо провести сопоставление скоростей отступления ледников Актру и Софийский и вывести поправочные коэффициенты. Проведение этих расчетов является темой отдельной статьи.

Заключение

Современное отступление ледников Алтая отражает глобальные климатические изменения. При этом значительное влияние на характер отступления оказывает целый комплекс локальных факторов. Особенности микроклимата обусловлены сложной широтной, меридиональной и высотной зональностью в пределах Алтая. Помимо этого размеры ледников определяются их экспозицией, различиями в уклонах днщ долин, строением и площадью ледосборных бассейнов. Все это приводило и приводит к различной реакции ледников в разных районах Алтая на колебания климата, происходящие на фоне общего потепления в голоцене. Таким образом, количество стадияльных морен не всегда является прямым следствием климатических колебаний и "порядковый номер" моренного вала не может служить основанием для определения его возраста. Этот вывод подтверждается детальными геоморфологическими исследованиями следов оледенения в долине Аккола и данными по другим долинам Южно-Чуйского, Северо-Чуйского и Курайского хребтов.

Полученная авторами датировка древесных остатков в основании морен ледника Софийского позволяет уточнить хронологические рамки Малой ледниковой эпохи на Алтае и выделить более раннюю фазу наступания ледников (XIII в.), предшествовавшую наступанию XVI–XIX вв., установленному в долине Актру.

Ледник Софийский, отступавший с 1898 г. со средней скоростью 18 м/год – это типичный континентальный горно-долинный ледник. Собранные по нему исторические и современные данные могут быть использованы для моделирования отклика долинных ледников на потепление климата в Центральной Азии за XX столетие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нарожный Ю.К. Зональные особенности ледникового климата, льдообразования и стока с ледников в Центральном Алтае // М-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. 1989 г. Вып. 66. С. 99–105.
2. Алтайский край. Атлас. М.: ГУГК, 1991. 36 с.

3. *Нарожный Ю.К., Осипов А.В.* Ороклиматические условия оледенения Центрального Алтая // Изв. РГО. 1999. Т. 131. Вып. 3. С. 49–57.
4. *Ревакин В.С.* Некоторые замечания о современном оледенении Южно-Чуйского хребта // Гляциология Алтая. 1967. Вып. 5. С. 149–162.
5. Разрез новейших отложений Алтая (Стратиграфия и палеогеография Приобского плато, Подгорной равнины Горного Алтая) / Марков К.К. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
6. *Боярская Т.Д., Свиточ А.А.* Материалы к палеогеографии ледниковых эпох Горного Алтая // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Сб. 4. С. 92–99.
7. *Окшисев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1982. 209 с.
8. *Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Зап. Геогр. о-ва СССР. 1957. Т. 16. 338 с.
9. *Варданянц Л.А.* О древнем оледенении Алтая и Кавказа (сравнительный очерк) // Изв. Геогр. о-ва СССР. 1938. Т. 70. Вып. 3. С. 386–406.
10. *Тюменицев К.Г.* Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 года // Тр. ледн. эксп. АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Вып. 6. С. 37–94.
11. *Мяков И.М.* Морены ледников Белухи // Вестн. Зап.-Сиб. Геол. треста. Новосибирск: 1936. Вып. 1. С. 85–106.
12. *Тронов М.В.* Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 408 с.
13. *Агатова А.Р.* Постледниковое развитие долины реки Аккол (Южно-Чуйский хребет) // Геоморфология, 1999. № 2. С. 52–59.
14. *Serebryanny L.R., Solomina O.N.* Glaciers and climate of the former USSR during the Neoglacial // Mountain Research and development. 1996. V. 16. P. 157–166.
15. *Ивановский Л.Н., Панычев В.А.* Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1978. С. 127–138.
16. *Адаменко М.Ф., Селищев Е.Н.* Новые данные о динамике ледников бассейна рр. Актур и Курумду в период Малой ледниковой эпохи // Природа и экономика Кузбасса. (Тез. докл. научн. конф.). Ново-кузнецк: 1984. С. 58–61.
17. *Адаменко М.Ф.* Динамика прироста лиственницы как индикатор термического режима летних сезонов в Горном Алтае // Региональные географические исследования Западной Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. С. 20–25.
18. *Соломина О.Н.* Лихенометрия морен долины Актру // Ледники и климат Сибири (Тез. докл. научн. конф.). Томск: Изд-во ТГУ, 1987. С. 100–102.
19. *Мартин Ю.Л.* Формирование лишайниковых синузий на моренах ледников Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Свердловск: СГУ, 1967. 22 с.
20. *Шиятов С.Г.* Дендрохронология верхней границы леса на Урале. М.: Наука, 1986. 135 с.
21. *Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В. и др.* Колебания ледников и процессы морено-накопления на Центральном Кавказе. М.: Наука, 1984, 216 с.
22. *Savoskul O.S., Solomina O.N.* Late-Holocene glacier variation in the frontal and inner ranges of the Tian Shan, Central Asia // Holocene. 1996. V. 1. P. 25–35.
23. *Соломина О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
24. *Новиков И.С., Мистрюков А.А., Агатова А.Р.* Отражение постпозднеплейстоценовых временных и пространственных климатических изменений в развитии рельефа юго-восточной части Горного Алтая // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиЭ, 2000. С. 358–364.
25. *Никитин С.А., Меньшиков В.А., Веснин А.В., Селин Г.А.* Результаты эхолотирования алтайских ледников портативным радаром // М-лы гляциол. исследований (Хроника, обсуждения). 1986. Вып. 56. С. 116–121.
26. *Jones F.H.M., Narod B.B., Clarke G.K.C.* Design and operation of a portable, digital impulse radar // J. Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 143–148.
27. *Narod B.B. and Clarke G.K.C.* Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding // J. Glaciol. 1994. V. 40. № 134. P. 190–194.
28. *Саложников В.В.* Катунь и ее истоки. Путешествия 1897–1899 гг. Томск: Изд-во ТГУ, 1901. 271 с.
29. *Тронов М.В.* Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 374 с.
30. *Булатов В.И., Дик И.П., Ревакин В.С.* Гляциологические наблюдения в бассейне реки Аккол // Гляциология Алтая. 1967. Вып. 5. С. 178–183.

S u m m a r y

Altai mountain glaciers are the important indicators of climate variations in the inner part of Eurasia. Analysis of stadal moraines quantity will allow to find out long period temperature and precipitation fluctuations during Late Pleistocene-Holocene if the sufficient number of absolute dates is available. Our researches show the importance of the local oroclimatic conditions for correct estimation of the long-term climate cycles. These conditions have the strong influence on timing, quantity and amplitude of glacier advances. The authors consider the accepted scheme of eight synchronous glacier retreats with 1850-year rhythm inapplicable to Altai glaciers. Now we can study only short period climate fluctuations, juxtaposing them with the modern dynamic of glacier retreats; it is possible due to the permanent monitoring and historical and meteorological data available. The article presents also the Sophisky glacier's retreat velocity data in 20 century. Both historical information and monitoring data were used for this purpose. These monitoring data were obtained during the field researches held by joint Russian-Belgian scientific group in 1997–2000 years. Radiocarbon data have allowed to estimate more precisely the duration of Little Ice Age in Altai. According to this data LIA began in 13th century but not in 16th as it was considered earlier.

УДК 551.435.162(470)

© 2002 г. **В.Р. БЕЛЯЕВ**

**ОСОБЕННОСТИ ОВРАГООБРАЗОВАНИЯ В РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ
УСЛОВИЯХ¹**

В настоящее время исследователями накоплен и обработан обширный материал по морфологии линейных эрозионных форм, механизме овражной эрозии и динамике ее развития. Имеющиеся представления позволяют в каждом конкретном случае с той или иной степенью точности определять историю развития и генезис оврагов, их активность и потенциальную опасность развития эрозионных процессов. При этом наряду с вопросами, связанными непосредственно с эрозионной деятельностью водотока в овраге, не меньшее внимание должно уделяться зональным особенностям оврагообразования, определяющим внешние условия развития оврага, а также непосредственно влияющим на склоновую составляющую процесса оврагообразования и некоторые другие специфические процессы (например, термоэрозия). Эта проблема имеет большое значение как для углубления теоретических представлений о механизме овражной эрозии, так и для усовершенствования методических схем исследований и решения прикладных задач, связанных с прогнозированием овражной эрозии и проектированием противозрозионных мероприятий.

В последнее время в связи с активным освоением новых территорий (особенно в тех природных зонах, которые ранее оставались практически не затронутыми антропогенным воздействием), остро встает необходимость более глубокой разработки этих вопросов. Процесс оврагообразования вообще связан со значительными перестройками природных комплексов, изменением большинства компонентов ландшафта. В случаях же, когда этот процесс инициируется необдуманной хозяйственной деятельностью человека на территориях, для которых естественная овражность практически не характерна, он может привести к катастрофическим последствиям для экосистем и огромным материальным потерям. Учитывая то, что в оврагообразовании подчиняются зональности как многие из основных факторов, так и собственно составляющие процесса (особенно его склоновая компонента), изучение овражной эрозии в этом контексте представляется весьма перспективным, на что указывают в своих работах многие исследователи [1–3 и др.].

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64932).